

Klimastatusbericht 1999



Jahrhunderthochwasser und schwere Stürme im Jahre 1999

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Klimaänderungssignale und - trends

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:
<http://www.dwd.de/research/klis/ksb/ksb.htm>

ISSN 1437 - 7691
ISBN 3-88148-359-4

Urheberrecht

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

Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon sind nur unter Nennung des Quellenhinweises " Deutscher Wetterdienst " gestattet.

Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Bregenz Innenstadt Bodenseehochwasser Mai/Juni1999. Zur Verfügung gestellt vom Wasserbauamt Bregenz

<http://www.vorarlberg.at/Landesregierung/lwba/lwba.htm>

Kloster Weltenburg am 24. Mai 1999. Zur Verfügung gestellt vom Bürgernetz Kehlheim

<http://www.keh.net/hw/>

Immenstaad-Hafen 22.Mai 1999. Zur Verfügung gestellt von Stefan Meichle

<http://www.meichle.de>

Vorwort

Liebe Leserin, lieber Leser

Das Jahr 1999 hat uns wieder einige extreme (Wetter-) Ereignisse beschert. Das Pfingsthochwasser im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee und die Orkane im Winter des Jahres sind sicherlich noch gut in Erinnerung. In mehreren Beiträgen werden diese Ereignisse analysiert und klimatologisch bewertet.

Im Zusammenhang mit dem Auftreten solcher Ereignisse wird häufig die Frage gestellt: Sind diese Ereignisse bereits die Folge der so oft zitierten, von Menschenhand verursachten, Klimaveränderung? Welche Klimavariabilität ist „normal“ im Sinne von „natürlich“, welcher Anteil ist anthropogen? Fragen, an deren Beantwortung gegenwärtig intensiv geforscht wird. Es sprechen viele Ergebnisse dieser Forschungen, der angestellten Plausibilitätsbetrachtungen und die tägliche Erfahrung dafür, dass der Mensch massiv in das Klimageschehen der Erde eingreift und zwar mit dem Ergebnis einer (globalen) Erwärmung. Für die Diskussion, welche (Gegen-) Maßnahmen nun getroffen werden müssen, darf das Kriterium nicht lauten: „Es muss erst der definitive Beweis der Schädlichkeit einer Maßnahme, eines Verhaltens erbracht werden, bevor Konsequenzen gezogen werden.“ Wenn erst der letzte Beweis erbracht werden muss, bevor gehandelt wird, dann besteht die Gefahr, dass das Klimasystem aufgrund seiner Trägheit nicht mehr schnell genug "auf Kurs" gebracht und eine fatale Entwicklung nicht mehr aufgehalten werden kann. Handlungsoptionen müssen daher weit vor Erbringung des „letzten Beweises“ diskutiert und umgesetzt werden.

Der Deutsche Wetterdienst beteiligt sich aktiv an der Suche nach Antworten auf diese Fragen indem er unter anderem geeignete Klimaparameter überwacht, analysiert und bewertet. Einige dieser Ergebnisse können Sie in diesem Klimastatusbericht nachlesen werden, wobei auch in diesem Jahr wieder eine Reihe von Hintergrundartikeln den regelmäßig erscheinenden Teil Klimaüberwachung ergänzen.

Ich wünsche Ihnen eine interessante Lektüre und würde mich sehr freuen, von Ihnen eine kurze Rückmeldung darüber zu erhalten, wie Ihnen der diesjährige Klimastatusbericht gefallen hat. Sie finden dazu auch einen kleinen Fragebogen im Heft.



(Leiter des Referates
Grundlagen der Klimaüberwachung)

Inhaltsverzeichnis

SEITE

- 7 Orkantief „Anatol“ vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre**
- 12 Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier**
- 17 Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte**
- 26 Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet
von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf**
- 35 Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische
Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz**
- 42 Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli**
- 48 Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier**
- 52 Thermopluviogramm
E. Dittmann**
- 55 Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G.Czeplak**
- 64 Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre**
- 68 Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier**
- 75 Die phänologische Entwicklung
W. Trampf**

SEITE

- 78 Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude**
- 82 Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E.Dittmann**
- 88 Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche**
- 95 Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf**
- 99 Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel**
- 107 Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend‘ in der Klimadiagnose
J. Rapp**
- 111 Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle , P. C. Werner**
- 118 Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und
Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz**
- 122 Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann**
- 124 The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on
Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner**
- 128 Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate
Monitoring
P. Hechler**

SEITE

1	Titelbild
2	Zum Titelbild
3	Vorwort
4	Inhaltsverzeichnis
130	Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen
132	Anschriften der Autoren
134	Impressum
135	Index

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

Ch. Lefebvre

Der Orkan entwickelte sich am 2. Dezember über dem Nordatlantik aus einer zunächst nur schwachen Welle, die sich unter Vertiefung rasch ostwärts verlagerte. In den Nachtstunden zum 3. Dezember war sie bereits zu einem Tief mit einem Kerndruck von 985 hPa gereift und lag nördlich von Irland. Durch einen Kurzwellentrog in der Höhe erfuhr das Tief günstige Entwicklungsbedingungen und vertiefte sich in nur etwa 12 Stunden um weitere 40 hPa auf 952 hPa zum Orkantief. Wie aus Abb. 1 zu ersehen ist, zog es dabei über die Nordsee, im Bereich des Limfjordes über Jütland (Dänemark), über Südschweden (in der Nacht zum 4. Dezember) und die Ostseeinsel Gotland, das Baltikum und weiter nach Rußland, wo es sich dann bald abschwächte.

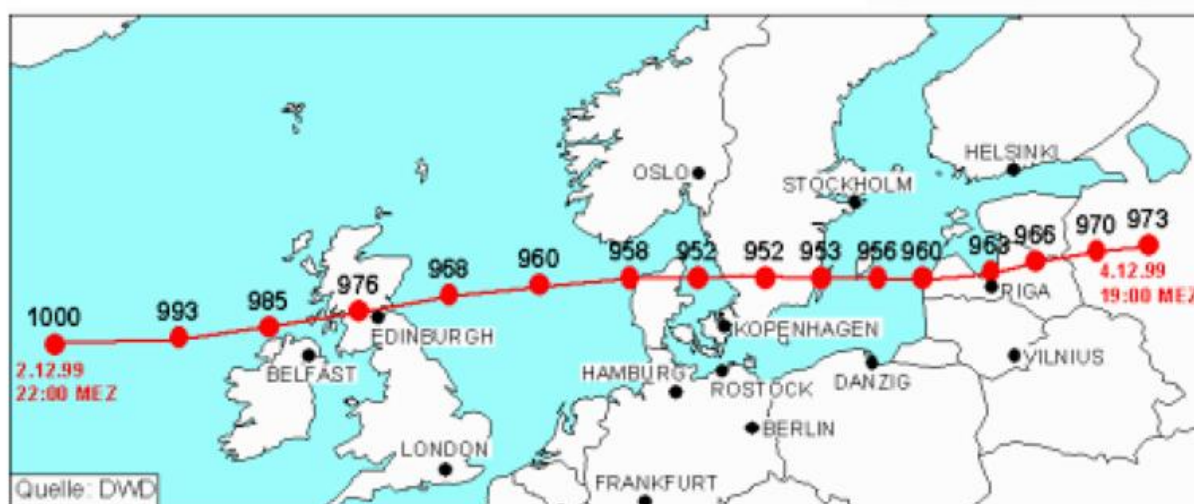


Abb.1 Lage und Kerndruck des Orkantiefs 'Anatol' im Abstand von 3 Stunden ab 02.12.1999 22:00 MEZ (21 UTC) bis 04.12.1999 19:00 MEZ (18 UTC).

Das Orkantief ‚Anatol‘ war in Dänemark, wo besonders hohe Schäden und zahlreiche Menschenopfer zu beklagen waren, der stärkste Orkan in diesem ausklingenden Jahrhundert. In Deutschland zählte er zu einem der schwersten Orkane der letzten Jahrzehnte (vgl. Abb. 2). Dabei traten in Dänemark und im äußersten Norden Deutschlands Windböen auf, die neue Rekordmarken für die Windmeßreihen einzelner Stationen darstellten.

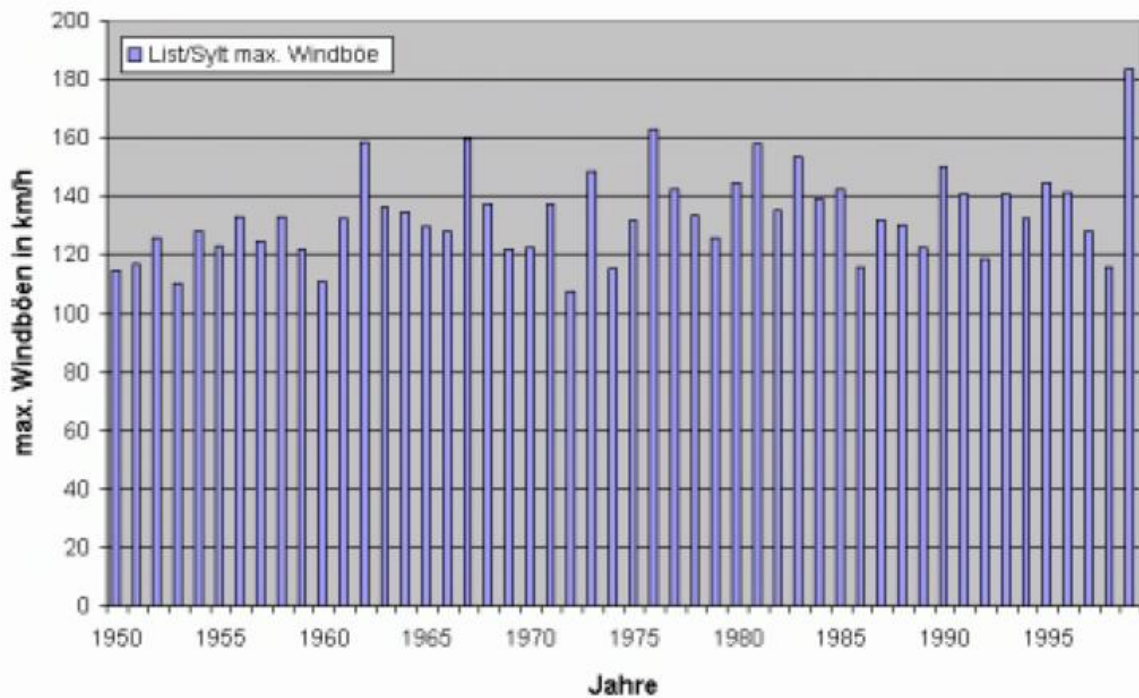


Abb.2 Beobachtete jährliche maximale Windböen an der Station 'List' auf Sylt seit Beginn der Aufzeichnungen 1950 bis 1999. Die mit etwa 184 km/h am 3.12.1999 17 UTC gemessene Spitzenböe stellt einen deutlichen Ausreißer nach oben dar.

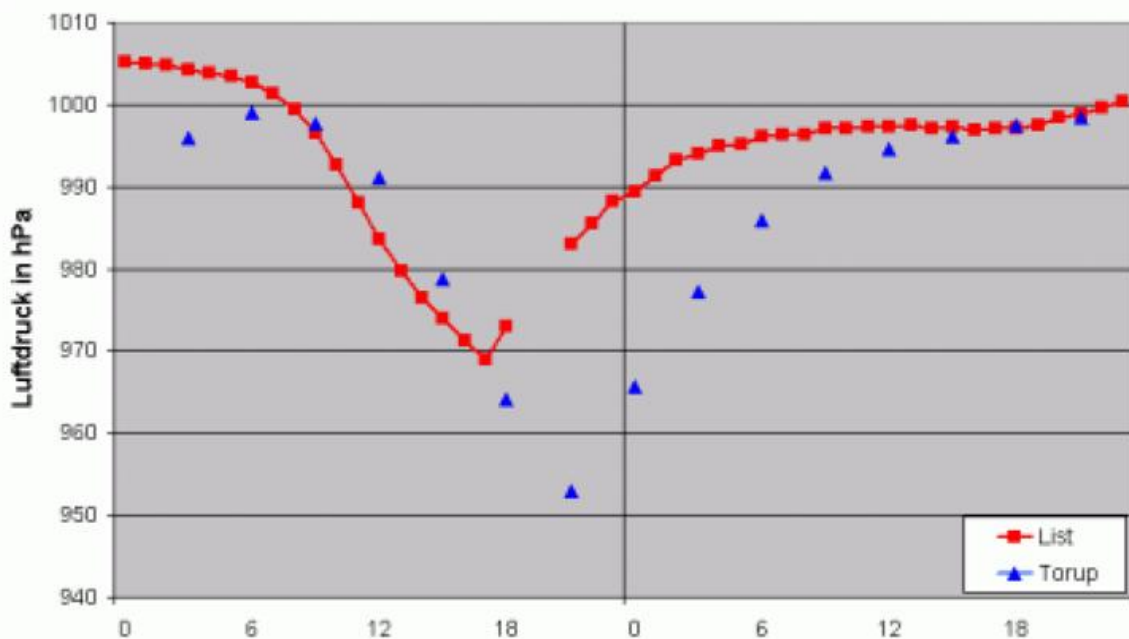


Abb.3 Verlauf des auf Normal Null reduzierten Luftdruckes an den Stationen List auf Sylt und Torup in Südschweden. Die Daten von Torup werden nur alle 3 Stunden verbreitet.

Der tiefste Kerndruck wurde mit 952 hPa am 3. von 20 bis 22 Uhr MEZ zwischen der dänischen Insel Anholt und der Station Torup in Südschweden gemessen, die das Orkantief knapp nördlich passierte. Aus Abb. 3, die den Verlauf des Luftdruckes an den Stationen List und Torup zeigt, ist zu ersehen, wie der ungewöhnlich starke Druckfall fast übergangslos in einen nahezu gleich starken Druckanstieg überging. Die größten Windgeschwindigkeiten traten südlich des Tiefs in der mittleren Nordsee über den Seegebieten Deutsche Bucht und Fischer und vor allem im südlichen Dänemark und nördlichen Schleswig-Holstein auf, wo der Wind Orkanstärke

erreichte. Aber auch in den Seegebieten Belte und Sund, Westliche und Südliche Ostsee wurde schwerer oder orkanartiger Sturm mit Orkanböen aus vorwiegend südwestlicher bis westlicher, später teilweise nordwestlicher Richtung beobachtet.

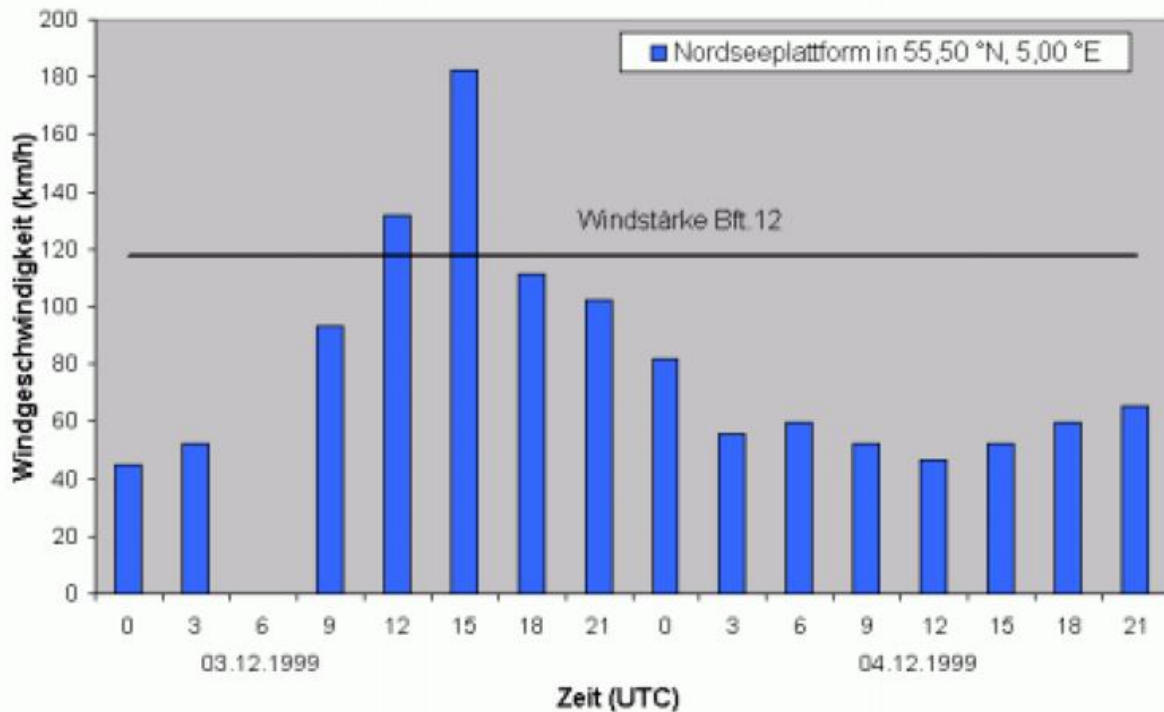


Abb.4 Verlauf der mittleren Windgeschwindigkeit (10 Minuten Mittelwert) auf der Nordseeplattform in 55,50° N, 5,00 E°.

Wie die Meldungen einer Nordseeplattform nahe der Doggerbank bei 55,50° N und 5,00° E (Abb. 4) belegen, hatte der Sturm hier bereits zur Mittagszeit (13 MEZ) Orkanstärke erreicht und verstärkte sich bis 16 Uhr auf 180 km/h. Mit seiner Ostwärtsverlagerung wurden dann zwischen 17 und 19 Uhr MEZ auf der süddänischen Nordseeinsel Rømø und auf Sylt (Abb. 5) die stärksten Böen von fast 185 km/h gemessen. Wie Abb. 2 zeigt, stellt die Böe vom 3.12.1999 einen Rekord in der 50 jährigen Windmeßreihe der Station List auf Sylt dar. Der Wert liegt 10% über dem bisherigen Rekord aus dem Jahre 1976. Da die Messungen danach wegen Problemen mit der Stromversorgung für mehrere Stunden ausfielen, kann nicht ausgeschlossen werden, dass noch stärkere Böen aufgetreten sind.

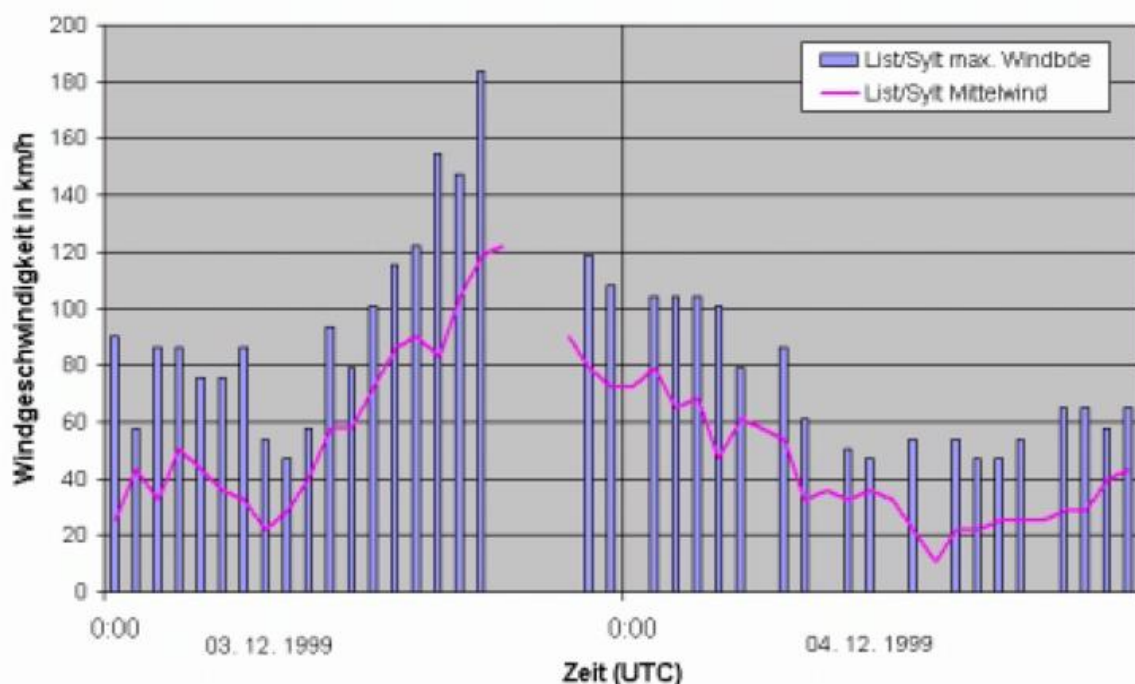


Abb. 5 Tagesgang der gemessenen maximalen Böen und des 10-Minuten Mittelwindes an der Station List auf Sylt. Es sind mehrere Ausfälle der Messapparaturen zu verzeichnen

In den Abendstunden weitete sich das Hauptsturmfeld ostwärts über die Ostsee aus und sorgte hier für eine stürmische Nacht. Auf der Ostseeinsel Fehmarn (Abb. 6) erlangte der Wind ab 19 Uhr Orkanstärke mit den stärksten Böen von 145 km/h gegen 21 Uhr. Im Norden von Rügen, am Kap Arkona, traten die stärksten Böen mit knapp 155 km/h um 23 Uhr und weiter östlich, auf der Insel Bornholm, gegen 1 Uhr MEZ auf. In den Frühstunden des 4. Dezember erreichte der Weststurm auf der Halbinsel Hela in Böen 152 km/h, in Gdansk (Danzig) 130 km/h und in Kaliningrad (Königsberg) noch 126 km/h.

Südlich und nördlich dieses Sturmfeldes herrschten steife bis stürmische Winde vor, allerdings verbreitet mit Sturmböen, teilweise auch der Stärken 11 bis 12 wie beispielsweise in Hamburg.

An der dänischen und schleswig-holsteinischen Nordseeküste führte der starke Sturm, der zunächst aus Westsüdwest kam, dann auf West und in den frühen Abendstunden des 3. Dezembers auf Westnordwest drehte, zu schweren Sturmfluten. In Hamburg erreichte der Wasserstand mit 5,82 m über NN gegen 23.15 Uhr seinen höchsten Stand. Es war das vierthöchste Hochwasser der neueren Geschichte.

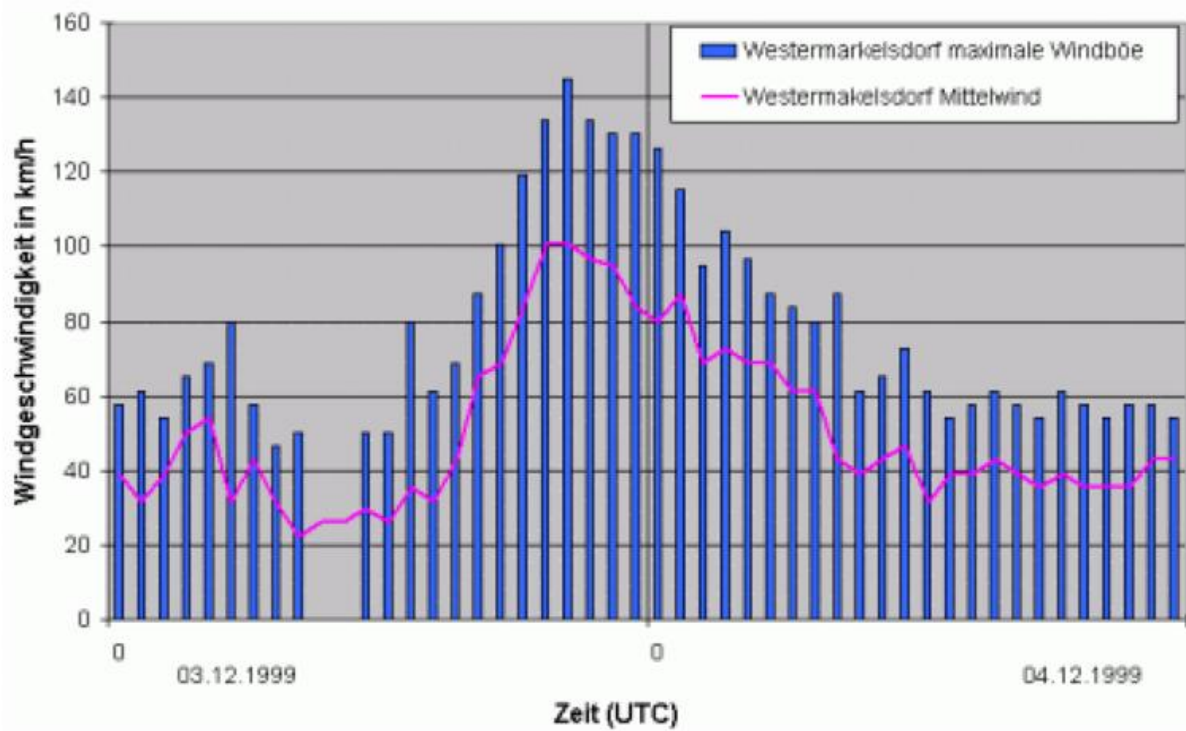


Abb.6 Tagesgang der gemessenen maximalen Böen und des 10-Minuten Mittelwindes an der Station Westermarkelsdorf auf Fehmarn

Orkantief "Lothar" vom 26.12.1999

G. Müller-Westermeier



Abb.1 Zerstörte Boote am Genfer See, Schweiz
Foto: dpa

Am zweiten Weihnachtsfeiertag 1999 entwickelte sich unter einer sehr kräftigen Frontalzone eine Wellenstörung aus dem Seegebiet südlich Irlands zu einem Orkantief. Dieses zog unter rascher Vertiefung und Intensivierung über Nordfrankreich hinweg nach Deutschland. Sein Kern bewegte sich dabei über Trier, Frankfurt und Jena nach Ostsachsen. Die stärksten Winde wurden hinter der durchschwenkenden Okklusionsfront auf der Südseite des Orkantiefs beobachtet

und trafen weite Teile Frankreichs, der Schweiz und Süddeutschlands. Im Kernbereich lagen die beobachteten Windgeschwindigkeiten dagegen deutlich niedriger.

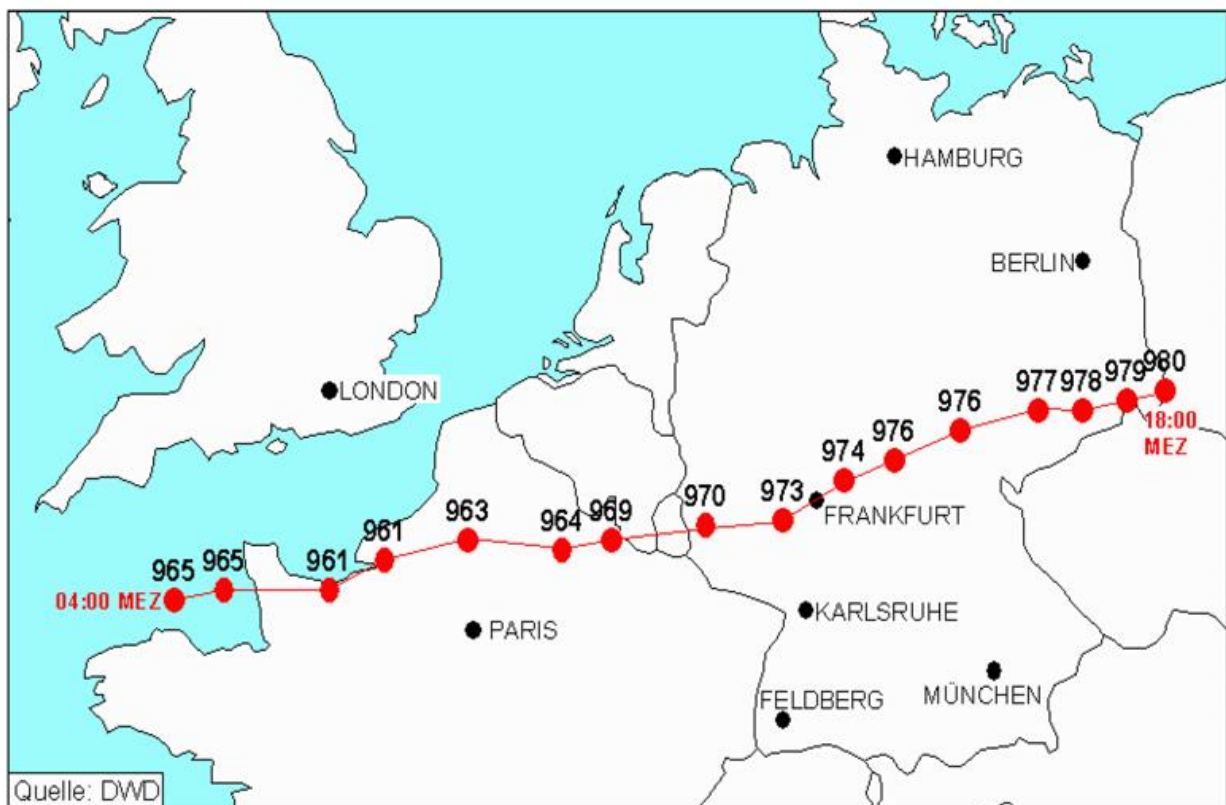


Abb.2 Zugbahn des Orkanes "Lothar" am 26.12.1999, abgeschätzt aus im Meteorologischen Applikations- und Präsentationsystems (MAP) des DWD dargestellten synoptischen Messdaten. Abgebildet ist in stündlichen Abständen, beginnend um 04 Uhr MEZ, die Position des Tiefkerns (rote Punkte) und der dazugehörige Kerndruck

In Abb. 3 ist der Verlauf des Luftdrucks an der Station Karlsruhe dargestellt. Man erkennt deutlich den starken Druckfall von etwa 30 hPa (von 1005 hPa am Abend des 25. bis 975 hPa am 26.12.1999 um 13 Uhr). Dies ist seit Beginn der Beobachtungen in Karlsruhe vor ca. 50 Jahren der stärkste Druckabfall, der bisher gemessen wurde. Diesem Druckfall folgte ein noch rascherer Druckanstieg um ca. 22 hPa auf rund 996 hPa. Noch markanterer Druckfall und anschließender Anstieg wurden an der Station Caen an der französischen Kanalküste beobachtet: dem extrem starken Luftdruckfall von 27,7 hPa zwischen 3 und 6 Uhr MEZ stand von 6 bis 9 Uhr MEZ ein noch intensiverer Anstieg von 29,0 hPa gegenüber. Solche Werte sind mit hoher Wahrscheinlichkeit noch nie in Kontinentaleuropa aufgetreten. Das großräumige Auftreten dieser extremen Drucktendenzen hat die hohen Windgeschwindigkeiten mit verursacht.

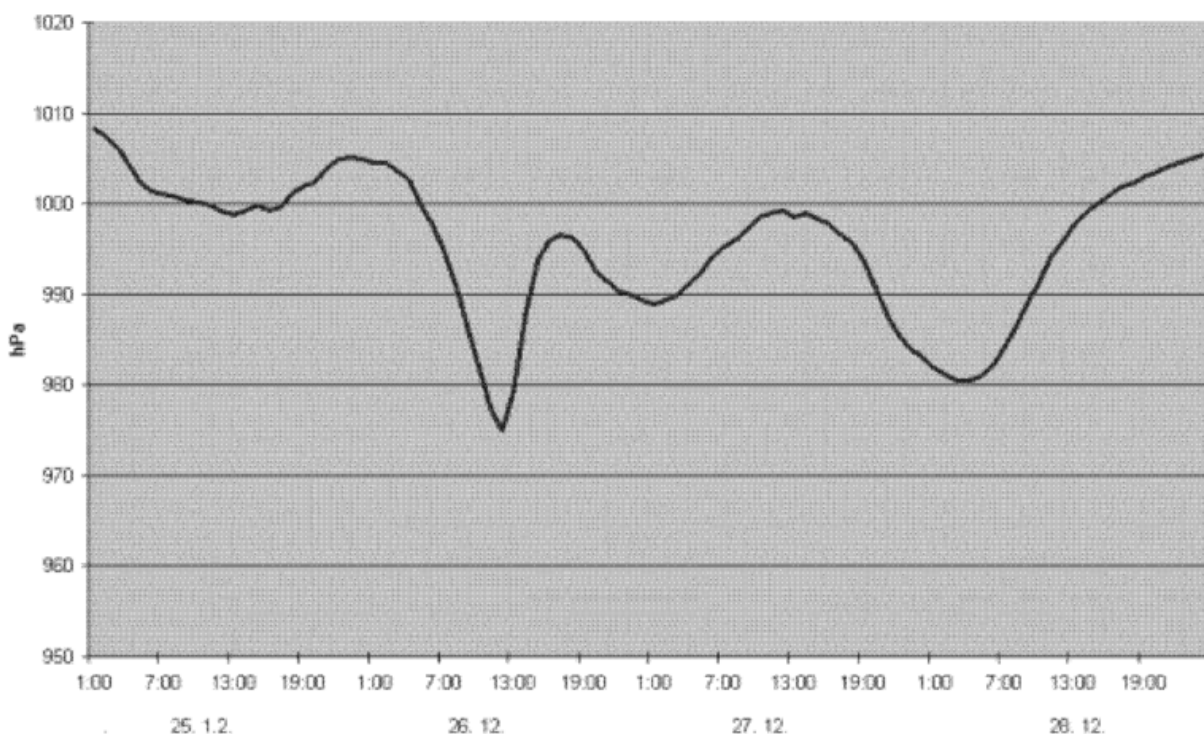


Abb.3 Verlauf des Luftdrucks an der Station Karlsruhe (DWD)

Abb. 4 zeigt den Verlauf der Windgeschwindigkeit an der Station Karlsruhe. Es sind sowohl die 10 Minuten Mittelwinde aus den stündlichen synoptischen Beobachtungen sowie die maximalen Windspitzen zu jeder vollen Stunde dargestellt (Anmerkung: Windspitzen werden nur gemeldet, wenn eine Bö von mindestens 45 km/h gemessen wurde). Die maximalen Winde traten im Rheintal gegen 13 Uhr auf, wobei Mittelwinde von 90 km/h und Spitzenböen von 151 km/h (42 m/s) erreicht wurden. Der bisherige Rekord für eine Spitzenböe lag bei 115 km/h (31,9 m/s am 24.11.1984).

Auf den Bergen waren die Windgeschwindigkeiten noch höher. Am Feldberg im Schwarzwald (Abb. 5) traten am 26.12.1999 bis 12 Uhr MEZ Mittelwinde bis 130 km/h und eine Bö von 212 km/h auf. Dabei wurde das Windmeßgerät so beschädigt, daß in den nächsten 2 Stunden, während des Maximums des Orkans, keine Werte mehr registriert werden konnten. Auch hier stellt der Wert von 212 km/h (59 m/s) einen neuen Rekord dar (bisher 57 m/s am 13.02.1967).

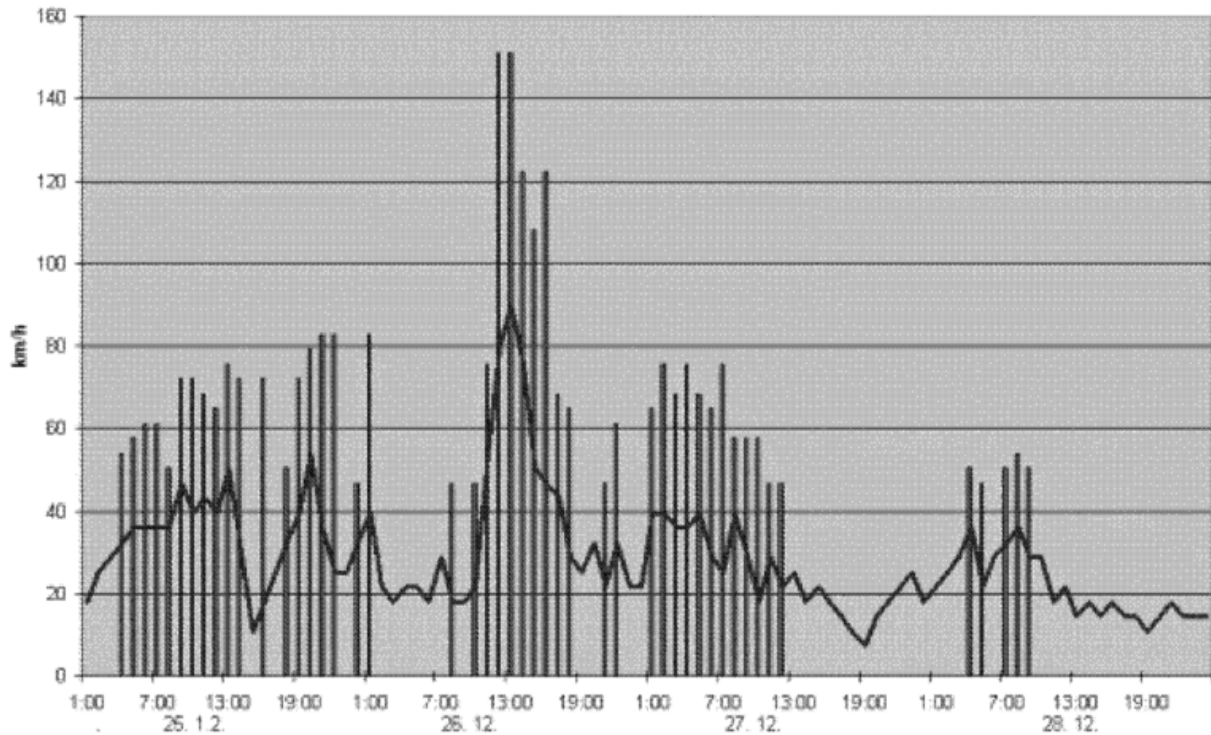


Abb. 4 Windgeschwindigkeit in Karlsruhe in km/h.

In Bayern waren die stärksten Sturmböen etwa 2 Stunden später zu verzeichnen. Der Sturmwirbel begann sich bereits abzuschwächen, so daß die Windgeschwindigkeiten im Flachland nicht mehr ganz so extrem waren wie anhand der Windgeschwindigkeiten am Flughafen München (Abb. 6) zu erkennen ist. Es wurden dort nur noch Mittelwinde bis 80 km/h und Spitzenböen von 120 km/h erreicht. Auf den Alpengipfeln hingegen traten extreme Windgeschwindigkeiten auf. So wurde die absolut höchste Windgeschwindigkeit in Deutschland auf dem Wendelstein mit 259 km/h gemessen (gegen 14 Uhr MEZ).

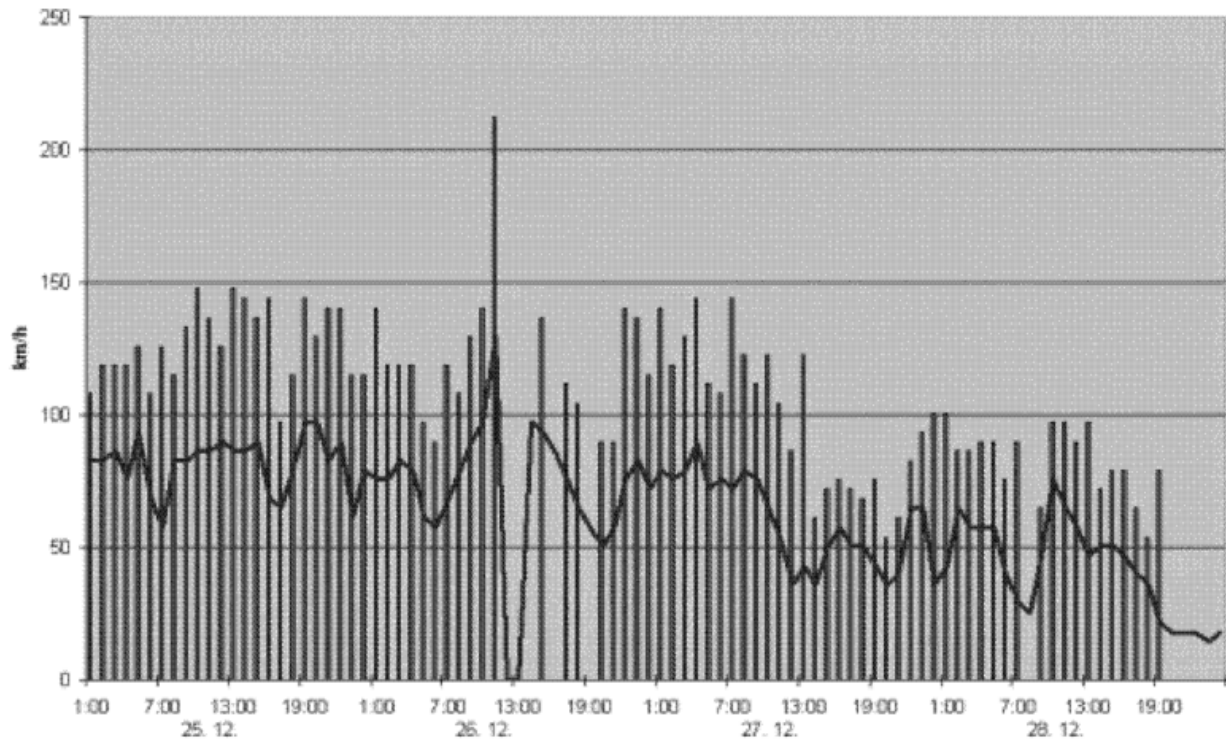


Abb. 5 Windgeschwindigkeit auf dem Feldberg/Schwarzwald. Werte am 26.12.1999 gegen 13:00 Uhr stehen wegen Beschädigung des Windmeßgerätes nicht zur Verfügung.

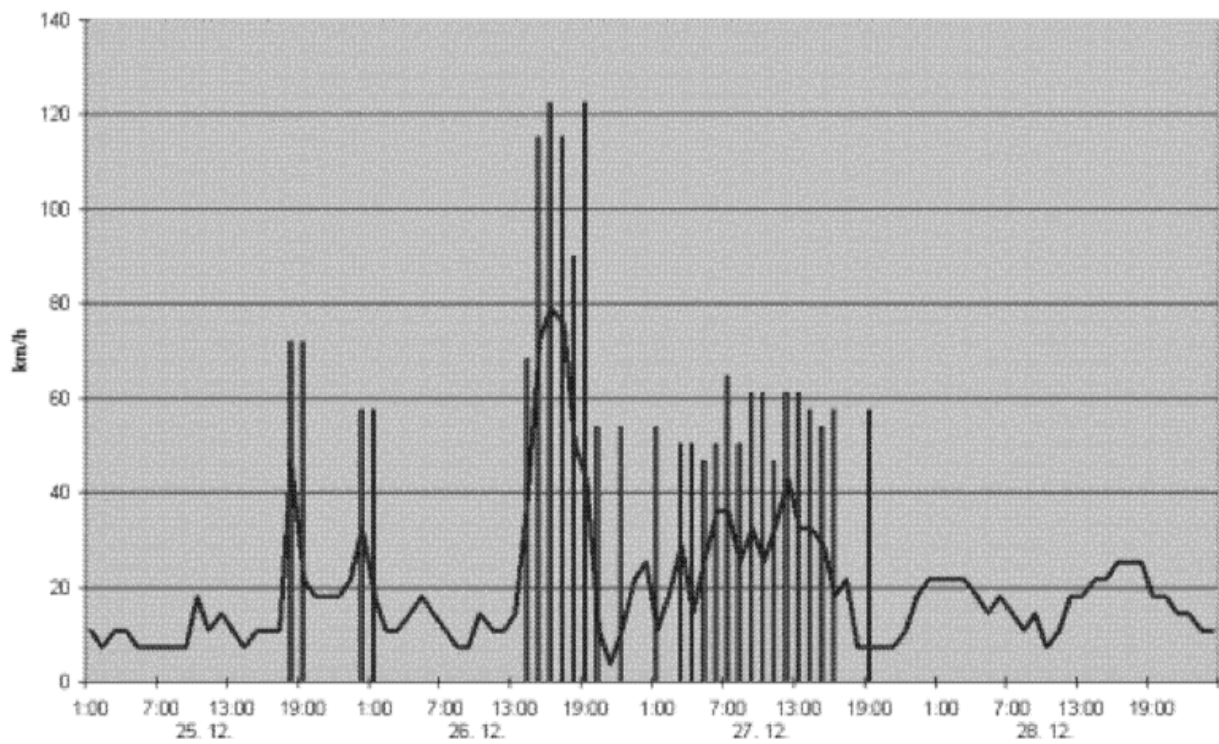


Abb. 6 Windgeschwindigkeit an der Station München-Flughafen in km/h.

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren

U. Otte

Einführung

Im Zuge der Diskussion über die Folgen der Klimaänderungen steht für die Gesellschaft die Problematik von damit verbundenen schadensträchtigen Witterungsphänomenen an vorderer Stelle. Man denke nur an die Serie von Orkanen mit ihren katastrophalen Auswirkungen im ersten Quartal 1990 oder jüngst im Dezember 1999. Insbesondere die Versicherungswirtschaft hat ein starkes Interesse an einer Analyse von Sturmhäufigkeit und -intensität in der Vergangenheit und einer Prognose für die Zukunft. Eine Analyse des relevanten Datenmaterials ergibt interessante und überwiegend im Kontext mit anderen Klimatrends stehende Aspekte. Im vorliegenden Beitrag wird untersucht, ob die aus Daten des Zeitraumes 1969 bis 1994 abgeleiteten Trends der Sturmhäufigkeit und -intensität (vgl. /1/) unter Einbezug der neueren Daten bis 1999 bestätigt werden oder zu modifizieren sind.

Für andere Klimaelemente, insbesondere Lufttemperatur und Niederschlag, wurden die Klimatrends auf der Basis längerer Datenreihen analysiert /2/. Ergebnisse, die möglicherweise im Zusammenhang mit der Sturmentwicklung stehen, sind:

- Mildere und niederschlagsreichere Winter, was dazu führt, dass die Niederschlagshöhen im Winter im Mittel der letzten Jahre um 50-100 mm über denen der 50-er Jahre lagen.
- Die Niederschlagshöhen in den Monaten Juli und August haben dagegen im Vergleichszeitraum in großen Teilen West- und Mitteleuropas deutlich abgenommen.
- Die Temperaturen weisen vor allem für die Wintermonate einen positiven Trend auf und sie sind mit signifikant weniger Schnee in früher einigermassen schnee- und wintersportsicheren Mittelgebirgsregionen (z.B. dem Hochsauerland) verbunden (Abbildung 1).

An diesen charakteristischen und längerfristigen Klimaeigenschaften ändern auch ein oder zwei kalte Winter, wie 1995/96 und 1996/97 oder ein kaltes Gesamtjahr 1996 vom Grundsatz her wenig, wie es der aktuelle und noch nicht in diese Untersuchung eingeflossene Winter 1999/2000 eindrucksvoll demonstriert.

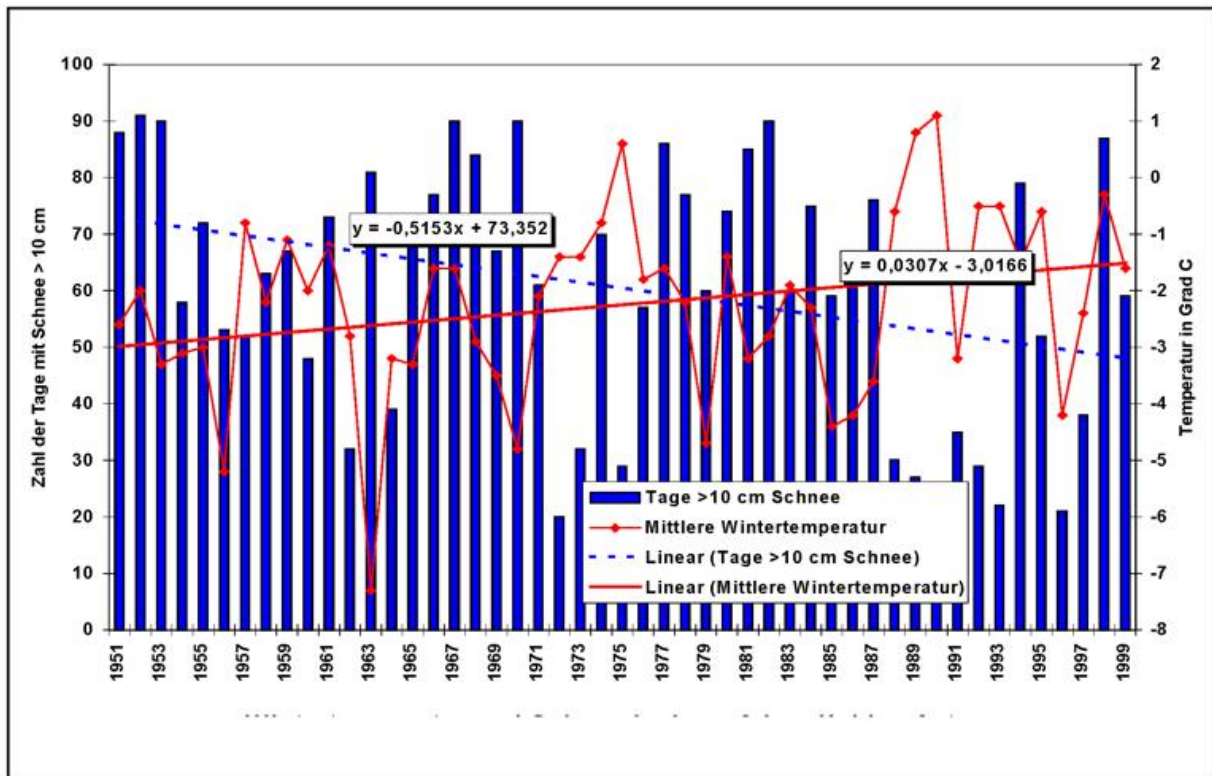


Abb.1 Wintertemperatur und Schneedecke auf dem Kahlen Asten 1951 - 1998/99.

Datenbasis

Der Deutsche Wetterdienst betreibt an allen seiner ca. 130 hauptamtlichen Messstationen im Bundesgebiet Windmessanlagen. Hinzu kommen einige automatische Stationen und Anlagen von Fremdbetreibern, wie z.B. von Umweltämtern. Auch wenn nicht alle diese Stationen bzgl. Messhöhe (10m über Grund) und Standortumgebung den fachlichen Anforderungen der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) entsprechen, kann doch ein großer Teil der Datenkollektive für räumlich vergleichende Untersuchungen herangezogen werden, um z.B. das Auftreten der Windstärke 8 in Zuordnung zur naturräumlichen Situation zu bewerten. Verlegungen der Windmessanlagen und technische Modifikationen sowie Nutzungsänderungen im nahen Umfeld, wie z.B. Bautätigkeit, führen zu Inhomogenitäten in den Messreihen, die Trendaussagen über makroskalige Einflüsse nicht zulassen. Insofern und aus Gründen der Praktikabilität wird hier nur eine Auswahl von Messstationen bzw. Datenkollektiven diskutiert.

Als einfach zu gewinnender statistischer Parameter bietet sich die Anzahl der Tage mit einer Windstärke von mindestens Beaufort 8 an. Beaufort 8 umfasst einen Windgeschwindigkeitsbereich von 17,2 bis 20,7 m/s bzw. 62 bis 74 km/h und muss als Spitzenböe (mit großer Wahrscheinlichkeit) erreicht worden sein, um z.B. einen damit zusammenhängenden Schadensfall für die Versicherung erstattungspflichtig zu machen. Aus diesem Zusammenhang erklärt sich das große Interesse der Versicherungswirtschaft an den Entwicklungen.

Für diese Untersuchung wurden überwiegend Zeitreihen der jährlichen Anzahl von Tagen mit Spitzenböen \geq Bft 8 aus dem Zeitraum 1969 bis 1998/9 herangezogen. Auf die Zeitreihen wurde das Verfahren der linearen Regression angewendet; die Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten zum 26-jährigen Zeitraum bis 1994 werden dargestellt /1/.

Naturräumliche Differenzierung

Infolge der Bodenrauigkeit ist die Windgeschwindigkeit in Bodennähe im allgemeinen geringer als in der freien Atmosphäre ab. Dieser Vorgang vollzieht sich in der atmosphärischen Grenzschicht, nimmt sie mit der Höhe über Grund zu. Gleichzeitig ist damit eine Drehung der Windrichtung gegen den Uhrzeigersinn verbunden, also z.B. von Westwind in der Höhe auf Südwestwind in Bodennähe. Der Einfluss der Reibung auf die Windgeschwindigkeit lässt sich durch zwei den Boden charakterisierende empirische Parameter, Verdrängungshöhe und Rauigkeitslänge beschreiben. In diesen Parametern stecken die von unterschiedlichen Geländeformen und Hindernissen ausgehenden verschiedenen Reibungskräfte auf das bodennahe Windfeld. Damit können u.a. die in ebener und hindernisfreier Umgebung meist höheren Windgeschwindigkeiten gegenüber denen in orographisch gegliederten Landschaften erklärt werden. Allgemein wird die Windgeschwindigkeit zudem mit dem Abstand zur Küste geringer. In Höhen oberhalb von 200 bis 300 m über Meeresniveau ist mit zunehmender Höhe eine Zunahme verbunden.

Einen größeren Effekt haben die lokalen Bedingungen auf die Anzahl der Tage mit Spitzenböen \geq Bft 8, wie eine Gegenüberstellung und Interpretation der Daten verschiedener Stationen in Abbildung 2 zeigt: Während die Relation der Böenhäufigkeiten von Gesamtjahr zu Sommer bzw. Winter quasi unabhängig vom Standort für alle Stationen ähnlich ist, fallen jedoch zwei Stationen durch besonders große Häufigkeiten auf, der Kahle Asten in freier und exponierter Lage im Hochsauerland, 840 m ü. NN, und Aachen in 202 m ü. NN.

So erklärbar 96 Tage mit maximalen Windspitzen \geq Bft 8 im Hochsauerland sein mögen, die 47 Tage in Aachen im Vergleich zu nur 31 Tagen im 600 m hoch gelegenen Braunlage/Harz bedürfen jedoch der Relativierung:

Die Windmessung in Aachen findet in 25 m ü. Gr. auf dem Dach des Stationsgebäudes statt. Das Gebäude selbst steht in exponierter Kuppenlage etwa 40 m höher als das Stadtgebiet, so dass, unter zusätzlicher Berücksichtigung der über hindernisreichen Oberflächen (Städten!) ohnehin größeren Turbulenz des Windfeldes, die hohe Anzahl von Tagen mit Bft 8 und mehr nachvollziehbar wird. Andererseits beruht die geringe Anzahl von Sturmtagen an der Station Braunlage auf deren geschützter unterer Hanglage in waldreicher Umgebung.

Diese drei Beispiele demonstrieren den starken Einfluss der Hindernis- und Geländesituation im Umfeld einer Windmessstation auf die Messungen. Deren räumliche

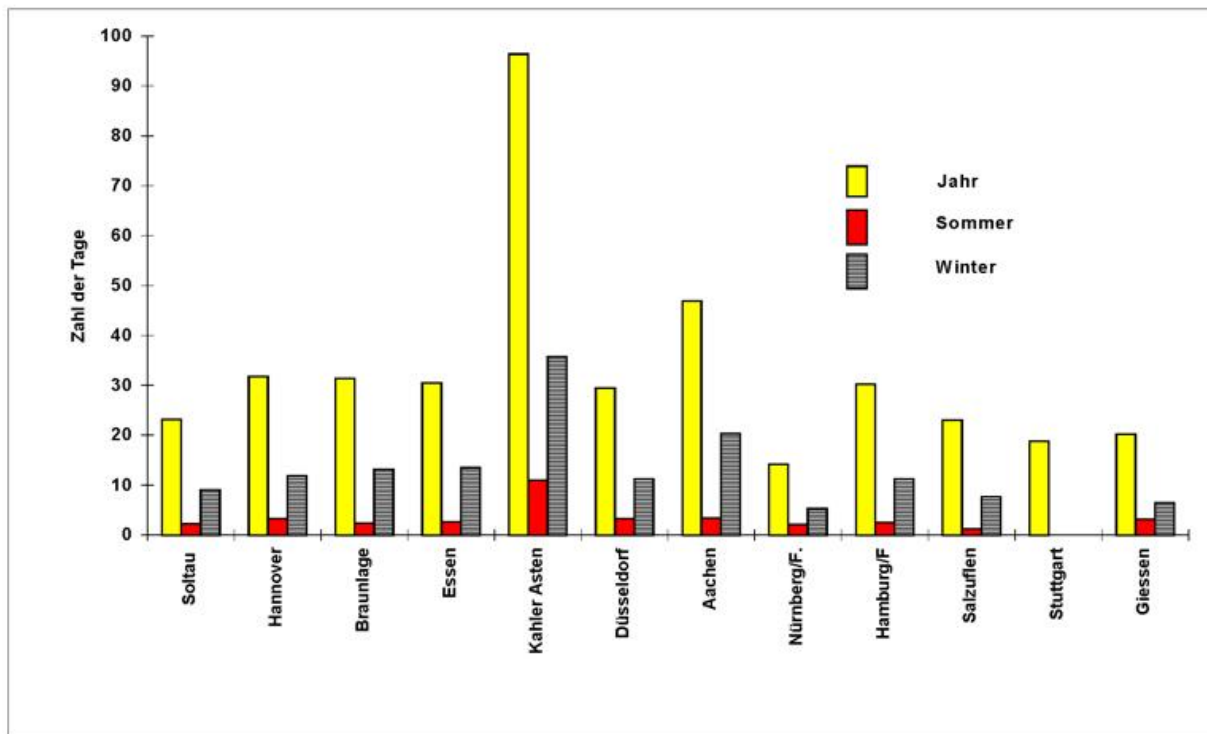


Abb.2 Mittlere Anzahl der Tage mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 für Jahr, Sommer und Winter im Zeitraum 1969 bis 1998

Repräsentanz bezieht sich demzufolge häufig nur auf den Nahbereich der Messstation und mit Einschränkung auf vergleichbare topographische Situationen in der Umgebung.

Trendbetrachtungen

Trends lassen sich aus meteorologischen Datenreihen statistisch ableiten. Die Trendlinie einer Variablen ergibt sich aus einer Regressionsrechnung der betrachteten Variablen und der Zeit. Der Korrelationskoeffizient der Trendberechnung liefert als sog. Trendstrenge ein Maß für die Wahrscheinlichkeit der Tendaussage. Im Vorfeld einer Trendanalyse ist jedoch die Homogenität der verwendeten Messreihen zu beachten. Um einen Klimatrend nachzuweisen, müssen die Daten homogen sein, d.h. die Messungen müssen während der gesamten Zeitraums unter gleichen Geräte- und Umgebungsbedingungen erfolgt sein.

Beim Element Wind ist die Forderung nach einheitlichen Messtechniken und Stationsumgebungen über Jahrzehnte hinweg in der Praxis kaum zu erfüllen. Einerseits ist technischer Fortschritt beim Messen der Windgeschwindigkeit notwendig, andererseits können von wenigen Ausnahmen abgesehen ideale Standortumgebungen nicht über Jahrzehnte konserviert werden. Aus diesem Grund werden entsprechende wissenschaftliche Untersuchungen auch häufig mit Hilfe von Daten zum horizontalen Luftdruckgradienten bestritten; daraus lassen sich über physikalische Gesetzmäßigkeiten Windgeschwindigkeiten berechnen. So zeigen Arbeiten auf

dieser Basis für den Bereich der Deutschen Bucht samt angrenzender Küstenstreifen für die mittlere Windgeschwindigkeit keine Zunahme in den letzten Jahrzehnten /3/. Diese Erkenntnisse können aber nicht ohne Weiteres auf die Häufigkeit des jährlichen Auftretens von maximalen Windspitzen oberhalb eines definierten Schwellenwertes übertragen werden. Ob dafür Trends existieren, soll in der Folge dargestellt werden. Datenbasis sind homogene Messreihen aus dem Zeitraum 1969 bis 1998/9 .

Die folgenden Abbildungen lassen für die Anzahl der Tage mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 einen solchen Trend vermuten. Am Beispiel der Abbildung 3 für Düsseldorf wird die zunehmende Anzahl von Sturmtagen im Jahr deutlich; für den gleichen Zeitraum ist dagegen beim Jahresmittel der Windgeschwindigkeit keine vergleichbare Entwicklung festzustellen!

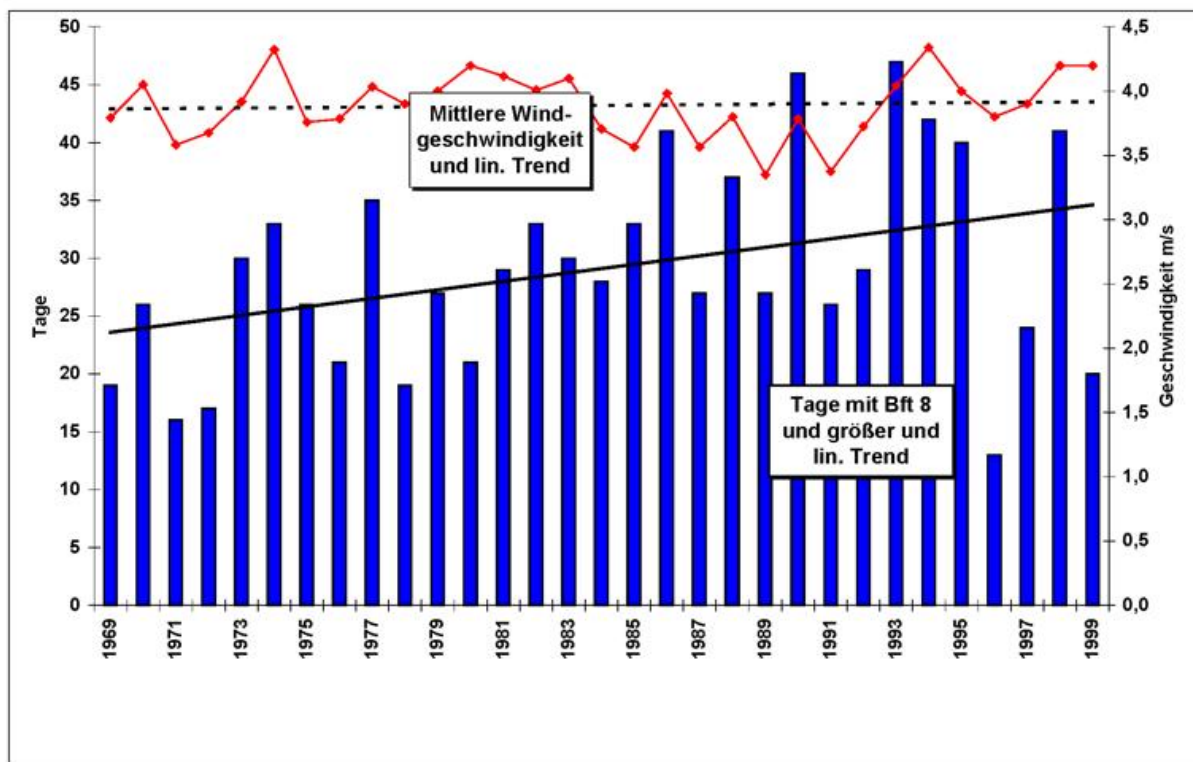


Abb. 3 Zeitreihen der mittleren Windgeschwindigkeit und der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8 im Jahr für Düsseldorf.

Die Ergebnisse für die anderen untersuchten Standorte Hannover und Nürnberg sind denen von Düsseldorf ähnlich: Gefunden wurde eine Zunahme der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8, wobei die Trendschärfen (Korrelationskoeffizienten) etwas niedriger als im Vergleichszeitraum 1969 bis 1994 sind. Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit weist dabei keine erkennbaren Trends auf. Abbildung 4 zeigt diese unterschiedlichen Trends für Hannover, Düsseldorf und Nürnberg in der Zusammenschau.

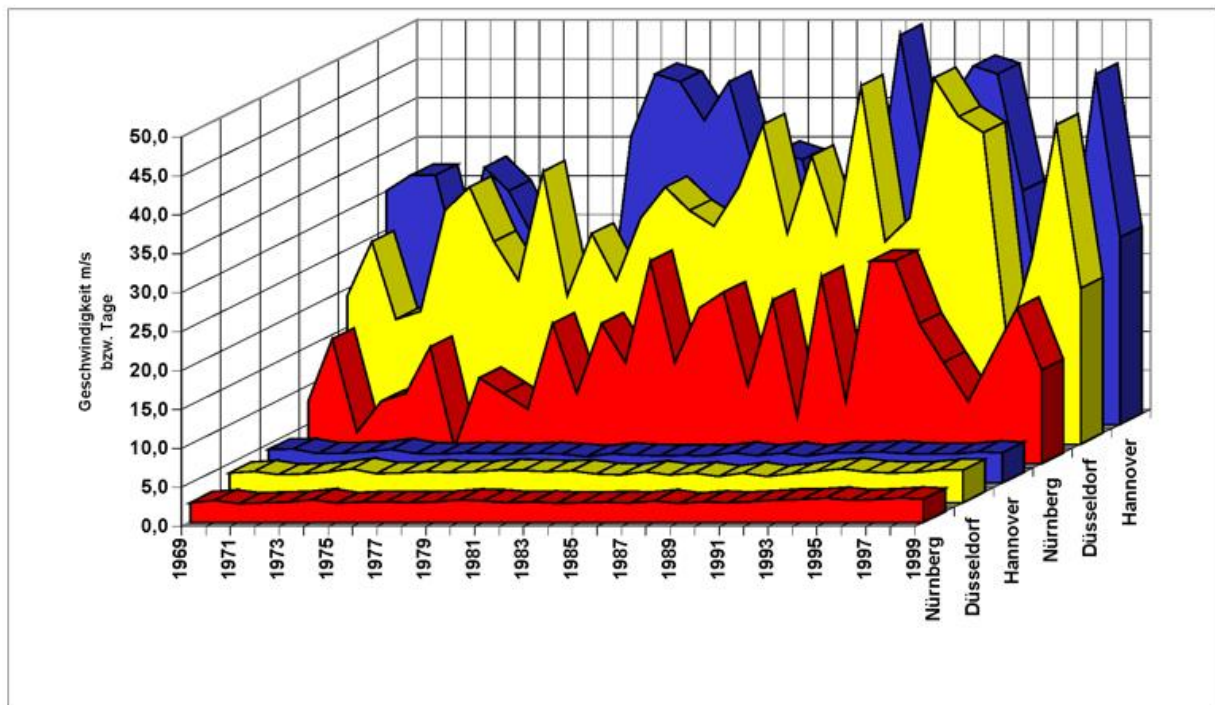


Abb. 4 Zeitreihen des Jahresmittels der Windgeschwindigkeit (vorne) und der Anzahl von Tagen mit Spitzenböen von mindestens Bft 8 im Jahr (hinten)

Eine analoge, aber auf die Jahreszeit Winter begrenzte Betrachtung ergibt für den Trend der Anzahl der Böentage geringfügig höhere Korrelationskoeffizienten. Hier weist nun auch das winterliche Windgeschwindigkeitsmittel einen schwachen positiven Trend über die Zeit auf (Abbildung 5). Dem Beispiel für Nürnberg entsprechen die Verhältnisse in den Zeitreihen für Gießen und - schwächer ausgeprägt - auch in Düsseldorf, nicht dagegen in Hannover.

Diese erste Andeutung der Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit im Winter war in der Zeitreihe bis 1994 noch nicht enthalten. Hierzu scheinen also die zusätzlichen Untersuchungsjahre 1995 bis 1998/9 den Ausschlag für den mit der gesamten Datenreihe ermittelten Trend zu geben. Die Anzahl der Böentage in den Wintern 1995 bis 1999, wie auch in den Gesamtjahren, war dagegen unterdurchschnittlich, was aber nicht zwangsläufig mit niedrigen mittleren Windgeschwindigkeiten korrespondieren muss. Die Zunahme des winterlichen Windgeschwindigkeitsmittels findet insbesondere der letzten Jahren eine Entsprechung in der Zunahme von Fällen mit extremen Windmaxima in der unteren Stratosphäre (vgl. Beitrag von H. Nitsche Seite 88). Eine mögliche Erklärung ist die Kopplung der Windverteilung an die Häufigkeitsverteilung der Großwetterlagen in den einzelnen Jahren.

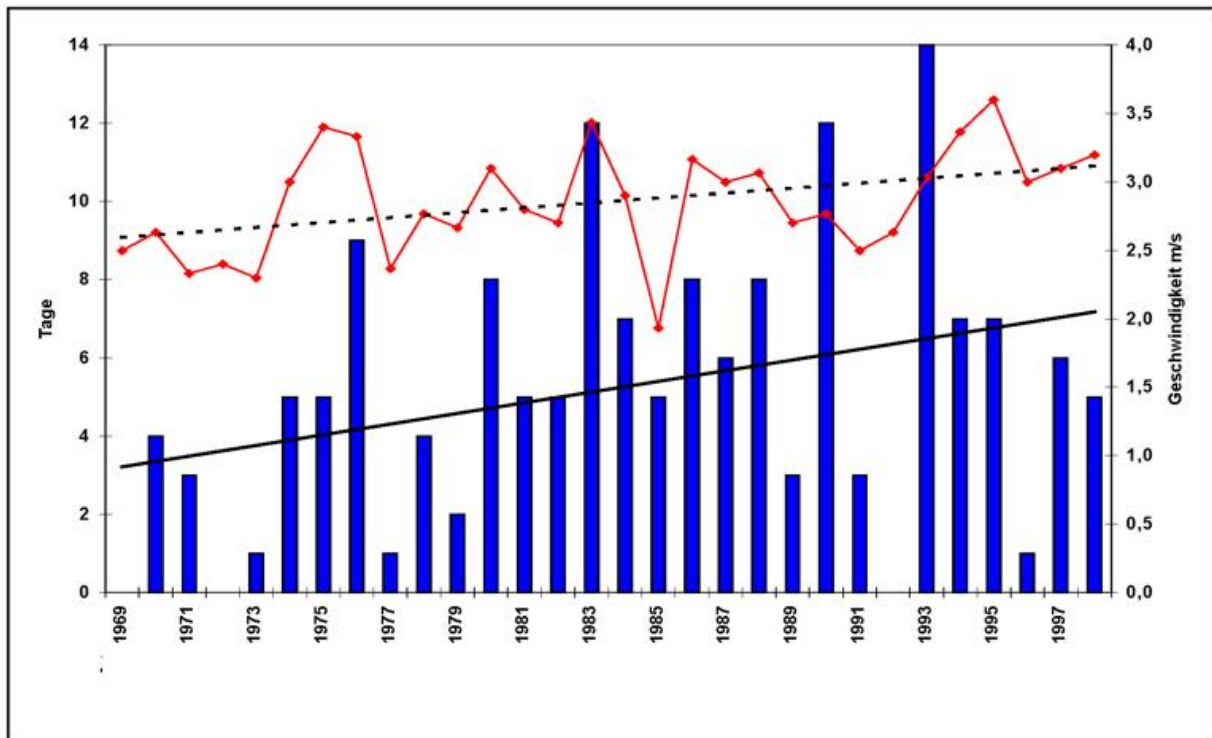


Abb. 5 Zeitreihen der mittleren Windgeschwindigkeit und der Anzahl von Tagen mit mindestens Bft 8 im Winter für Nürnberg.

Auch aus Änderungen in der Häufigkeitsverteilung von Tagesspitzenböen lassen sich Hinweise auf die geänderten Verhältnisse finden. Für die Messstationen Hamburg und Frankfurt wurden für einen 30-jährigen Zeitraum (1969 bis 1998) absolute Häufigkeitsverteilungen der täglichen Maximalböen nach 1 m/s breiten Geschwindigkeitsintervallen in jährlicher Auflösung erstellt. Die Abbildungen 6 und 7 zeigen, dass das Mittel der Verteilung aus den 10 letzten Jahren 1989 bis 1998 eindeutig zu höheren Geschwindigkeiten hin verschoben ist gegenüber der Verteilung der ersten 10 Jahre (1969 bis 1978), wo die Windgeschwindigkeitsmaxima häufiger in niedrigen Geschwindigkeitsklassen lagen. Analoge Verhältnisse finden die Autoren von /4/ und /5/ in ihren Untersuchungen über Sturmaktivitäten in einem wärmeren Klima: Simulationsrechnungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell lassen bei weiterer Klimaerwärmung eine Fortsetzung dieses Trends erwarten.

Vor einer unkritischen Extrapolation des analysierten Trends in die Zukunft sei allerdings gewarnt. Dazu bedarf es komplexerer statistischer Verfahren wie z.B. die der multiplen Regression und eindeutigerer Nachweise über die Kausalität von beobachteten Trends. Insbesondere sind deutlich längere homogene Datenreihen als Voraussetzung statistisch gesicherter Trendaussagen anzusehen.

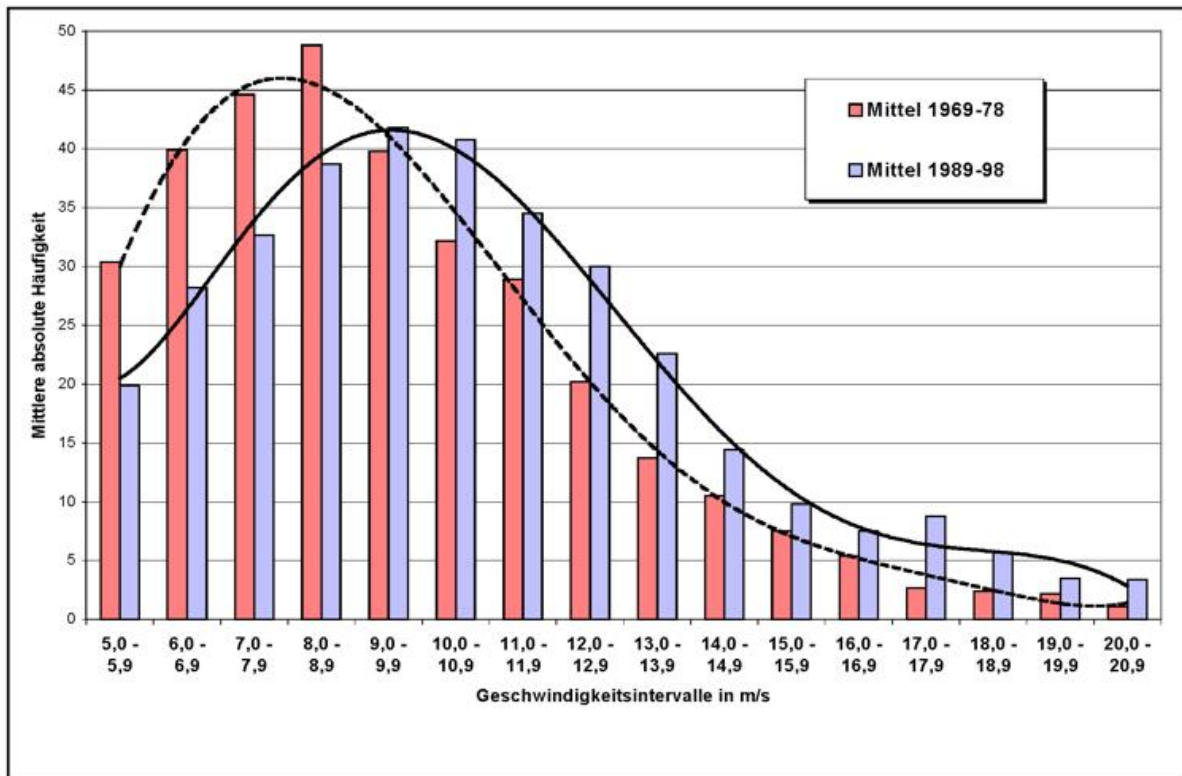


Abb. 6 Häufigkeitsverteilung von Tages-Spitzenböen in Frankfurt in 2 unterschiedlichen Zeiträumen.

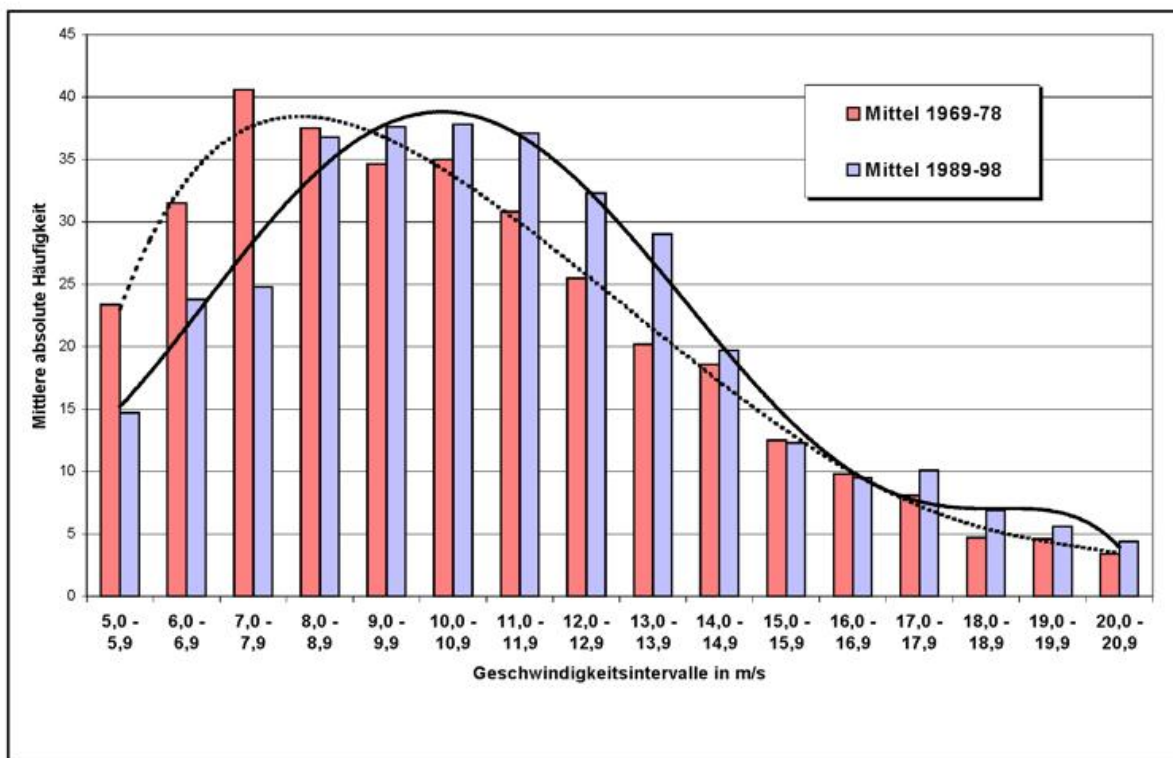


Abb. 7 Häufigkeitsverteilung von Tages-Spitzenböen in Hamburg in 2 unterschiedlichen Zeiträumen

Ohne vertiefende statistische Untersuchungen unter Einbeziehung erweiterter methodischer Ansätze kann über die Gründe für das unterschiedliche Trendverhalten der Tage mit maximalen Windböen \geq Bft 8 bzw. den zu höheren Geschwindigkeiten verschobenen Häufigkeitsverteilungen von Spitzenböen einerseits und der mittleren Windgeschwindigkeit andererseits nicht abschließend befunden werden. Als eine mögliche Erklärung bleibt, dass mehr Tage mit maximalen Böen oberhalb der Sturmschwelle durch mehr Tage oder Episoden mit niedrigen Windgeschwindigkeiten in den Sommermonaten kompensiert werden, um letztlich zu einer über die Zeit konstanten mittleren Windgeschwindigkeit zu kommen. Diese Erklärung stände vom Grundsatz her im Kontext mit neueren Arbeiten zur Klimavariabilität, die nicht nur die potentiellen Änderungen transienter Mittelwerte von relevanten Klimaparametern betrachten, sondern auch Änderungen der Klimavariabilität selbst, in denen sich Häufigkeit, Persistenz und Intensität extremer Ereignisse manifestieren.

Literatur

- /1/ Otte, U. (1997): Stürme im Aufwärtstrend? S+S Report 2/1997.
- /2/ Schönwiese, C.-D. und J. Rapp (1997): Climate Trend Atlas of Europe - Based on Observations 1891-1990. Kluwer Ac. Publ., Dordrecht.
- /3/ Storch, H.v., J. Guddal, K. A. Iden. (1993): Changing statistics of Storms in the North Atlantic? Report No. 116, Max-Planck-Institut für Meteorologie. Hamburg.
- /4/ Lunkeit, F., M. Ponater, R. Sausen (1996): Cyclonic activity in a warmer climate. Copntributions to Atmospheric Physics, 69 (3), 393-407.
- /5/ Ulbrich, U., und M.Christoph (2000): A Shift of the NAO and Increasing Storm Track Activity over Europe due to Anthropogenic Greenhouse Gas Forcing. In Druck in Climate Dynamics.

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee

T. Fuchs, J. Rapp , B. Rudolf

Einleitung



Abb. 1 Luftaufnahme der Überschwemmung in Neustadt/Donau am 25. Mai 1999 (Foto: R. Pritsch, aus Kloth, 1999)

Viele Gemeinden im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee waren im Mai 1999 von einem „Jahrhunderthochwasser“ betroffen. Erdbeben und Überschwemmungen hatten Schäden in Milliardenhöhe in Deutschland, Österreich und der Schweiz zur Folge.

Verursacht wurden die schweren Überschwemmungen in der dritten Maidekade 1999 durch anhaltende starke Niederschläge, speziell vom 20.-22.5., sowie durch eine vorangegangene und gleichzeitige Schneeschmelze bis in Lagen von ca. 2500 m Höhe NN.

Daten und Analyseverfahren

Zeitnahe Analysen von grenzübergreifenden Niederschlagsereignissen müssen sich in erster Linie auf synoptische Daten stützen, die über das globale Fernmeldesystem (GTS) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) verbreitet und im DWD empfangen werden. Diese Daten werden im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) routinemäßig ausgewertet (Rudolf, 1995). Dabei werden alle in der Analyse verwendeten Daten gründlich kontrolliert und korrigiert.

Das operationelle Analysesystem des WZN und die Nutzung internationaler synoptischer Daten ermöglichen auch eine zeitnahe regionale Niederschlagsanalyse nach besonderen Ereignissen wie das hier betrachtete Pfingsthochwasser im Mai 1999. Für den Alpenraum standen die Messdaten von mehr als 400 synoptischen Stationen zur Verfügung. Eine neue Methode zur Korrektur des systematischen Messfehlers verursacht durch Windeinfluss und Verdunstung erlaubt die genauere Abschätzung der tatsächlich gefallenen Niederschlagsmengen (Rubel, 1999). Die räumliche Interpolation von Punkt- auf Rasterwerte erfolgte mit einem Kriging-Verfahren (siehe z.B. Journel und Huijbregts, 1978). Zur klimatologischen Einordnung der Episode wurden längere Zeitreihen der monatlichen Niederschlagshöhe sowie Bezugswerte des Zeitraums 1961-90 verwendet.

Vorgeschichte

Dem Hochwasserereignis im Mai 1999 sind sehr niederschlagsreiche Monate im Alpenraum vorangegangen. Bereits mit den starken Schneefällen vom Februar akkumulierten sich große Wassermengen in einer überdurchschnittlich mächtigen Schneedecke. Auf der Zugspitze (vgl. Abb. 2) erhöhte sich die Schneedecke in nur 7 Tagen (17. – 24. 2. 1999) um 160 cm. In der Schweiz und in Österreich wuchs die Schneehöhe gebietsweise sogar um 2 Meter in nur 3 Tagen an. Eine Folge davon waren auch die schweren Lawinenabgänge in Galtür. Die Niederschlagshöhe im März war eher „normal“, im April aber wieder überdurchschnittlich (vgl. Abb. 3). Dadurch blieben die Böden in einem feuchten Zustand. Die feuchten Böden und der hohe Wasservorrat in der Schneedecke waren eine ideale Voraussetzung für ein Auftreten von Hochwasser im Falle von nachfolgenden starken Niederschlägen.

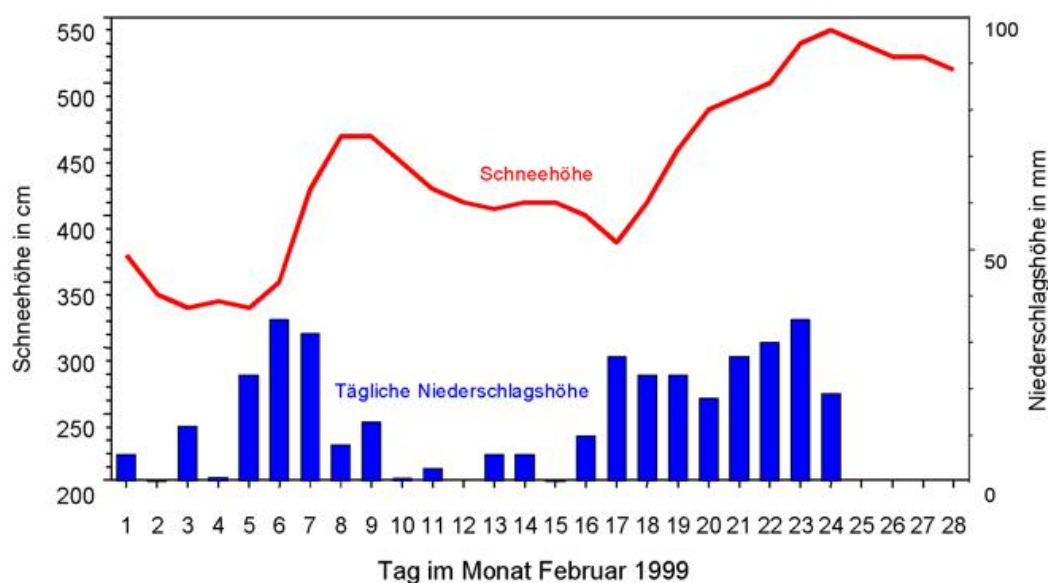


Abb. 2 Verlauf der täglichen Gesamtschneehöhe (rot) und der täglichen Niederschlagshöhe (blau) an der Zugspitze (2962 m) im Monat Februar 1999.

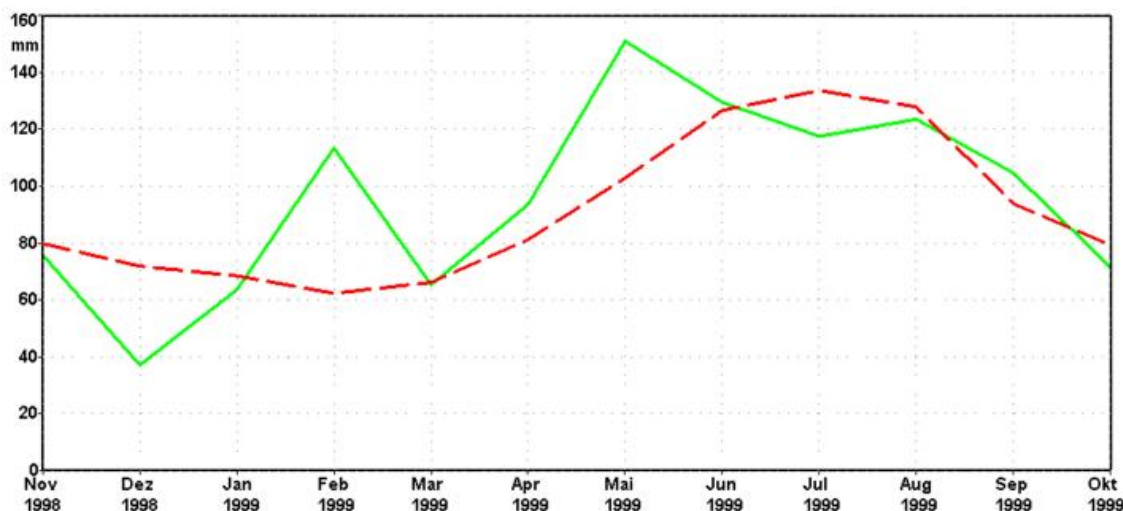


Abb. 3 Gebietsmittel der vom WZN analysierten monatlichen Niederschlagshöhe (grüne Kurve) und der dazugehörigen Bezugswerte für 1961-1990 (rote Kurve) in mm im Alpenraum (46°N bis 49°N, 8°E bis 14°E) während November 1998 bis Oktober 1999.

Ereignisperiode

a) Wetterlage

Am 20.5.1999 war eine von der Adria bis in den Nordosten Deutschlands verlaufende Tiefdruckrinne entstanden. In ihr traf feuchte Warmluft, die vom Balkan her nach Nordwesten vordrang, auf kühlere, aber ebenfalls feuchte Atlantikluft, die von Norden gegen die Alpen strömte (vgl. Abb. 4 bzw. DWD, 1999). Der Bereich dieser Luftmassengegensätze ist in der Bodenwetterkarte (Abb. 4) als Frontensystem eines über den östlichen Alpen liegenden Tiefs zu erkennen. In den unteren Luftschichten strömten feuchte Luftmassen konvergent gegen die Alpen und wurden dort durch die Orographie aufgestaut und angehoben. Zusätzlich führte ein von der Adria nach Norden ziehendes Höhentief feuchtwarme Mittelmeerluft in nördliche Richtung und hob sie über die kühle Atlantikluft. Durch das Zusammenwirken der hohen Feuchtezufuhr, der Strömungskonvergenz und der Hebungsvorgänge entstand ein breites Niederschlagsgebiet, das Süddeutschland und die nördlichen Alpen mit mehrere Tage anhaltenden starken Niederschlägen überdeckte. Der Bereich der stärksten Niederschläge im Bayerischen Alpenvorland ist im Radarbild vom 21.5.1999 (Abb. 5) an der Cyan- bzw. Dunkelviolett-Färbung gut erkennbar.

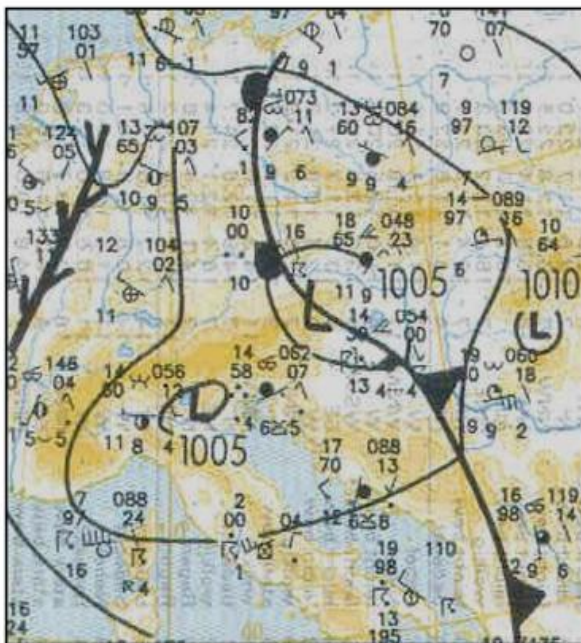


Abb. 4 Ausschnitt aus der DWD-Analyse der Bodenwetterkarte vom 21.5.1999 um 2 Uhr MESZ. Quelle: DWD (1999).

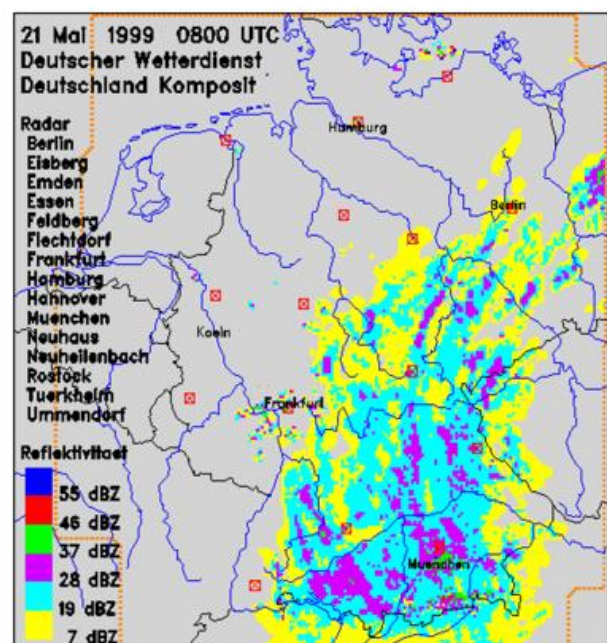


Abb. 5 Radarbild des Niederschlagsgebietes am 21.5.1999, 10 Uhr MESZ. Das Radarbild ist zusammengesetzt aus den Aufnahmen aller DWD-Radargeräte.

Eine Wetterlage wie zu Pfingsten 1999 ist an sich nicht besonders spektakulär und tritt in ähnlicher Form häufig auf (Anger, 1999). In diesem Fall aber wirkten verschiedene Faktoren in Form von anhaltenden starken Niederschlägen im Stau der Alpen, Schneeschmelze sowie bereits feuchtegesättigten Böden zusammen, was ein verheerendes Hochwasser zur Folge hatte.

Niederschlag

Die räumliche Verteilung der in den drei Tagen 20.-22. Mai 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee gefallenen Niederschläge (Abb. 6) zeigt Werte mit mehr als 100 mm in einem Streifen von der Ostschweiz über die Bayerischen Alpen und dem Allgäu bis zu den Hohen Tauern. In den Glarner, Lechtaler und Allgäuer Alpen ist in den drei Tagen Niederschlag von mehr als 150 mm Höhe gefallen. In einem Bereich, der von den Stubaier Alpen über Wetterstein- und Ammergebirge bis zum Ammersee reicht, wurden sogar mehr als 200 mm (Zugspitze 207 mm) gemessen. Allein am 21.5. fielen auf dem Hohenpeißenberg 138 mm in 24 Stunden, in Reutte in nur 12 Stunden sogar 148 Liter Regen pro Quadratmeter. Eine Niederschlagshöhe von 150 mm entspricht dem „normalen“ Monatssoll im Mai.

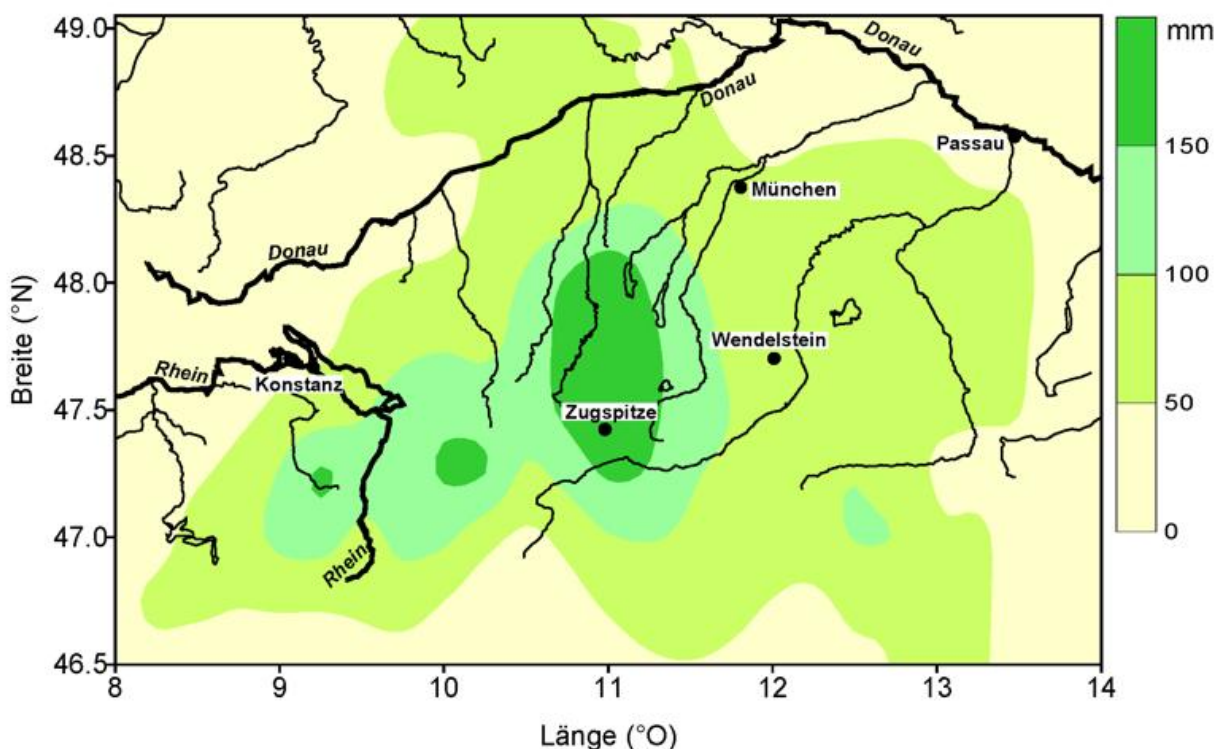


Abb. 6 Räumliche Verteilung der auf der Alpennordseite vom 20.-22. Mai 1999 gemessenen Niederschlagshöhen in mm.

Die räumliche Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe für den Mai 1999 (Abb.7) zeigt ähnliche Strukturen wie die Verteilung der dreitägigen Starkniederschläge (Abb. 6). Maxima von über 300 mm im Monat traten in den Regionen auf, wo in der Zeitspanne vom 20. bis 22.5. eine Niederschlagshöhe von 150 mm übertroffen wurde.

Ein Vergleich der Niederschläge des Mai 1999 mit den Bezugswerten des Zeitraumes 1961-1990 (Abb. 8) macht deutlich, dass im hydrologischen Einzugsgebiet der Zuflüsse von Bodensee und Donau großräumig mehr als das doppelte der üblicherweise im Mai erwarteten Niederschlagshöhen zu verzeichnen war.

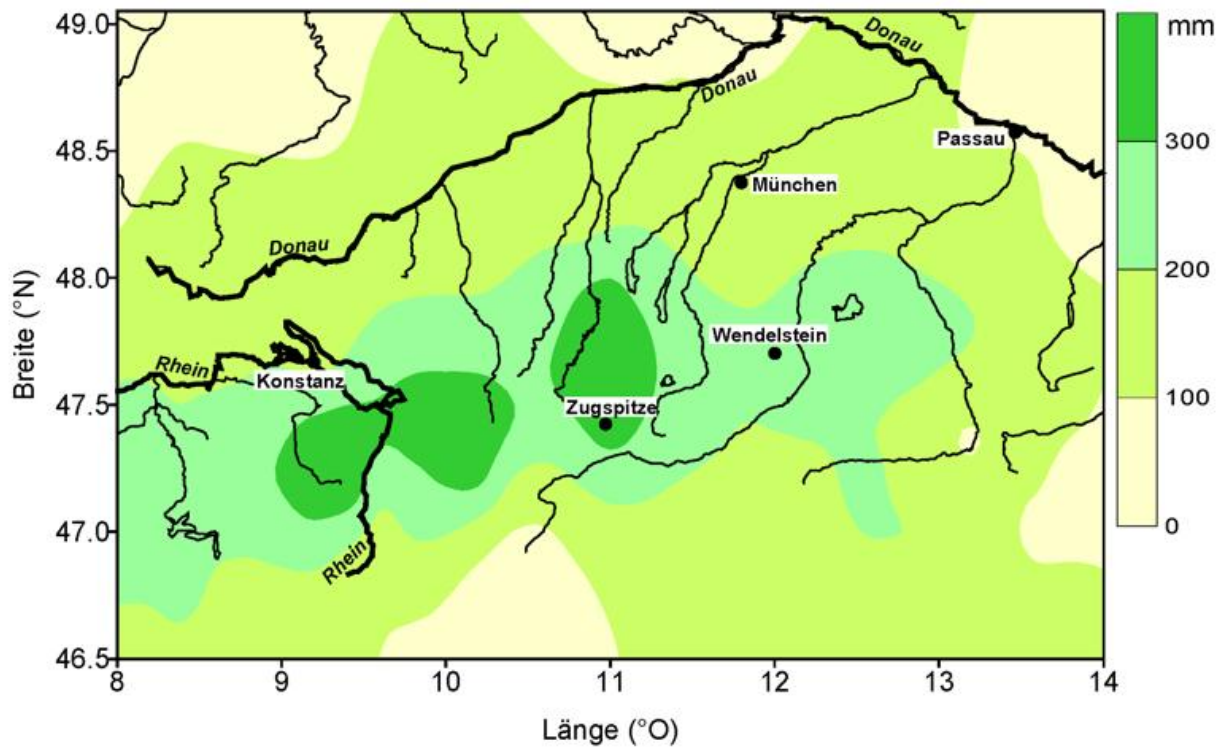


Abb. 7 Räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe in mm für den Mai 1999.

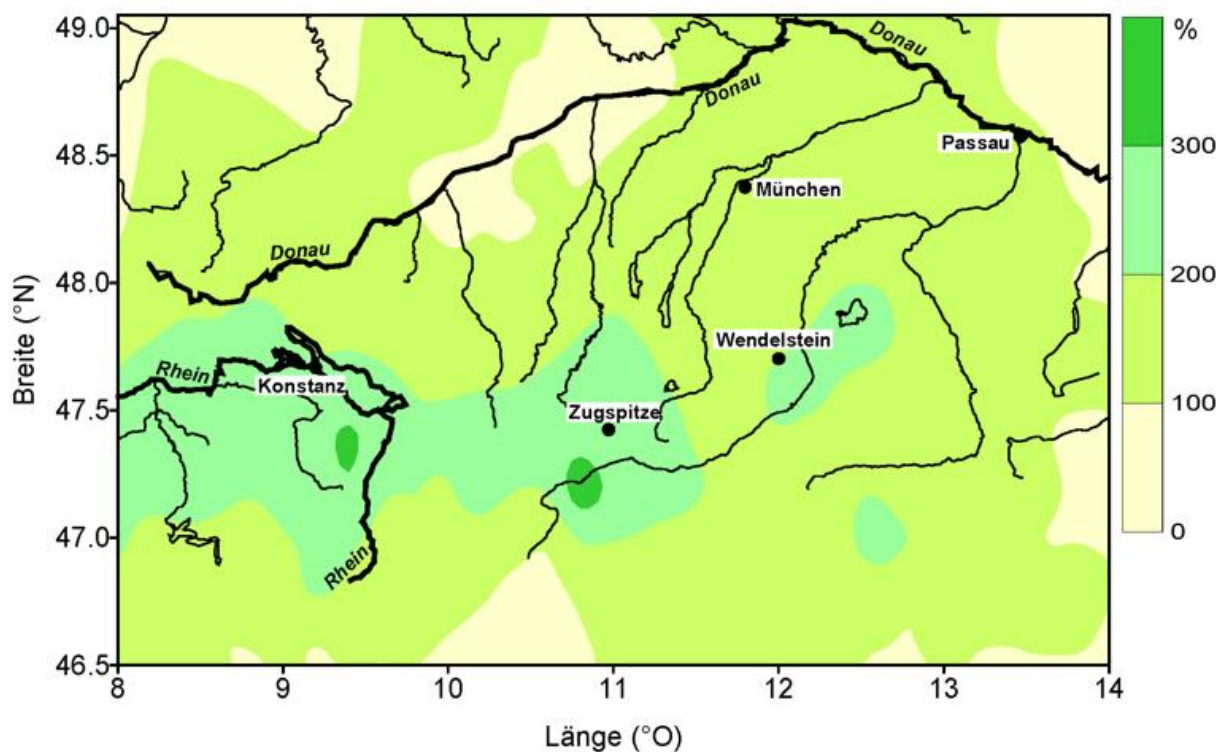


Abb.8 Räumliche Verteilung der relativen Niederschlagshöhe für den Mai 1999 in Prozent der Bezugswerte aus dem Zeitraumes 1961-1990.

In einem Bereich von den Stubaier Alpen über Wetterstein- und Ammergebirge bis zum Ammersee wurden vielerorts die bisherigen vieljährigen Rekordniederschlagshöhen für den Mai übertroffen. Dies ist beispielsweise an der Zeitreihe der an der Station Hohenpeißenberg im Alpenvorland im Mai gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen eindrucksvoll zu erkennen (Abb. 9).

Nach Angabe von Vogelbacher und Kästner (1999a) sind solche großen Niederschlagshöhen, wie sie am 21. und 22. 5. gemessen wurden, in dieser Region nur alle 50 bis 100 Jahre zu erwarten.

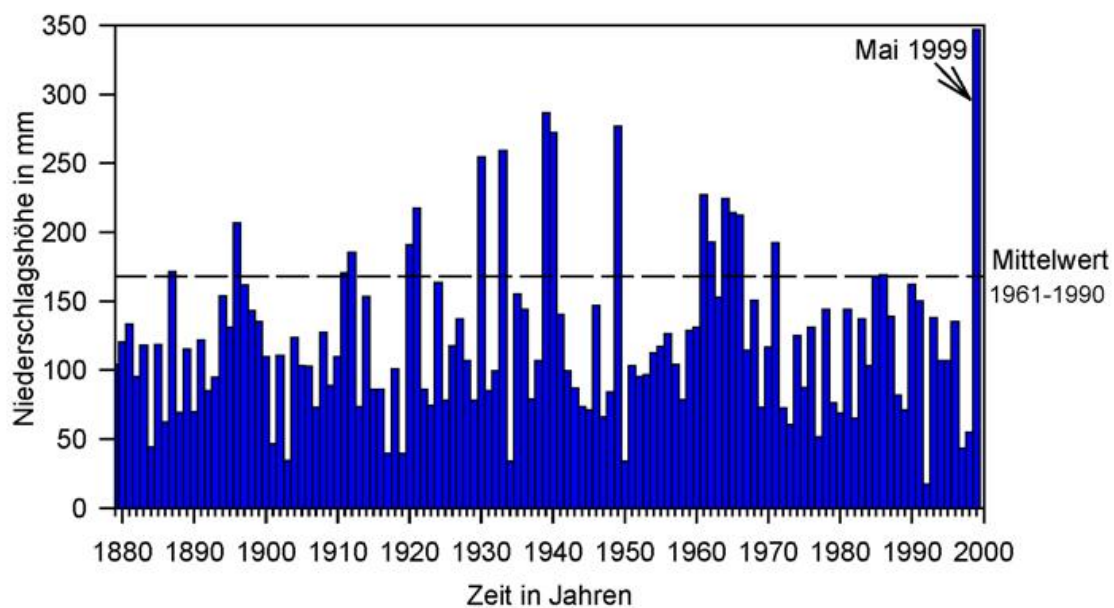


Abb.9 Verlauf der monatlichen Niederschlagshöhe an der Station Hohenpeißenberg im Mai während des Zeitraumes 1879-1999.

Schneesmelze

Schneesmelze war sicher nicht die Hauptursache für das Pfingsthochwasser der Donau, sie trug aber dennoch zu seinem Ausmaß bei.

Die Schmelzrate einer Schneedecke ist durch die Energiebilanz (Wärmezufuhr) und die Höhe der Schneedecke physikalisch begrenzt. Für den Beitrag zum Abfluss ist neben der Energiebilanz die Ausbreitung der Schneedecke von Bedeutung. In einer Schweizer Analyse der Schneesmelze Anfang Mai 1999 wurde festgestellt, dass bei geschlossener und genügend hoher Schneedecke eine Schmelzwassermenge von 30 Litern pro m² und Tag erreicht wurde (Grebner und Roesch, 1999). Dies entspricht einer täglichen Niederschlagshöhe von 30 mm.

Die starken Niederschläge während der Tage 20. bis 22. Mai fielen nur noch in Höhen von ca. 3000 m NN und mehr als Schnee (vgl. Abb. 10, Zugspitze). Dort aber führten sie zu einer markanten Zunahme der Schneehöhe, so auf der Zugspitze von 470 cm auf 610 cm, ein Wert, der im Mai erstmals seit 1965 wieder erreicht wurde.

Unterhalb von rund 1800 m NN (vgl. Abb. 10, Wendelstein) dagegen war die Schneedecke bereits in der ersten Maihälfte weitgehend abgetaut. In den Höhenlagen zwischen 1800 und 3000 m NN war in der zweiten Maihälfte noch eine Schneedecke und damit ein Potenzial für Schneeschmelze vorhanden. Die Messwerte der Schneehöhe am 1. Mai und am 1. Juni 1999 an weiteren Wetterstationen (Tab. 1) zeigen im Vergleich, dass während des gesamten Monats Mai 1999 in Teilbereichen des Donau-Einzugsgebietes Schneeschmelze auftrat und somit zu hohen Wasserständen der Bäche, Flüsse und Seen im nördlichen Alpenraum führte.

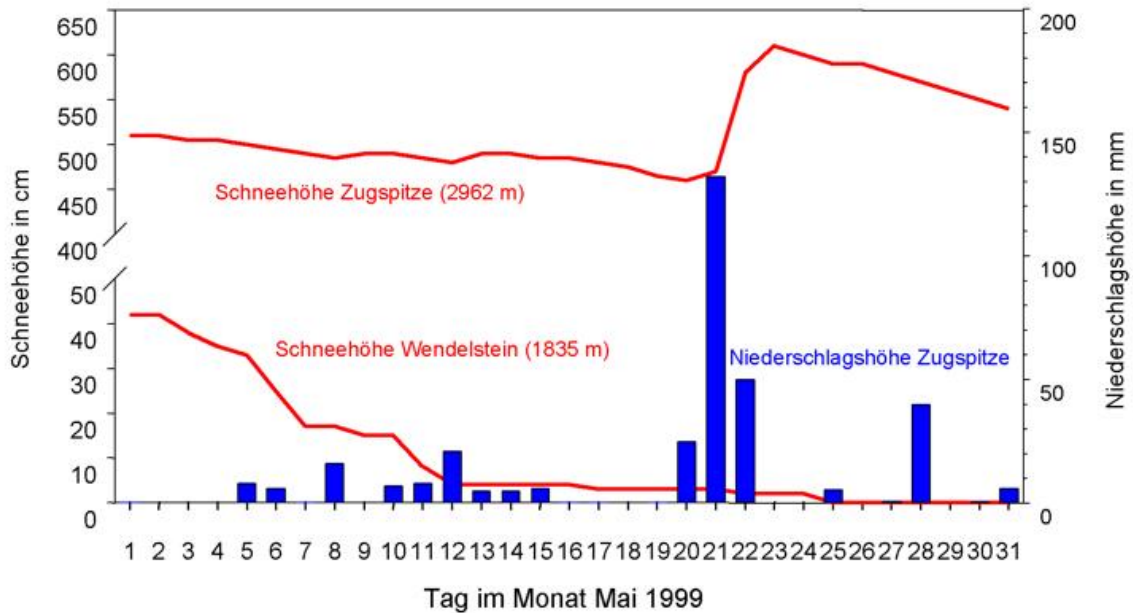


Abb.10 Verlauf der täglichen Schneehöhe an der Zugspitze und am Wendelstein sowie der täglichen Niederschlagshöhe an der Zugspitze im Mai 1999.

Name (Land)	Höhe (m)	Schneehöhe am 1.5.99	Schneehöhe am 1.6.99
Rax (A)	1546	55 cm	0 cm
Davos (CH)	1590	34 cm	0 cm
Feuerkogel (A)	1621	65 cm	0 cm
Hahnenkamm (A)	1760	97 cm	0 cm
Wendelstein (D)	1835	42 cm	0 cm
Schmittenhöhe (A)	1956	140 cm	0 cm
Villacheralpe(A)	2160	53 cm	0 cm
Patscherkofel (A)	2247	93 cm	0 cm
Guetsch (CH)	2284	292 cm	89 cm
Rudolfshütte (A)	2309	291 cm	164 cm
Saentis (CH)	2490	755 cm	510 cm
Zugspitze (D)	2962	510 cm	535 cm
Sonnblick (A)	3107	490 cm	430 cm

Tab.1 Schneehöhen am 1.5.1999 und 1.6.1999 an ausgewählten Stationen auf der Alpennordseite.

Abfluss

Analysen des Hochwassernachrichtendienstes des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (Vogelbacher und Kästner, 1999 bzw. 1999a) zeigen, dass das Pfingsthochwasser 1999 des Bodensee und der bayerischen Flussgebiete Iller, Lech, Isar und Donau in erster Linie eine direkte Folge der starken Niederschläge in den Nordalpen, dem Alpenrand und Teilen des Alpenvorlandes war. Allerdings führten die Niederschläge und die Schneeschmelze in der Zeit vor Pfingsten, wie oben näher erläutert, zur Wassersättigung der Böden, so dass die starken Niederschläge der Tage 20. bis 22. Mai 1999 nahezu vollständig zum Abfluss kamen. Aus den alpinen Einzugsgebieten sammelten sich die Abflüsse am 22. Mai 1999 in Iller, Lech, Ammer und Isar, den Nebenflüssen der Donau. Dort stiegen die Flüsse bis zum Abend in den Oberläufen auf Wasserstände an, wie sie im Mittel nur alle 200 bis 300 Jahre überschritten werden.

Am Pfingstsonntag (23. Mai 1999) erreichten die Hochwasserscheitel der Nebenflüsse die Donau: der des Lech am frühen Morgen und der der Iller am frühen Nachmittag (vgl. Hochwasserganglinien der Donau in Abb. 11). Am Pegel Ingolstadt wurde am 24. Mai 1999 der seit 1821 bisher höchste beobachtete Abfluss um ca. 10 Prozent überschritten. Unterhalb der Lecheinmündung bis oberhalb von Regensburg wurden an der Donau Scheitelabflüsse beobachtet, die dort sonst nur alle 100 Jahre auftreten. Auch der Oberlauf des Rhein führte viermal mehr Wasser als üblich, der Pegel des Bodensees erreichte am 24. Mai in Konstanz mit 565 cm den höchsten Wert seit 1898.

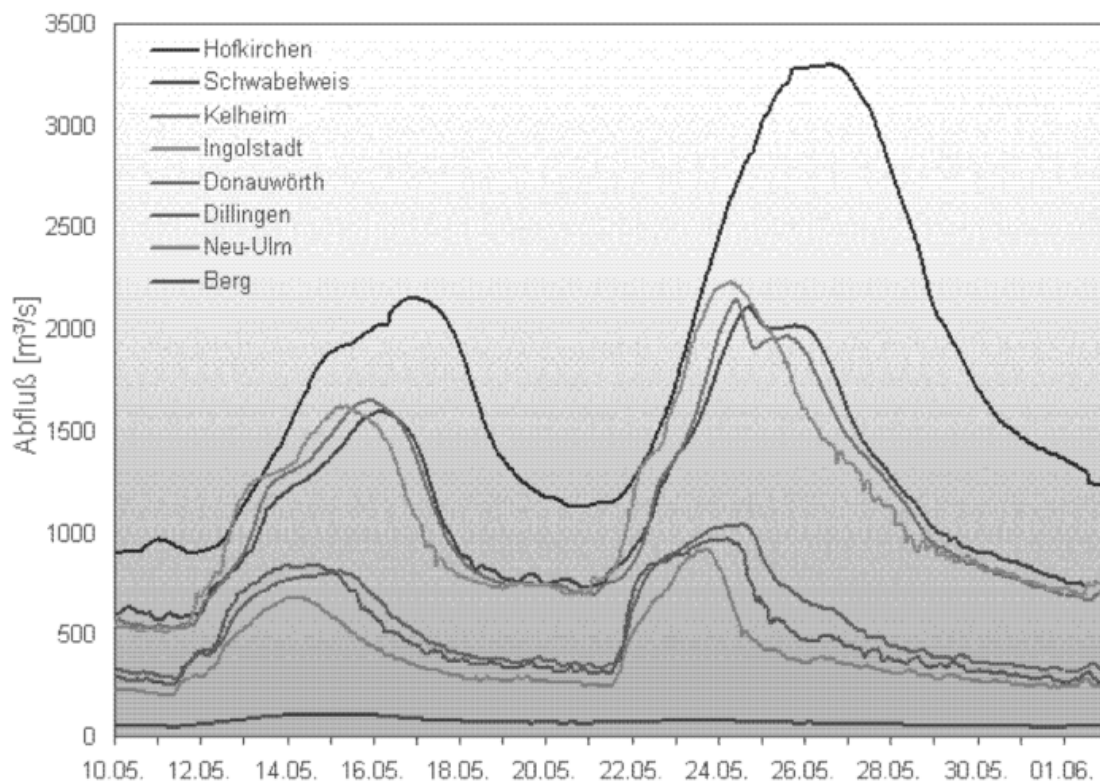


Abb.11 Abflussganglinien der Donau im Mai 1999 an verschiedenen Pegelmessstellen. Quelle: Hochwassernachrichtendienst Bayern (Vogelbacher und Kästner, 1999a).

Schlussbemerkungen

Das Hochwasserereignis an Donau und Bodensee im Mai/Juni 1999 wurde verursacht durch das großräumige und lang anhaltende Auftreten von starken Niederschlägen im Stau der Nordalpen, ausgelöst durch eine über mehrere Tage nahezu ortsfeste Luftmassengrenze. Im Abflussbereich des Hauptniederschlages wirkten sich die hohen Gebietsniederschläge unmittelbar auf einen raschen Anstieg der Flusspegel aus, da das hydrologische System im Erdboden und den Flüssen durch die überdurchschnittlich hohen Niederschläge der Vormonate und die starke Schneeschmelze im Mai bereits in hohem Maße belastet war.

Außergewöhnlich war das gekoppelte kurzfristige und großflächige Auftreten vieler hochwasserfördernder Faktoren. Ob menschengemachte Einflüsse durch Begradigung der Flüsse und Bebauung in Flussnähe bzw. sich abzeichnende Klimaänderungen die Situation noch verschärften, läßt sich mit einer eher qualitativen Analyse, wie der vorliegenden, nicht nachweisen. Aber das vorliegende Ereignis macht deutlich, dass im hydrologischen Einzugsgebiet von Donau und Bodensee extreme Hochwasser trotz der recht langen (50-100 Jahre) statistischen Wiederkehrperioden beim Zusammentreffen mehrerer Faktoren sich rasch entwickeln und dann erhebliche Schäden verursachen können.

Literatur

Anger, B. (1999): Zentrale Vorhersage des DWD, pers. Mitteilung.

DWD (1999): Wetterkarte des DWD Nr. 141/1999 vom 21. Mai 1999. Selbstverlag, Offenbach.

Fuchs, T., Rapp, J. und B. Rudolf (1999): Starkniederschläge im Mai 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee. Beilage Nr. 95/1999 zur Wetterkarte Nr. 158 und 159 des Deutschen Wetterdienstes. Selbstverlag, Offenbach. Im Internet unter: <http://www.dwd.de/research/klis/produkte/monitoring/hw199905/hw0599.htm>

Grebner, D. und Th. Roesch (1999): Zusammenhänge und Beurteilung der Hochwasserperiode in der Schweiz vom 11. bis 15. Mai 1999. In: „Wasser, Energie, Luft - eau, energie, air“, 91. Jahrgang, 1999, Heft 5/6, Baden (Schweiz), S. 127-132. Journal, A.G. and Huijbregts, C. (1978): Mining Geostatistics, Academic Press, 600 pp.

Kloth, H. (1999): Das Jahrhundert-Hochwasser 1999 in Kelheim und Neustadt a.d. Donau. Im Internet unter: <http://www.keh.net/hw/index.htm>

Rubel, F. und M. Hantel (1999): Correction of daily rain gauge measurements in the Baltic Sea drainage basin. Nordic Hydrology, 30(3).

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, 153 S., Selbstverlag, Offenbach/Main.

Vogelbacher, A. und W. Kästner (1999a): Pfingsthochwasser 1999 - ein Jahrhundertereignis an Iller, Ammer und Donau. Auf den Internet-Seiten des Hochwassernachrichtendienstes des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft unter: <http://www.bayern.de/fw/hnd/ereignisse.htm>

Vogelbacher, A. und W. Kästner (1999): Entstehung und Ablauf des Pfingsthochwassers. In: Bund der Flußmeister Bayerns (Hrsg.): Die Flußmeister 1999/2000, S. 13-16.

Starkniederschlag in Deutschland -

Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen

G. Malitz

Für verschiedene Nutzer meteorologischer Leistungen sind Aussagen zum Starkniederschlag in Deutschland von Bedeutung. In einer Vielzahl von Publikationen werden daher Starkniederschlagshöhen veröffentlicht. Bei den angegebenen Werten handelt es sich zum einen um gemessene bzw. registrierte Niederschlagshöhen, zum anderen um Zahlen, die als Ergebnis der Anwendung bestimmter Verfahren, wie statistische Analysen, physikalisch-klimatologisch begründete Schätzungen, Modellanwendungen usw., gewonnen wurden.

Aussagen, wie z. B. „Gestern fielen 20 Liter Niederschlag pro Quadratmeter“, erhalten ihren Wert erst durch die Nennung des Messzeitraums, besser noch durch die Angabe der Niederschlagsdauer. Außerdem ist es von Bedeutung, ob es sich bei einer angegebenen Niederschlagshöhe um einen Wert handelt, der in dieser Größe für ein Gebiet gewisser Ausdehnung gilt oder nur sehr kleinräumig - quasi punktuell - aufgetreten ist. Schließlich hängt die Beurteilung publizierter Niederschlagsmesswerte durch den Leser auch vom Umfang seines meteorologischen Wissens und von seinem persönlichen Erfahrungshorizont ab. Als Beispiel für ein hochrangiges Ereignis in der Liste der größten gemessenen Niederschlagshöhen in Deutschland ist der Niederschlag von 126 mm innerhalb von acht Minuten am Standort Füssen (Ostallgäu) am 25.05.1920 zu nennen. Zwei weitere beträchtliche **Messwerte** der Niederschlagshöhe sind der Tabelle zu entnehmen.

Zur Beantwortung der Frage, mit welcher Niederschlagshöhe beispielsweise einmal in zwanzig Jahren innerhalb von 15 Minuten am Standort XY zu rechnen sei, reicht ein Blick in die Liste der Rekordniederschläge nicht aus. Stattdessen wird eine **extremwertstatistische Auswertung** von Starkniederschlagsereignissen durchgeführt. Die Starkniederschlagsereignisse können sowohl Niederschläge kurzer Dauer und hoher Intensität als auch mehrere Stunden oder Tage anhaltende Niederschläge mit großen Niederschlagshöhen sein. Als Grundlage für die statistische Analyse ist eine planmäßige und detaillierte Auswertung von Niederschlagsregistrierungen erforderlich. Die Summenkurven der Niederschlagsschreiber nach Hellmann werden im DWD nach markanten Punkten über eine Digitalisierungsanlage erfasst. Da im Messnetz des DWD ein Niederschlagsschreiber immer durch einen zugeordneten Niederschlagsmesser ergänzt wird, werden die auftretenden Abweichungen zwischen der Niederschlagshöhe des täglich abgelesenen Niederschlagsmessers und der Summe der registrierten Niederschlagshöhe prozentual auf die einzelnen Niederschlagsereignisse verteilt. Die so digitalisierten Niederschlagswerte werden mit Hilfe entsprechender Software in äquidistante 5-min-Niederschlagswerte umgerechnet.

Für Untersuchungen von Niederschlägen kleiner Dauerstufen (Schauer) werden nur jeweils die Registrierungen der Monate Mai bis September herangezogen, da mit Sicherheit angenommen werden kann, dass extreme Kurzzeitniederschläge in der kalten Jah-

reszeit nicht vorkommen. Länger anhaltende Starkniederschläge können auch in der kalten Jahreszeit auftreten. Infolgedessen reichen die Ergebnisse aus Niederschlagsregistrierungen von Mai bis September nicht aus. Es werden zusätzlich die täglichen Niederschlagsmessungen von Januar bis Dezember herangezogen.

Hierzu wurden 30-jährige Aufzeichnungen der Jahre zwischen 1951 und 1980 für rund 200 Niederschlagsschreiberstationen und fast 3000 Stationen mit täglicher Niederschlagsmessung ausgewertet. Mit Hilfe eines ausgewählten extremwertstatistischen Analyseverfahrens wird die Bewertung der innerhalb eines Messzeitraums ausreichender Länge zufällig aufgetretenen Ereignisse vorgenommen und eine Extrapolation auf seltene Niederschlagsereignisse ermöglicht. Ein Messzeitraum von 30 Jahren gestattet Aussagen zu Starkniederschlagshöhen bestenfalls einer Jährlichkeit T (Zeit, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet) von 100 Jahren. Der extremwertstatistische Ansatz geht für jede Dauerstufe D von Serien aus, die sich aus Messreihen der Niederschlagshöhe h_N ergeben. Den Serien wird durch eine Regressionsrechnung die theoretische Verteilungsfunktion $h_N(D;T) = u(D) + w(D)$ in T angepasst. Die Verteilungsfunktion ist durch die Parameter $u(D)$ und $w(D)$ charakterisiert. Um mittels der Verteilungsparameter über alle Dauerstufen hinweg eindeutige Niederschlagshöhen zu erhalten, wird ein doppeltlogarithmischer Ausgleich der Parameter $u(D)$ und $w(D)$ im Dauerstufen-Bereich I (5 min bis 60 min) und im Dauerstufen-Bereich II (60 min bis 12 h) vollzogen.

Aufbauend auf diesen punktuellen Auswertungen von Datenmaterial der Niederschlagsstationen, wurde anschließend eine bundesweite Regionalisierung des Starkniederschlagsgeschehens vorgenommen, d. h. eine Übertragung dieser Punktwerte auf Standorte, für die keine vieljährigen Niederschlagsregistrierungen vorliegen. Die Ergebnisse sind in Rasterdarstellungen mit einer Auflösung von etwa 8,5 km mal 8,5 km pro Rasterfeld erfasst. Zur Ermittlung jedes einzelnen Rasterwertes wurden dabei die nächstgelegenen Stationsangaben auch unter Berücksichtigung der orographischen Eigenheiten (Luv/Lee) jeder Region ausgeglichen. Auf diese Weise entstanden die sogenannten KOSTRA-Werte der Starkniederschlagshöhe [Bartels et al., 1997]. Beispiele für KOSTRA-Werte sind in der Tabelle angegeben. Das KOSTRA-Regionalisierungsverfahren zur flächenbezogenen Darstellung von extremwertstatistischen Punktergebnissen für Niederschläge unterschiedlicher Dauerstufen umfasst ein breites Spektrum von Analyse-Instrumenten - angefangen von der Untersuchung zur zeitlichen und räumlichen Repräsentanz, über die orographische Typisierung in Abhängigkeit von der Wetterlage und die Variogrammanalyse bis hin zu einer distanzabhängigen Gruppierung des Datenmaterials zur Abgrenzung klimatisch homogener Teilregionen.

Bei einer Ausdehnung des Messzeitraums auf 45 Jahre lässt sich zwar die Starkniederschlagshöhe beziffern, mit deren Erreichen oder Überschreiten im Mittel einmal in etwa 130 Jahren gerechnet werden muss. Welche Starkniederschlagshöhen bei deutlich größeren Jährlichkeiten zu erwarten sind, kann mit Hilfe des oben beschriebenen extremwertstatistischen Verfahrens jedoch nicht beantwortet werden.

Nichtsdestoweniger wird seitens der Anwender von Starkniederschlagsangaben auch nach dem größtmöglichen Niederschlag gefragt. Schon seit geraumer Zeit wird in der internationalen wissenschaftlichen Öffentlichkeit jedoch nicht mehr nach dem größtmöglichen Niederschlag, sondern nach dem vermutlich größten Niederschlag (probable maximum precipitation, PMP) gesucht. Damit ist der Tatsache Rechnung getragen worden, dass alle Berechnungsmethoden die physikalische Wirklichkeit nur annähernd erfassen können. Für eine Antwort auf die Frage nach dem vermutlich größten Niederschlag bietet sich das Beschreiten unterschiedlicher Lösungswege an. Dabei wird in jedem Fall eine Quasistationarität des Klimas vorausgesetzt. Grundsätzlich stehen neben den statistischen Ansätzen - z. B. [Hershfield, 1965] - zwei physikalisch begründete Instrumentarien zur Verfügung. Es handelt sich zum einen um die deterministische Modellierung - z. B. [Haiden et al., 1991] - und zum anderen um die Abschätzung der PMP auf empirischer Basis - z. B. [WMO, 1986].

Resultat der letztgenannten Vorgehensweise - der physikalisch-empirisch basierten **Schätzung** der vermutlich größten Niederschläge in Deutschland durch die indirekte Maximierung extremer Niederschlagshöhen - sind die maximierten Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland (MGN). Die MGN stecken die Größenordnung der unter den gegebenen Klimaverhältnissen vermutlich größten Gebietsniederschläge (bis 72 Stunden Niederschlagsdauer und Gebietsgrößen kleiner als 1000 km²) in Deutschland ab. Die vom DWD durchgeführten Untersuchungen beruhen auf zahlreichen vieljährigen, zeitlich hoch aufgelösten Reihen der Niederschlagshöhe und auf langen Reihen der stündlichen Taupunkttemperatur sowie einer von der WMO empfohlenen wissenschaftlichen Methode, die in den USA entwickelt wurde [WMO, 1986].

Wird der vermutlich größte Niederschlag einer bestimmten Dauer, der über einem bestimmten Einzugsgebiet und zu einer bestimmten Jahreszeit eintreten kann, auf physikalisch-klimatologischem Wege ermittelt, indem die starkniederschlagsrelevanten meteorologischen Parameter tatsächlich stattgefundener Starkniederschlagsereignisse für einen Messpunkt durch für diesen Messpunkt physikalisch sinnvolle obere Grenzen dieser Parameter ersetzt werden, d. h. diese Parameter maximiert werden, ergibt sich die maximierte Punktniederschlagshöhe. Tritt an die Stelle eines Messpunktes ein Gebiet, wird von der maximierten Gebietsniederschlagshöhe MGN gesprochen. Die maximierte Gebietsniederschlagshöhe für Gebiete ≤ 25 km² entspricht der maximierten Punktniederschlagshöhe.

Um MGN-Werte ermitteln zu können, ist zum einen die Kenntnis der meteorologischen Faktoren notwendig, die eine Begrenzung der Niederschlagshöhe bewirken. Solche Faktoren sind vor allem der maximale Feuchtigkeitsgehalt und die Geschwindigkeit der in das Einzugsgebiet einströmenden Luftmassen sowie die Zeit, während der diese Einströmung anhält. Ob konvektive oder advektive Prozesse die Niederschlagsbildung verursachen, bestimmt maßgeblich den Anteil des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre, der als Niederschlag ausfallen kann. Zum anderen spielen die allgemeinen klimatischen Verhältnisse, die geographische Lage sowie Größe und Orographie der Einzugsgebiete eine Rolle.

Von zentraler Bedeutung für die Maximierung der Niederschlagshöhe ist die Maximierung des Wassergehalts der Atmosphäre. Der Wassergehalt wird mit Hilfe der Taupunkttemperatur bestimmt. Das Verhältnis von größtmöglichem Wassergehalt W_1 zu bei Starkniederschlag beobachtetem Wassergehalt W_2 stellt den Maximierungsfaktor dar, mit dem die Niederschlagshöhe $h_{N,reg}$ eines registrierten extremen Niederschlagsereignisses multipliziert wird, um die bzgl. des Wassergehaltes maximierte Niederschlagshöhe $h_{N,max} = (W_1/W_2) \cdot h_{N,reg}$ zu erhalten. In der Wassergehaltsmaximierung ist wegen der Annahme des optimalen Wirkungsgrades des Niederschlagsmechanismus der Windeinfluss bereits implizit enthalten.

Auf dem Weg von den an DWD-Stationen registrierten Niederschlagshöhen $h_{N,reg}$ zu den maximierten Gebietsniederschlagshöhen für die 13 Untersuchungsregionen werden folgende Schritte gegangen:

- Berechnung der Maximierungsfaktoren W_1/W_2 zur Auflistung der maximierten Punktniederschlagshöhen in den 13 Untersuchungsregionen
- Ermittlung regional ausgeglichener Punktniederschlagshöhen pro Untersuchungsregion,
- Anwendung von Niederschlagshöhen-Dauer-Flächenbeziehungen zur Abminderung von regional ausgeglichenen Punktniederschlagshöhen entsprechend den Gebietsgrößenstufen
- Ermittlung jahreszeitlich differenzierter maximierter Gebietsniederschlagshöhen

Parallel zu diesen Schritten erfolgt permanent ein Vergleich von Rechenergebnissen mit aktuellen und historischen Messwerten der Niederschlagshöhe.

Die Maximierungsmethode wurde bereits von verschiedenen Autoren angewandt - allerdings jeweils für ein einzelnes Teilgebiet Deutschlands (z. B. [Hauck, 1983]). Obwohl mit Akribie durchgeführt, bergen solche Einzeluntersuchungen die Gefahr, dass - infolge der relativ kleinen Zahl und der vergleichsweise geringen Länge der verfügbaren Reihen sowie der bisweilen wenig repräsentativen Lage des Untersuchungszeitraums auf der Zeitachse - die physikalisch begründeten, aus wasserwirtschaftlicher Sicht zweifellos großen Schätzwerte der Niederschlagshöhe noch längst nicht die vermutlich größten Niederschlagshöhen in dem betreffenden Gebiet sind. Oftmals sind außerdem die Möglichkeiten beschränkt, die ermittelten großen Niederschlagshöhen im Kontext der in anderen Jahrzehnten und/oder an klimatologisch vergleichbaren Standorten gemessenen extremen Niederschlagshöhen zu verifizieren.

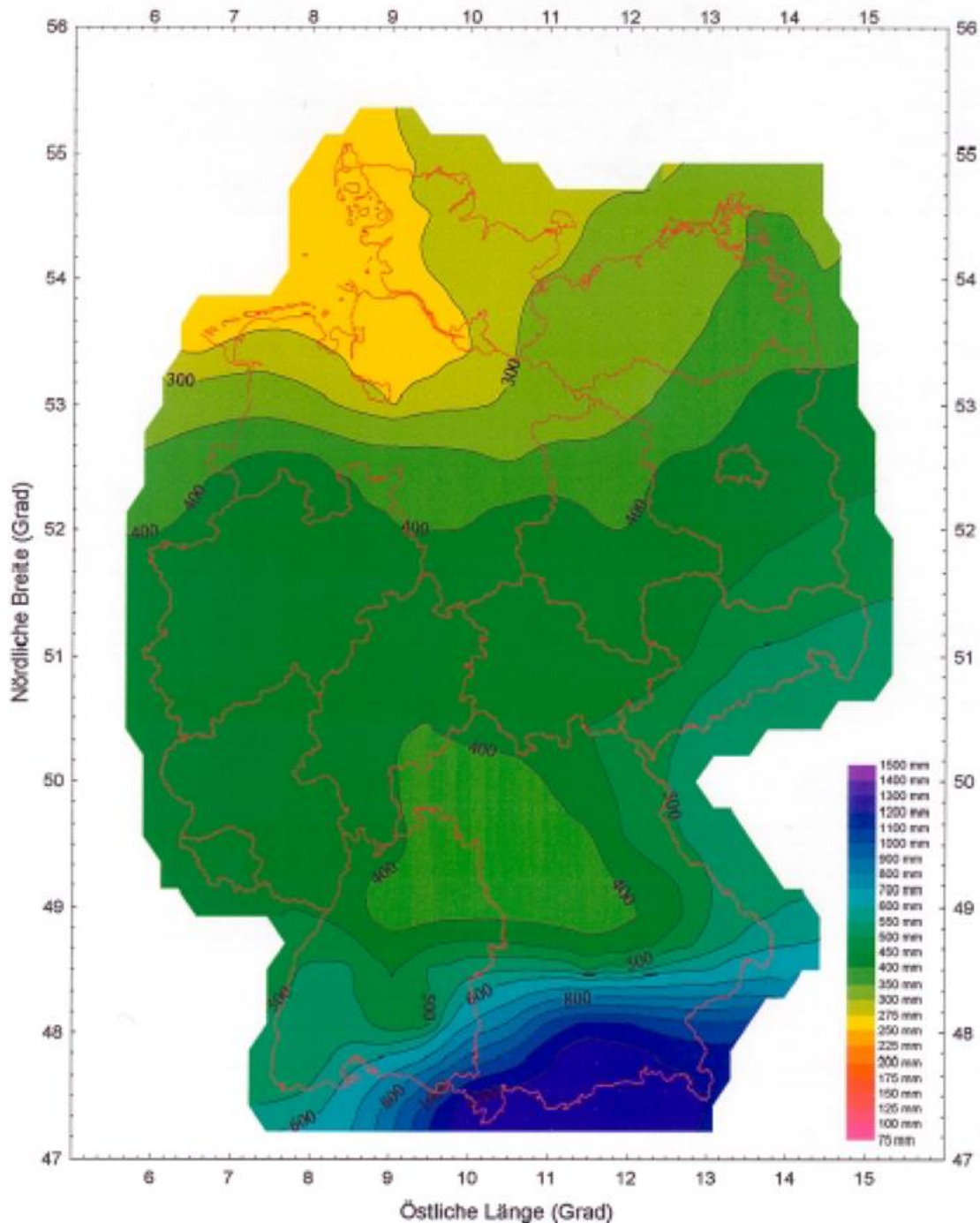


Abb.1 Karte der maximierten Gebietsniederschlagshöhen für eine Dauerstufe von 72 Stunden und eine Gebietsgrößenstufe von 500 km² (Erläuterung siehe Text)

Die räumliche Übertragung (Regionalisierung) der für die 13 repräsentativen Untersuchungsregionen unterschiedlicher Größe ermittelten maximierten Gebietsniederschlagshöhen auf Gebiete, für die innerhalb und außerhalb des DWD keine vieljährigen, zeitlich hochaufgelösten Reihen der Niederschlagshöhe und lange Reihen der stündlichen Taupunkttemperatur existieren, wurde mit Hilfe der modifizierten Transposition vorgenommen, d. h. der gedachten Verlagerung von Starkniederschlagsereignissen innerhalb einer Untersuchungsregion ins Umfeld. Da die räumliche Differenziertheit der maximierten Gebietsniederschlagshöhen bei weitem nicht

so hoch ist wie die der punktuellen Starkniederschlagshöhen, erwies sich die Zuordnung von Regionalisierungsergebnissen auf ein 0,5°x0,5°-Gitternetz als ausreichend. Beispiele für MGN-Werte sind in der Tabelle aufgeführt. Ein wichtiges Hilfsmittel, um zu bestimmen, welche Niederschlagsereignisse wohin transpositioniert werden können, ist die Kenntnis von

- regionaler Verteilung der maximalen 1000-hPa-Taupunkttemperatur bzw. des maximalen Wassergehalts der Atmosphäre,
- geographischer Lage und Entfernung zu den 13 Untersuchungsregionen,
- Höhe über Meeressniveau und orographische Strukturierung.

Als Beispiele sind die MGN-Werte für eine Dauerstufe von 72 Stunden und eine Gebietsgrößenstufe von 500 km² in der Abbildung visualisiert (Schmidt, 1997). Für ein etwa 500 km² großes Gebiet gilt der MGN-Wert, der für den Mittelpunkt dieses Gebietes aus der Karte zu entnehmen ist.

Anders als die punktuellen KOSTRA-Starkniederschlagshöhen sind die maximierten Gebietsniederschlagshöhen MGN nicht das Resultat einer statistischen Analyse, sondern einer auf physikalisch-klimatologischen Grundlagen beruhenden Abschätzung der vermutlich größten Gebietsniederschlagshöhe unter Annahme stationärer Klimaverhältnisse. Angaben zur Auftretenswahrscheinlichkeit der maximierten Gebietsniederschlagshöhe sind daher prinzipiell nicht möglich.

Exemplarisch dokumentiert, sind in der Tabelle vergleichsweise Niederschlagshöhen zusammengestellt, die zum einen Messergebnisse sind und zum anderen Resultate extremwertstatistischer Analysen (z. B. als KOSTRA-Werte) und Abschätzungen im Ergebnis physikalischer Grenzwertbetrachtungen (z. B. als MGN-Werte) darstellen.

aus Messung	Aus extremwert- statistischer Analyse Für Jährlichkeit 100 a	aus physikalisch begründeter Abschätzung
<i>kleinräumiges konvektives Ereignis</i> 1 Stunde 25 km ² 180 mm Daudenzell (Neckar-Odenwald) 27.06.1994	D = 1 h Punktuell 54 mm ± 20 %	D = 1 h 25 km ² 250 mm
<i>Dauerregen</i> 72 Stunden 100 km ² 260 mm Pritzwalk (Prignitz) 11.-13.06.1993	D = 72 h Punktuell 120 mm ± 20 %	D = 72 h 100 km ² 340 mm
Messwert	KOSTRA-Wert	MGN-Wert

Tab.1 Beispiele für große Werte der Niederschlagshöhe in Deutschland

Literatur

- Bartels, H.; Malitz, G.; Asmus, S.; Albrecht, F. M.; Dietzer, B.; Günther, T.; Ertel, H. (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland (KOSTRA), Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main
- Haiden, T.; Kahlig, P.; Kerschbaum, M.; Nobilis, F. (1991): Zum Einfluß der Orographie auf Extremniederschläge: Ein deterministischer Modellansatz, Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich, Nr. 64, Wien, S. 1-27
- Hauck, E. (1983): Beiträge zur Wahl des Bemessungshochwassers und zum vermutlich größten Niederschlag, DVWK-Schriften 62, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin
- Hershfield, D. M. (1965): Method for Estimating Probable Maximum Rainfall, Journal American Waterworks Ass., Vol. 57, S. 965-972
- Schmidt, T. (1997): Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland, DVWK-Mitteilungen 29, Kommissionsbetrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn
- World Meteorological Organisation [WMO] (1986): Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology 332, Report No. 1, Second Edition, Geneva

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher?

P. Bissolli

1999 war wieder einmal ein sehr warmes Jahr in Deutschland und auch der Winter 1999/2000 war sehr mild (Deutscher Wetterdienst 1999, 2000, Müller-Westermeier und Czeplak 1999). Innerhalb der neunziger Jahre war dies kein Einzelfall, und dieses Phänomen war auch keineswegs nur auf Deutschland und auch nicht nur auf Mitteleuropa beschränkt. In beiden Hemisphären und daher auch global waren die neunziger Jahre bei weitem die wärmste Dekade des 20. Jahrhunderts. (Aktuelle Zeitreihen von globalen und hemisphärischen Mittelwerten können aus dem Internet entnommen werden, z.B. unter <http://www.cru.uea.uk/cru/data/temperat.htm> .)

Eine Ursache-Wirkungskette, die sowohl die globale Erwärmung als auch ihre regionalen Ausprägungen erklärt, ist im Detail sehr komplex. Zwar ist es nahezu unbestritten, dass der anthropogene Treibhauseffekt zu einer globalen Erwärmung führt, aber durch welche Mechanismen sich dies auf die verschiedenen Regionen der Erde auswirkt, ist im Einzelfall noch sehr ungewiss. Hier spielen insbesondere auch die verschiedenen Mechanismen der atmosphärischen Zirkulation eine wesentliche Rolle.

Speziell für Mitteleuropa und damit auch für Deutschland wird häufig die Hypothese angegeben, dass insbesondere für die milden Winter dieses Jahrzehnts eine Häufung von Westwetterlagen verantwortlich ist, die ihrerseits wieder vom anthropogenen Treibhauseffekt verursacht worden sein könnte. Klimamodellrechnungen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg unterstützen diese Vermutung. Auch statistische Analysen untermauern diese Hypothese, vor allem wenn speziell die Andauer von Westlagen betrachtet wird (vgl. dazu auch den in diesem KSB enthaltenen Artikel von Gerstengarbe et al. S. 111.)

Im vorliegenden Beitrag soll, im Hinblick auf die Frage nach milden Wintern in Deutschland, ausschließlich die Häufigkeit von Westwetterlagen und ihre Variabilität im Lauf des 20. Jahrhunderts untersucht werden, wobei verschiedene Datensätze gegenübergestellt werden.

Wie mild waren die Winter wirklich?

Abb. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf der Wintermitteltemperatur in Deutschland für das 20. Jahrhundert. In der Tat sind gerade in den neunziger Jahren relativ viele Jahre zu finden, in denen die Wintermitteltemperatur deutlich über dem vieljährigen Mittelwert des gesamten Jahrhunderts liegt. Im Vergleich zu früheren Jahren sind die Temperaturwerte allerdings nicht so herausragend hoch wie es bei globalen oder hemisphärischen Mittelwerten der Fall ist. Demzufolge ist auch nur ein geringer Erwärmungstrend im 20. Jahrhundert über Deutschland zu beobachten, der noch von einer hohen Jahr-zu-Jahr-Variabilität überlagert wird. Betrachtet man noch

längere Zeitreihen, die an einzelnen Stationen in Deutschland vorliegen (z.B. am Hohenpeißenberg ab 1781), so ist auch für einen über 200jährigen Zeitraum kein nennenswerter Trend bei der Wintermitteltemperatur festzustellen. In einigen Teilzeiträumen, besonders in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts zeigt sich sogar eher eine Abkühlungsphase.

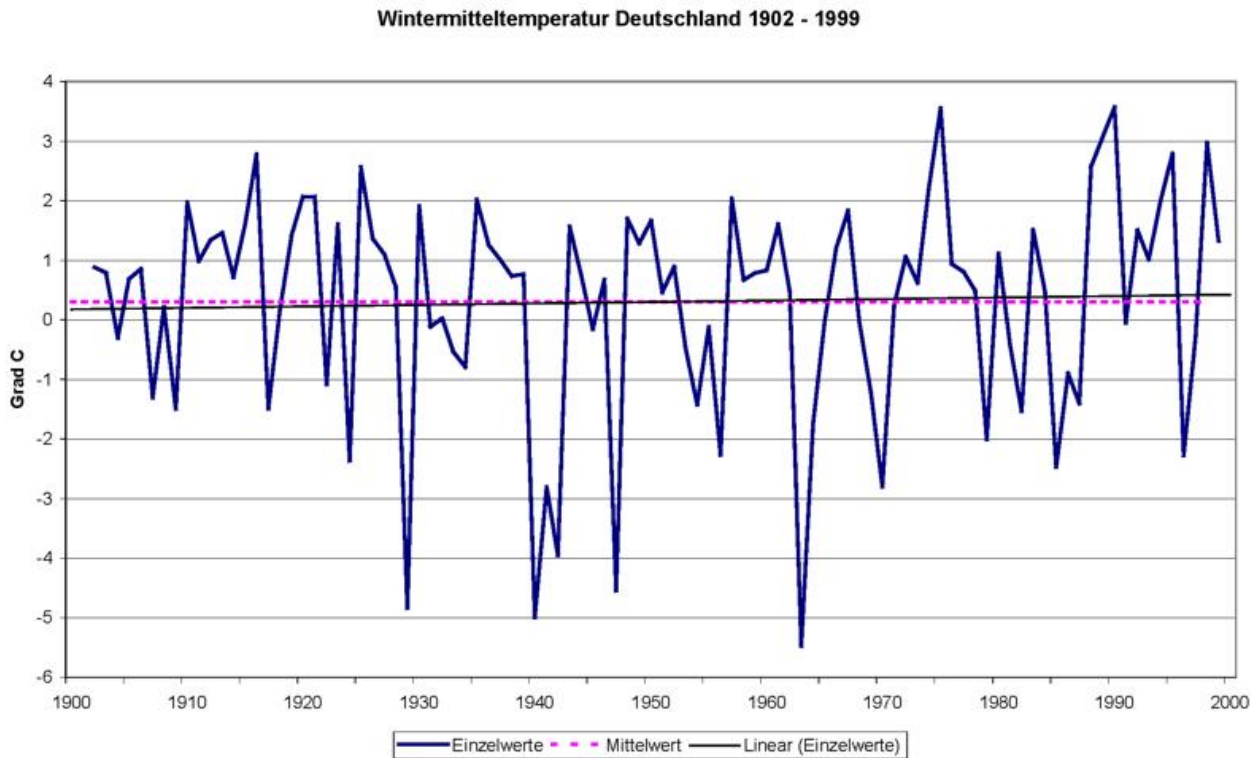


Abb. 1 Wintermitteltemperatur von Deutschland basierend auf Mittelwerten eines Rasters mit 1 km Auflösung.

Allerdings ist aus Abbildung 1 auch ersichtlich, dass vor allem gegen Mitte des 20. Jahrhunderts in der Tat einige sehr kalte Winter aufgetreten sind, die weder am Anfang noch am Ende des Jahrhunderts in dieser Ausprägung vorkamen.

Westwetterlagen aus Wetterlagenklassifikationen

Für die Beschreibung des Phänomens Westwetterlagen stehen verschiedene Wetterlagenklassifikationen zur Verfügung, die sich aber auf verschiedene räumliche Skalenbereiche beziehen und daher unterschiedlich zu interpretieren sind.

Speziell für Deutschland liegt die objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes vor, die in einem eigenen Beitrag innerhalb dieses KSB (Bissolli und Dittmann, S. 82) näher beschrieben ist. Diese Klassifikation bezieht sich auf den synoptischen Skalenbereich, d.h. die Wetterlagenklasse wechselt z.B. bei Frontdurchgängen, Zwischenhochs und natürlich auch bei Luftmassenwechseln durch eine veränderte Anströmrichtung. Insbesondere lassen sich Klassen mit unterschiedlicher zonaler Anströmkomponente (West, Ost oder unbestimmte Lagen,

d.h. Fälle mit uneinheitlicher Anströmrichtung, etwa in Hochdruckgebieten oder bei Übergangswetterlagen) unterscheiden.

Abb. 2 zeigt die Häufigkeiten der Zonalkomponenten der objektiven (auf numerischen Wettervorhersagemodellen basierenden) Wetterlagenklassifikation für die Wintermonate der letzten 21 Jahre (nur für diesen Zeitraum liegen die Wetterlagenklassen vor). Es ist insgesamt eine leichte Zunahme der Westwetterlagen auszumachen, die allerdings bei weitem nicht kontinuierlich verlaufen ist. Auffallend ist allerdings, dass seit einem Minimum im Winter 1995/96 die Häufigkeit der Westwetterlagen der darauffolgenden letzten Jahre ständig angestiegen ist. Im letzten Winter 1999/2000 wurde schließlich ein absolutes Maximum des gesamten 21jährigen Zeitraumes von 90% Westkomponenten erreicht. Bei der Wintermitteltemperatur in Deutschland (Abb. 1) gab es in diesen fünf Jahren jedoch keinen derartigen kontinuierlichen Anstieg, ein Zeichen dafür, dass eine höhere Westlagenhäufigkeit nicht automatisch zu einem Anstieg der Wintermitteltemperatur führen muss.

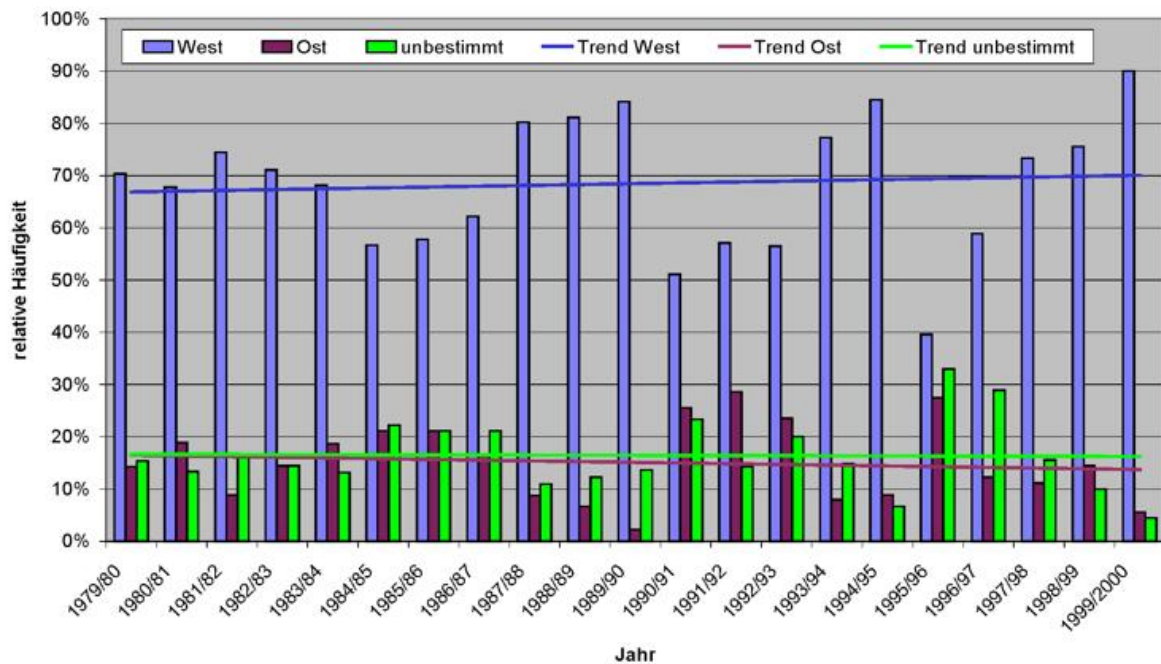


Abb. 2 Relative Häufigkeit der Anströmrichtungen mit westlicher bzw. östlicher Komponente sowie mit unbestimmter Anströmrichtung über Deutschland, basierend auf der objektiven Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes für die Wintermonate Dezember-Februar.

Eine andere Wetterlagenklassifikation ist die weit verbreitete Klassifikation nach Hess/Brezowski. Dies ist eine subjektive Klassifikation (die Klassen werden täglich von einem Meteorologen manuell bestimmt). Sie bezieht sich außerdem nicht nur auf Deutschland, sondern auf ganz Mitteleuropa, also einen größeren Skalenbereich. Demzufolge werden hier keine einzelnen Wetterlagen betrachtet, die an Luftmassengrenzen wechseln, sondern großräumige Strömungskonfigurationen (sog. Großwetterlagen wie z.B. großräumige zonale Westströmungen, bei denen eine ganze Serie von Tiefausläufern und Zwischenhochs über Mitteleuropa hinwegziehen).

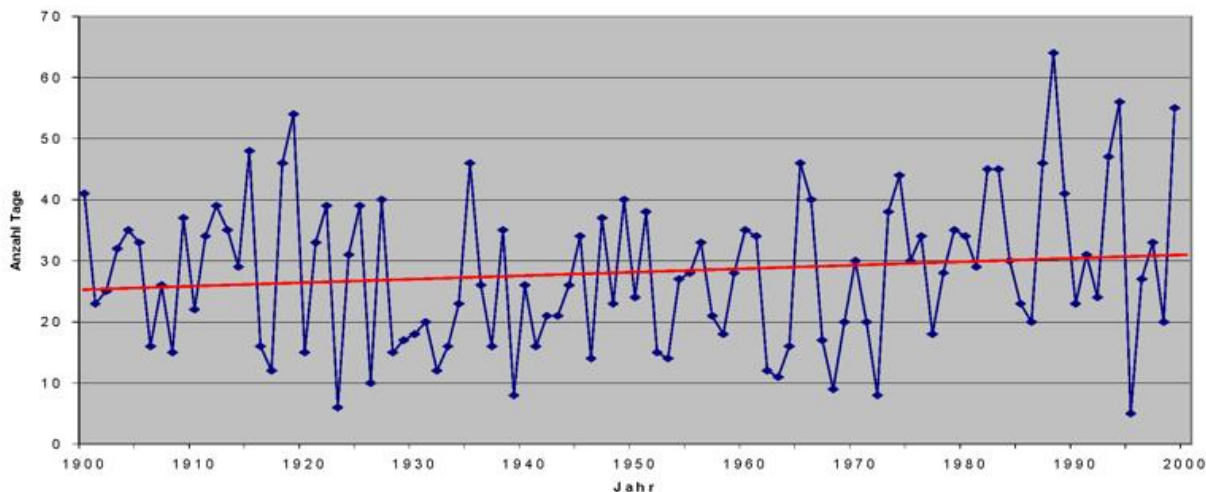


Abb.3 Häufigkeiten von Westwetterlagen, basierend auf der Wetterlagenklassifikation von Hess/Brezowski, für die Wintermonate Dezember-Februar (Jahr bezieht sich auf Dezember) mit linearem Trend (rot).

In Abb. 3 ist der zeitliche Verlauf der großräumigen Westlagen für die Hess-Brezowski-Klassifikation dargestellt, und zwar für das ganze Jahrhundert (hier liegen Daten schon ab 1881 vor). Da es sich hierbei um einen anderen Skalenbereich handelt als bei der objektiven Wetterlagenklassifikation, müssen die zeitlichen Häufigkeitsverläufe nicht notwendigerweise übereinstimmen. Dennoch zeigt sich auch bei den Großwetterlagen ein Minimum im Winter 1995/96 und ein relativ hoher Wert im Winter 1999/2000, der allerdings noch von zwei weiteren Wintern übertroffen wird, nämlich 1988/89 und 1994/95. Insgesamt sind aber für die letzten ca. 25 Jahre deutlich höhere Häufigkeitswerte festzustellen als für die davorliegenden Jahrzehnte, so dass sich langfristig gesehen eine Tendenz zu einer Zunahme an Westwetterlagen ergibt. Insofern sind also durchaus Parallelen zwischen den zeitlichen Verläufen der Häufigkeit der großräumigen Westlagen und der Wintermitteltemperatur in Deutschland zu erkennen.

Der North Atlantic Oscillation Index (NAO)

Für noch großräumigere Betrachtungen eignet sich der North Atlantic Oscillation Index (NAO). Er basiert auf der Differenz zwischen dem Luftdruck über den Azoren und über Island (Azorenhoch – Islandtief). Auch diese Daten sind seit dem 19. Jahrhundert verfügbar. Es existieren allerdings verschiedene Datensätze des NAO von verschiedenen Erstellern, die sich in der Datengrundlage etwas unterscheiden. Im wesentlichen ist aber jeder NAO-Datensatz ein Maß für die Westströmung über dem Nordatlantik, und damit auch für Europa. Es geht hier jedoch auch die Intensität der Strömung ein, nicht nur die Häufigkeit. Die NAO-Werte liegen meist auf Monatsbasis vor, als Maß für die Winterströmung werden häufig die Monate Dezember bis März herangezogen.

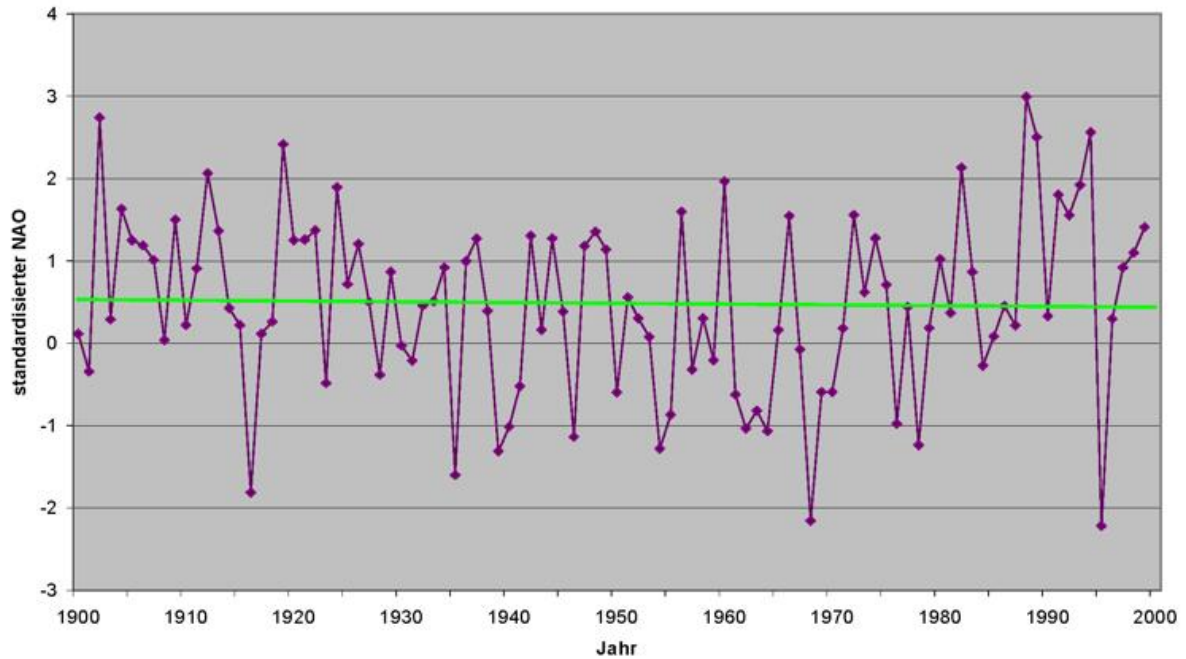


Abb. 4: Standardisierter NAO (normiert auf Mittelwert und Standardabweichung) nach Jones et al. (1997, aktualisiert nach http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm), jeweils Mittelwerte Dezember-März (Jahr bezieht sich auf Dezember), für 1999/2000 auf Dezember-Januar, mit linearem Trend (grün).

Abb. 4 zeigt den zeitlichen Verlauf des NAO nach Jones et al. (1997) für das 20. Jahrhundert. Es lassen sich wiederum Parallelen zum Verlauf der Wintermitteltemperatur in Deutschland, aber auch zu den Wetterlagenklassifikationen feststellen, nämlich die relativ niedrigen Werte gegen Mitte des Jahrhunderts, das meist relativ hohe Niveau der Werte in den letzten beiden Dekaden, das ausgeprägte Minimum im Winter 1995/96 und der danach folgende Anstieg bis zum Winter 1999/2000 (wobei zu beachten ist, dass der letzte Wert nur auf den beiden Monaten Dezember 1999 und Januar 2000 basiert). Langfristig gesehen ist hier jedoch im Gegensatz zu den Hess-Brezowski-Häufigkeiten kein Anstieg zu erkennen. Dies kommt jedoch auch durch die zum Teil relativ hohen Werte des NAO am Anfang des Jahrhunderts zustande.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die rein phänomenologische Gegenüberstellung von Zeitreihen der Westwetterlagenhäufigkeit in verschiedenen räumlichen Skalenbereichen und der Wintermitteltemperatur in Deutschland zeigt einige Parallelen, aber auch einige Unterschiede zwischen den Datensätzen. Dies bedeutet, dass eine Häufung von Westwetterlagen, die zweifellos während der letzten Jahre stattgefunden hat, zwar durchaus deutliche Auswirkungen auf die Wintermitteltemperatur haben kann, aber eine einfache Kausalkette anthropogener Treibhauseffekt – mehr Westlagen – mildere Winter lässt sich dennoch nicht ohne weiteres aufstellen. Es existieren Erscheinungsformen der atmosphärischen Zirkulation, die sich in mehreren räumlichen Skalenbereichen zeigen, aber auch andere, die nur in begrenzten

räumlichen Größenordnungen in Erscheinung treten, und die Ursache-Wirkungskette besteht aus einem Komplex von verschiedenartigen Wechselwirkungen unseres Klimasystems. Neben diesen physikalischen Unterschieden sind bei den einzelnen Datensätzen aber auch mögliche Inhomogenitäten der Daten (Stationsverlegungen bei den Luftdruckreihen, Klassifizierungsänderungen insbesondere bei subjektiven Wetterlagenklassifikationen) in Erwägung zu ziehen.

Literatur:

Bissolli, P., Dittmann, E.: Objektive Wetterlagenklassen. KSB 1999, S. 71.

Deutscher Wetterdienst: Witterungsreport Express 12/1999, 01/2000, 02/2000.

Gerstengarbe, F.-W. et al.: Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale. KSB 1999, S. 109.

Jones, P.D. et al.: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433-1450 (1997).

Müller-Westermeier, G., Czeplak, G.: Die Witterung in Deutschland. KSB 1999, S. 39

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)

G. Müller-Westermeier

Die in den Klimastatusberichten 1997 und 1998 begonnene Beschreibung der mittleren klimatologischen Bedingungen soll in diesem Band durch die Beschreibung zweier weiterer Parameter aus dem hydrometeorologischen Bereich, der klimatischen Wasserbilanz und dem Trockenheitsindex, ergänzt werden.

Es werden wieder wie in den vorigen Teilen der Beschreibung (Klimastatusberichte 1997 und 1998) Rasterfelder mit einer Auflösung von 1 km vorgestellt.

Die Wasserbilanz

Die klimatische Wasserbilanz ist die Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung und stellt somit die Wassermenge dar, die ober- oder unterirdisch aus einem Gebiet abfließen kann, bzw. bei negativer Wasserbilanz die Wassermenge, die aus Nachbargebieten zugeführt werden muß, um den Wasserhaushalt auszugleichen. Sie wird wie Niederschlag und Verdunstung in mm angegeben.

Da die tatsächliche Verdunstung nur recht schwer zu bestimmen ist, weil sie u. a. von Bodenart, Bodenbedeckung und pflanzenphysiologischem Zustand des Bewuchses sowie vom tatsächlichen Wassergehalt des Bodens abhängt, wird als Maß für die Verdunstung die Grasreferenzverdunstung, die die Verdunstung einer standardisierten Grasfläche auf einheitlichem Boden bei optimaler Wasserversorgung darstellt, benutzt (s. a. Klimastatusbericht 1998).

Die klimatische Wasserbilanz wurde für Deutschland an jedem Gitterpunkt eines 1-km-Rasters aus den Basisparametern Niederschlagshöhe und Grasreferenzverdunstung berechnet. Die Abbildung 1 zeigt die mittleren Jahreswerte für die internationale Referenzperiode 1961-1990.

Aufgrund der Abnahme der Verdunstung und der Zunahme des Niederschlags findet man eine markante Zunahme der Wasserbilanz mit der Höhe. Dabei werden in den Höhenlagen der Alpen sowie in den Gipfelbereichen der höheren Mittelgebirge Jahreswerte von 1200 mm überschritten. In den Niederungen liegen die Werte durchweg unter 400 mm.

In Rheinhessen, an der Weinstraße und insbesondere im größten Teil Brandenburgs, im östlichen Teil von Sachsen-Anhalt sowie im Norden von Thüringen und Sachsen wird die mittlere jährliche Wasserbilanz sogar leicht negativ. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die für die Berechnung verwendete Grasreferenzverdunstung in Trockenperioden meist höher als die tatsächliche Verdunstung ist, wodurch die Wasserbilanz mit diesem Berechnungsverfahren etwas zu negativ dargestellt wird.

Der Jahresgang der Wasserbilanz wird in Deutschland weitestgehend durch die Verdunstung bestimmt. Im Winter finden sich durchweg positive Werte, während im Sommer in den trockenen, warmen Niederungen teilweise markante Wasserdefizite auftreten. Nur in den Mittelgebirgen sowie in den Alpen und ihrem Vorland bleibt die Wasserbilanz das ganze Jahr über positiv.

Der Trockenheitsindex

Um die Bedeutung des Niederschlags für Pflanzen bewerten zu können, muß die Niederschlagshöhe zusammen mit anderen klimatologischen Größen betrachtet werden. Beispielsweise kann eine jährliche Niederschlagshöhe von 600 mm, die in Mitteleuropa noch für Waldbedeckung ausreichend ist, im heißen Afrika meist nur eine trockene Steppe unterhalten.

Es sind daher verschiedene Indizes entwickelt worden, um die pflanzenphysiologische Wirkung des Niederschlags in unterschiedlichen Klimaten zu bewerten.

Eine gut brauchbare, aber einfach zu berechnende Größe hierfür ist der Trockenheitsindex nach de Martonne (*dMI*). Er ist definiert als

$$dMI = \frac{P}{T + 10}$$

wobei P: der Niederschlag des Bezugszeitraums in mm

T: die Mitteltemperatur des Bezugszeitraums in Grad C

Bezugszeiträume können das ganze Jahr, Halbjahre, Jahreszeiten oder Monate sein. Kleinere Werte zeigen trockenere Gebiete an.

In Abbildung 2 wird der jährliche Trockenheitsindex für die Referenzperiode 1961-1990 dargestellt. Man erkennt eine der Wasserbilanz sehr ähnliche räumliche Verteilung mit besonders großer Trockenheit (niedrige Werte des Index) in den Niederungen Ostdeutschlands, im Rheingau und in Franken, während die Gebirge, insbesondere Harz, Schwarzwald und Alpen nach diesem Index sehr feucht sind.

Auch der Jahresgang des Trockenheitsindex entspricht weitgehend dem der Wasserbilanz. Die Monate November bis März zeigen insgesamt hohe Indexwerte (geringe Trockenheit) mit Extremen im Dezember und Januar, wobei alle Gebirgszüge besonders hervortreten. Die Monate April bis Oktober weisen hingegen mit Ausnahme der Alpen relativ niedrige Werte auf. Dabei ist der September am trockensten, die anderen Monate dieses Jahresabschnitts besitzen jedoch nur geringfügig niedrigere Werte des Trockenheitsindex.

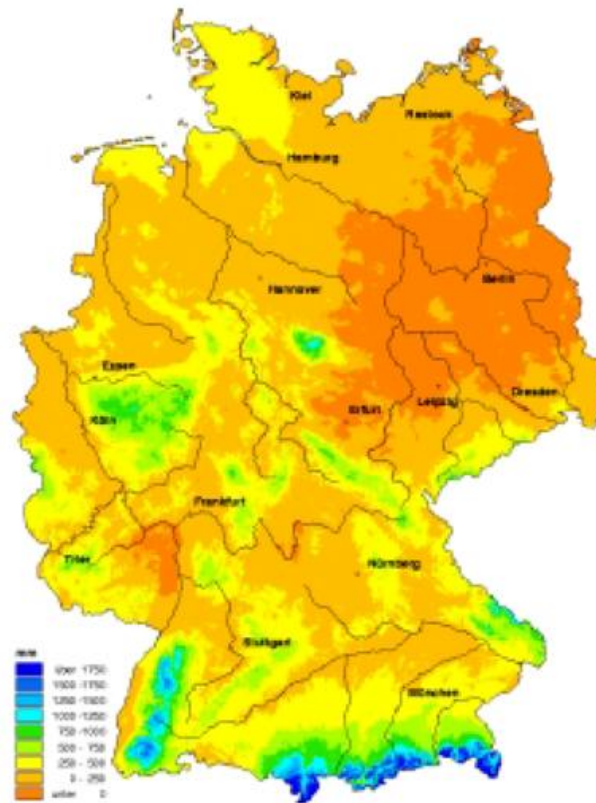


Abb.1 Klimatische Wasserbilanz 1961 - 1990

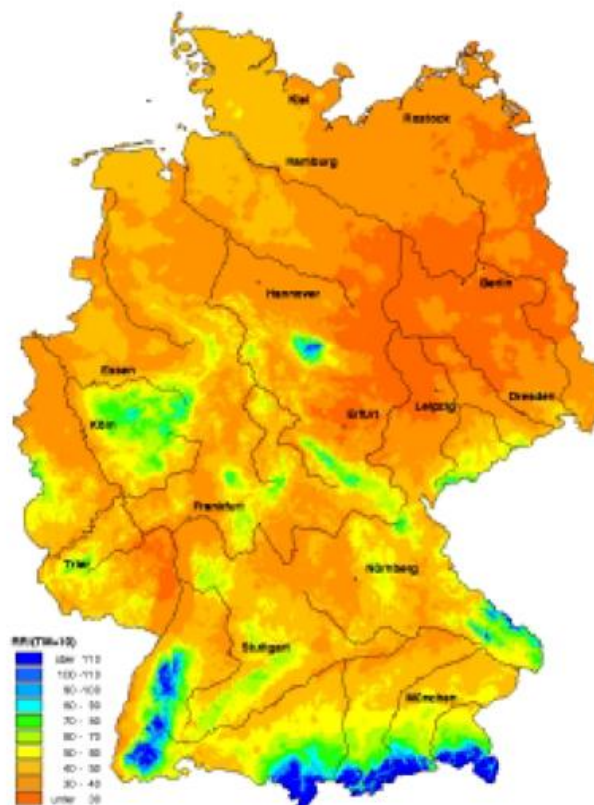


Abb. 2 Trockenheitsindex 1961 - 1990

Literatur

Hessische Landesanstalt für Umwelt: Umweltatlas Hessen, Wiesbaden, 1999

E. de Martonne: L'indice d'aridité, Bull. Ass. Geogr. De France, Vol. IX, 1926

G. Müller-Westermeier: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 193, Offenbach, 1995

G. Müller-Westermeier. Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography, Proceedings of the 2nd European Conference on Applied Climatology, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 19, Wien, 1998

C. C.Wallén: Aridity Definitions and their Applicability, Geografiska Annaler Vol.49A, Stockholm, 1967

U. Wendling, P. Fuchs, G. Müller-Westermeier: Modellierung des Zusammenhangs von Globalstrahlung, Sonnenscheindauer und Bewölkungsgrad als Beitrag zur Klimaüberwachung. DWD – Forschung und Entwicklung 45 (1997)

U. Wendling: Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85E,H 12, S602-660, 1995

Erläuterungstext zum ‚Thermopluviogramm für Deutschland 1999‘

E. Dittmann

Das Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Abb.1) zeigt Abweichungen der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe vom klimatologischen Mittel des Referenzzeitraums 1961-1990. Die Pfeile beziehen sich auf die einzelnen Monate und das Jahr und sind entsprechend gekennzeichnet.



Abb.1 Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

Der Ursprung des Diagramms repräsentiert die jeweiligen klimatologischen Mittelwerte des Referenzzeitraums 1961-1990, die in der Tabelle.1 wiedergegeben sind. Die Länge der Pfeile ist somit ein anschauliches Maß für die Abweichungen der Temperatur und des Niederschlags von den mittleren klimatologischen Verhältnissen in den Monaten und im gesamten Jahr 1999. So ist z.B. der Februar 1999 bei normaler Temperatur erheblich nasser als im klimatologischen Mittel. Januar und September 1999 waren dagegen sehr viel wärmer als im 30-jährigen Referenzzeitraum bei gleichzeitig nur geringfügigen Abweichungen von den mittleren Niederschlagsverhältnissen.

Die in der Tabelle 1 und der Abbildung 1 wiedergegebenen Klimawerte gelten für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. Die Datenbasis bilden Temperatur- und

Niederschlagsmessungen an etwa 600 Klimastationen und zusätzlich mehr als 3.000 reinen

Mittelwerte 1961-1990 1-km-Raster		
	Temperatur [°C]	Niederschlag [mm]
Januar	-0,5	61
Februar	0,4	49
März	3,5	56
April	7,4	58
Mai	12,1	71
Juni	15,4	85
Juli	16,9	77
August	16,5	77
September	13,3	61
Oktober	9,0	56
November	4,0	66
Dezember	0,8	70
Jahr	8,2	788

Tab. 1 Klimatologische Mittelwerte von Temperatur und Niederschlag des Referenzzeitraums 1961 - 1990

Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes. Die Stationswerte werden durch räumliche Interpolation nach einem im DWD entwickelten Verfahren /1/ in ein 1km-Raster übergeführt. Das Gebietsmittel für Deutschland wird dann mit Hilfe der Rasterdaten berechnet.

Literatur:

Müller-Westermeier, Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes
Nr. 193, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach 1995

Die Witterung in Deutschland 1999

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

Das Jahr 1999 war in Deutschland insgesamt sehr warm, aber leicht überdurchschnittlich hinsichtlich Niederschlag (siehe Abb.1) und Sonnenscheindauer.

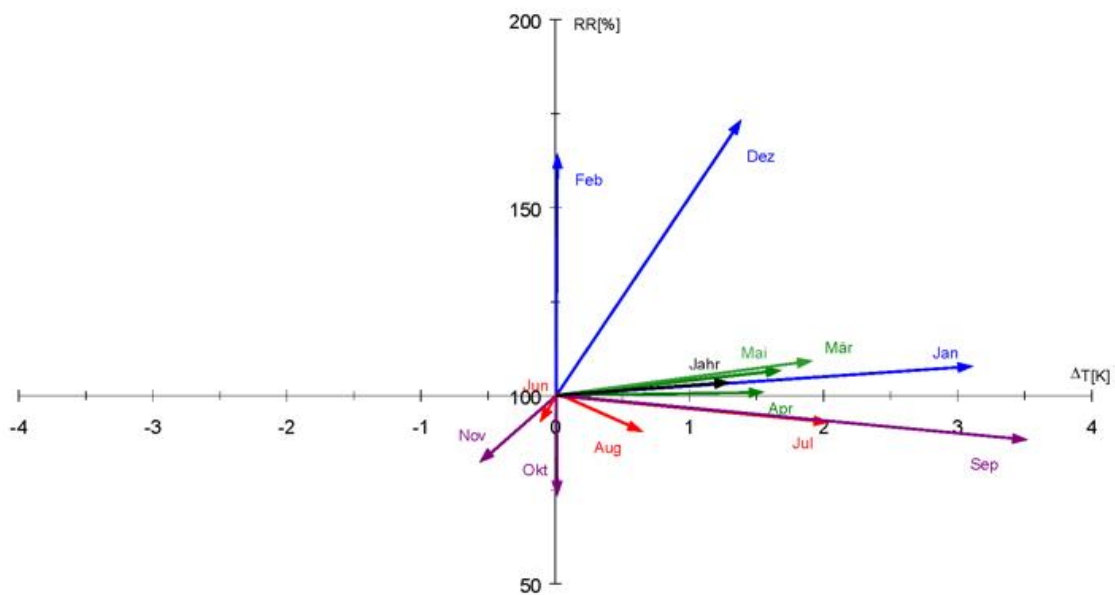


Abb. 1 Thermopluviogramm für Deutschland 1999 (Bezugszeitraum 1961 - 1990)

Die **Mitteltemperatur** für Deutschland basierend auf einem 1-km-Raster¹ betrug 10.1 Grad C und lag somit 1.3 K über dem Durchschnitt für den internationalen Referenzzeitraum 1961 - 1990. Damit war das Jahr 1999 zusammen mit 1990 nach 1994 und 1934 das drittwärmste Jahr dieses Jahrhunderts.

Am wärmsten war es wie üblich am Rhein mit Werten bis 12.2 Grad C. In Nord- und Ostdeutschland lagen die Jahreswerte meist zwischen 9 und 11 Grad C. In Bayern und in den höheren Lagen blieben die Mitteltemperaturen meist unter 9 Grad C.

Die Abweichungen lagen zwischen 2.3 und -1.0 K, wobei negative Abweichungen nur in sehr kleinen Bereichen am Alpenrand auftraten. Insgesamt nahmen die Abweichungen von Süden nach Norden zu, wobei die höchsten Werte in der norddeutschen Tiefebene verzeichnet wurden.

¹ Die angegebenen (Extrem-)Werte, basierend auf dem 1-km-Raster, sind durch Interpolation von Meßwerten zwischen den Stationen unter Berücksichtigung der Topographie **berechnet** worden (vergleiche auch Extremwertkarte für das Jahr 1999)

Die Jahressumme der **Sonnenscheindauer** betrug 1097 bis 1940 Stunden mit einem Mittelwert von 1637 Stunden. Damit gab es im Jahr 1999 knapp 7 Prozent mehr Sonnenschein als im Mittel des Referenzzeitraums.

Die geringsten Werte der Sonnenscheindauer fanden sich in den Mittelgebirgen und an den Alpen, während Nordostdeutschland und insbesondere die Küsten von Nord- und Ostsee besonders sonnenscheinreich waren.

Die größten positiven Abweichungen von bis zu 32 Prozent gab es in Nordwestdeutschland und im Lee des Harzes. Negative Abweichungen bis 28 Prozent gab es nur auf knapp 14 Prozent der Fläche Deutschlands in den Mittelgebirgen, in Südwestdeutschland und am Alpenrand.

Die Jahressummen der **Globalstrahlung**, bezogen auf die horizontale Fläche, bewegten sich mit 954 bis 1180 kWh/m² um den Mittelwert von 1086 kWh/m². Besonders strahlungsbegünstigt war der Raum Augsburg -Memmingen-Weilheim mit über 1150 kWh/m². Strahlungsarm dagegen zeigten sich das Sauerland, der Harz und besonders das Erzgebirge. An der Messstation auf dem Fichtelberg wurde eine Jahressumme von nur 958 kWh/m² gemessen.

Der Strahlungsgewinn in Deutschland gegenüber dem Bezugszeitraum 1981-1998 lag mit etwa 8% leicht über dem Durchschnitt. Auffällig ist der Strahlungszunahme im nördlichen Teil Deutschlands von über 13% (mehr als 130 kWh/m²), der lokal bis über 20% betrug. Dagegen waren das südwestliche Bayern und sowie Württemberg diesmal mit einem Strahlungsverlust von bis zu 8% (minus 90 kWh/m²) am wenigsten strahlungsbegünstigt.

Die mittlere jährliche **Niederschlagshöhe** betrug 1999 in Deutschland 837 mm. Das sind 105 Prozent des langjährigen Referenzwerts. Die räumliche Varianz reichte von 365 mm bis 4036 mm, wobei die Niederungen Ostdeutschlands, der Rheingau und einige Gebiete in Hessen, am Mittelrhein und in Franken besonders trocken waren. Die höchsten Niederschläge gab es in den Alpen und im Schwarzwald. Auch die übrigen Mittelgebirge und der Norden Schleswig-Holsteins waren wie in fast allen Jahren recht niederschlagsreich.

Die Abweichungen des Jahresniederschlags von den vieljährigen Bezugswerten schwankten zwischen -31 und +58 Prozent. Besonders große positive Abweichungen gab es in Südwestdeutschland, in Nordschleswig und an der östlichen Ostseeküste. Ein besonders großes Niederschlagsdefizit ergab sich fast im gesamten Elbeeinzugsgebiet, insbesondere in den ohnehin schon sehr trockenen Gebieten Ostdeutschlands, sowie in Hessen, am Mittelrhein und in Nordostbayern.

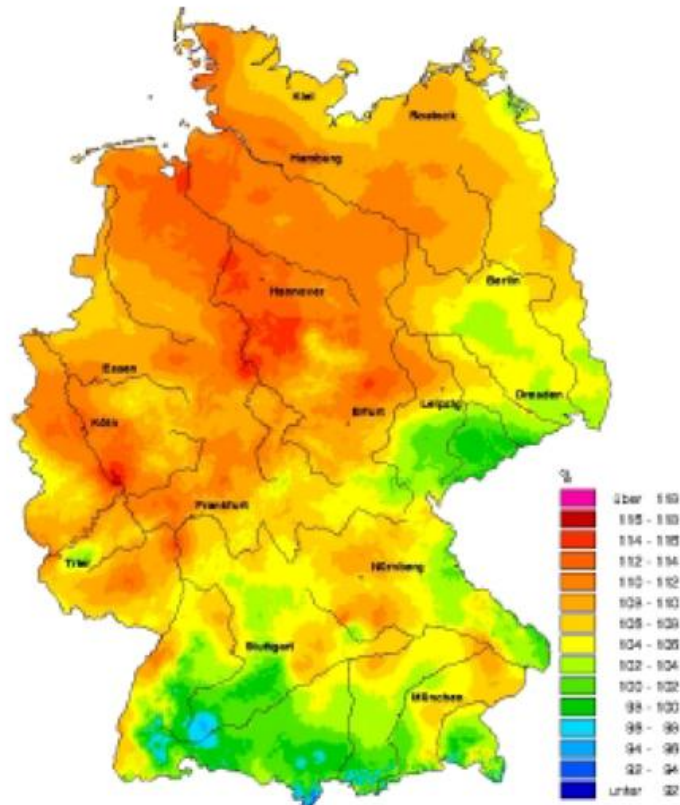


Abb. 2 Globalstrahlung 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1981 - 1995

Es ergab sich folgender Verlauf der Witterung:

Der **Januar** war sehr mild mit Mittelwerten von 2.5 K bis 3.5 K über den Referenzwerten des Zeitraums 1961 – 1990. Die Niederschläge waren insgesamt durchschnittlich, wobei das Soll im Süden und besonders im Nordwesten überschritten, im Osten hingegen nicht erreicht wurde.

Der **Februar** war in ganz Deutschland kälter als der Vormonat, wobei es in Süddeutschland gegenüber den Referenzwerten um bis zu 2 K zu kalt war, während es nördlich der Mittelgebirge bis 1 K wärmer als normal blieb. Die Niederschläge waren durchweg sehr reichlich, wobei in Süddeutschland teilweise mehr als das doppelte der Normalmenge fiel. Insbesondere in der Zeit vom 19. bis 21. waren im Alpenraum sehr starke Schneefälle zu verzeichnen, wobei es zu mehreren Lawinenabgängen kam, die Verkehrsverbindungen in den Tälern unterbrachen.

Am 16. und 17. führten Winterstürme in Norddeutschland zu erheblichen Schäden. Auf der Insel Norderney beschädigte ein Tornado mehrere Gebäude.

Der **März** war in ganz Deutschland meist 1 – 2 K zu warm, die Niederschläge entsprachen insgesamt dem Durchschnitt, wobei insbesondere im Westen und an der Ostseeküste übernormale Niederschlagsmengen fielen, während es in Sachsen und Bayern relativ trocken war.

Auch der **April** war von Süden nach Norden zunehmend zu warm. Im Süden, Westen und äußersten Nordosten war es recht feucht, sonst teilweise erheblich zu trocken. Aufgrund der Wärme war der Witterungscharakter in der letzten Dekade schon fast sommerlich, was sich u. a. in kräftigen Gewittern, die teilweise von Hagel begleitet waren, ausprägte. Insbesondere im Osten Deutschlands gab es in der Zeit vom 22. bis 25. gebietsweise Hagel, wobei Korngrößen bis 3 cm und Hageldecken bis 5 cm Höhe erreicht wurden. Dabei kam es zu erheblichen Schäden an Obstbaumkulturen und Gärten.

Der **Mai** war durchweg zu warm, wobei die Abweichungen von Nord nach Süd zunahmen. Im Nordosten und insbesondere im Süden war es feucht, sonst teilweise recht trocken. Hochreichende Schneeschmelze und Starkniederschläge im Alpenraum ab dem 20. (am 23. Tagesniederschläge bis 140 mm) führten an der Donau und an den süddeutschen Seen zu extremem Hochwasser. 5 Menschen starben und es entstanden Sachschäden von über 2 Milliarden DM. Der Bodensee erreichte seinen höchsten Stand seit 1898.

Weitere Niederschläge im **Juni** ließen das Hochwasser in Süddeutschland andauern. Der Bodensee behielt seine extremen Wasserstände mehrere Wochen, die Uferbereiche an den süddeutschen Seen blieben teilweise bis in den Juli hinein überflutet.

Insgesamt waren die Niederschläge im Juni aber geringer als im langjährigen Mittel. Die Temperaturen lagen meist etwas unter den Referenzwerten.

Der **Juli** war wieder insgesamt warm, wobei die Abweichungen von der Norm im Norden besonders groß waren. Bei den Niederschlägen zeigte sich ein umgekehrtes Bild. Einem sehr feuchten Süden stand ein trockener Norden gegenüber. Wie in allen Sommermonaten traten bei lokalen Gewittern Schäden durch Überflutung, Sturmböen, Hagel und Blitzschläge auf. Am 05. 07. wurde in Frankfurt am Main mit 83 mm der bisherige Rekordwert für Tagesniederschläge dieser über hundertjährigen Messreihe überboten.

Auch der **August** war gegenüber dem langjährigen Mittel wieder etwas zu warm. Die Niederschläge blieben abgesehen vom Nordwesten und der Ostseeküste unter den Werten des Bezugszeitraums.

Im **September** setzte sich die sommerliche Witterung fort, so dass der Monat in ganz Deutschland erheblich zu warm wurde, wobei die Abweichungen im Norden bis 4.5 K erreichten. Teilweise wurde der September wärmer als der August. Im Flächenmittel von Deutschland war es der wärmste September des Jahrhunderts. Die Niederschläge lagen in diesem Monat insgesamt leicht, im Nordosten erheblich unter den langjährigen Mittelwerten.

Der **Oktober** war von der Temperatur her durchschnittlich. Die Niederschläge lagen durchweg, zum Teil erheblich, unter den Sollwerten.

Der **November** war nur in Norddeutschland mild, sonst nach Süden zunehmend zu kalt und außer in Thüringen, Sachsen und Südbayern zu trocken. Teilweise hatte der Monat schon winterliches Gepräge.

Der **Dezember** war – abgesehen von der Woche vor Weihnachten - sehr mild und feucht. Dabei kam es zu zwei markanten Sturmereignissen. Am 3. Dezember zog ein sehr kräftiges Sturmtief über Dänemark hinweg, wobei im Küstengebiet Norddeutschlands teilweise neue Rekordwerte der Windgeschwindigkeit auftraten. Am zweiten Weihnachtsfeiertag bildete sich in der dominierenden Westströmung ein kleinräumiges Sturmtief, dessen Kern durch die Mitte Deutschlands zog und auf dessen Südseite orkanartige Winde auftraten, die in der Pfalz, in Baden-Württemberg und Bayern großräumig Schäden in Wäldern und an Gebäuden anrichteten. Mindestens 17 Menschen kamen bei dem Sturm um. Gebietsweise brach der Straßen- und Schienenverkehr zusammen.

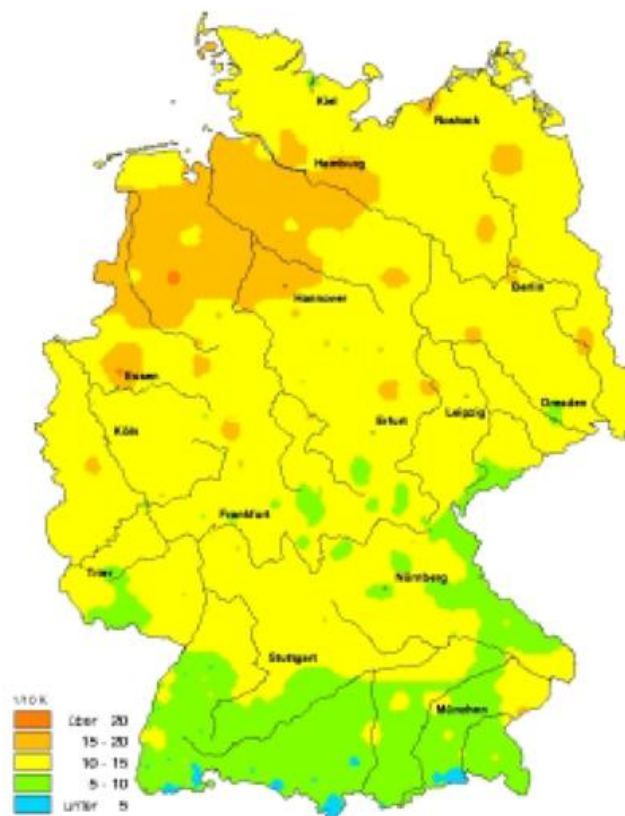


Abb. 3 Temperaturabweichung 1999 in 1/10 K vom Mittel für 1961 - 1990

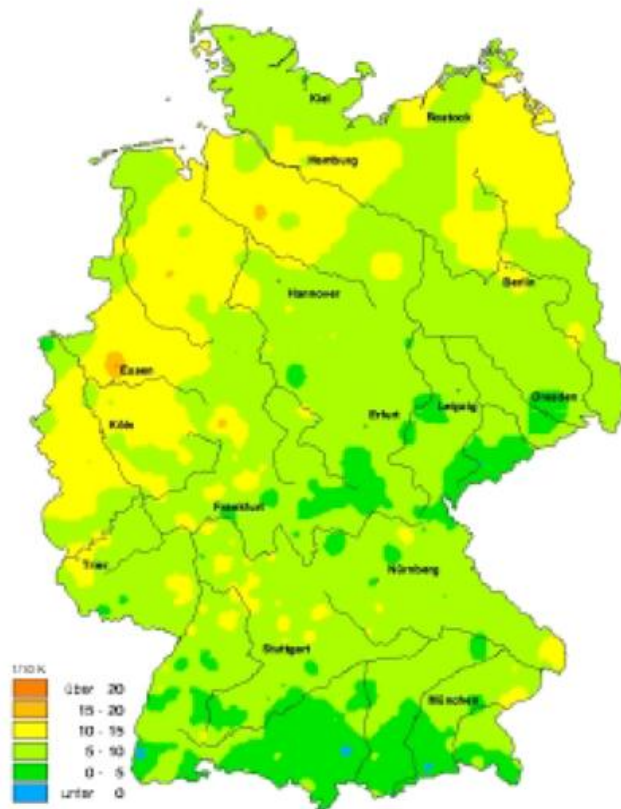


Abb. 4 Temperaturabweichung Sommer 1999 vom Mittel 1961 - 1990

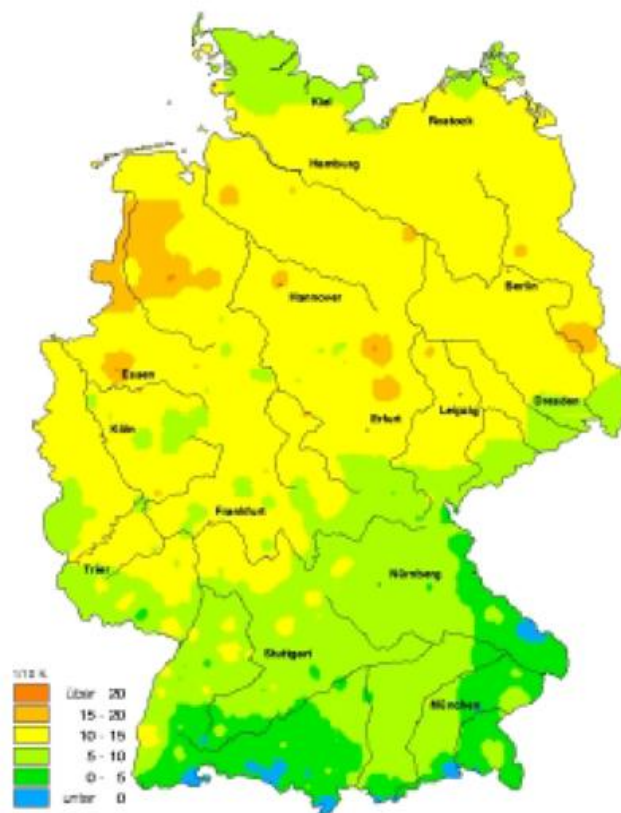


Abb. 5 Temperaturabweichung Winter 1999 vom Mittel 1961 - 1990



Abb. 6 Sonnenscheindauer 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990



Abb. 7 Niederschlagshöhe 1999 in Prozent des Mittelwertes der Jahre 1961 - 1990

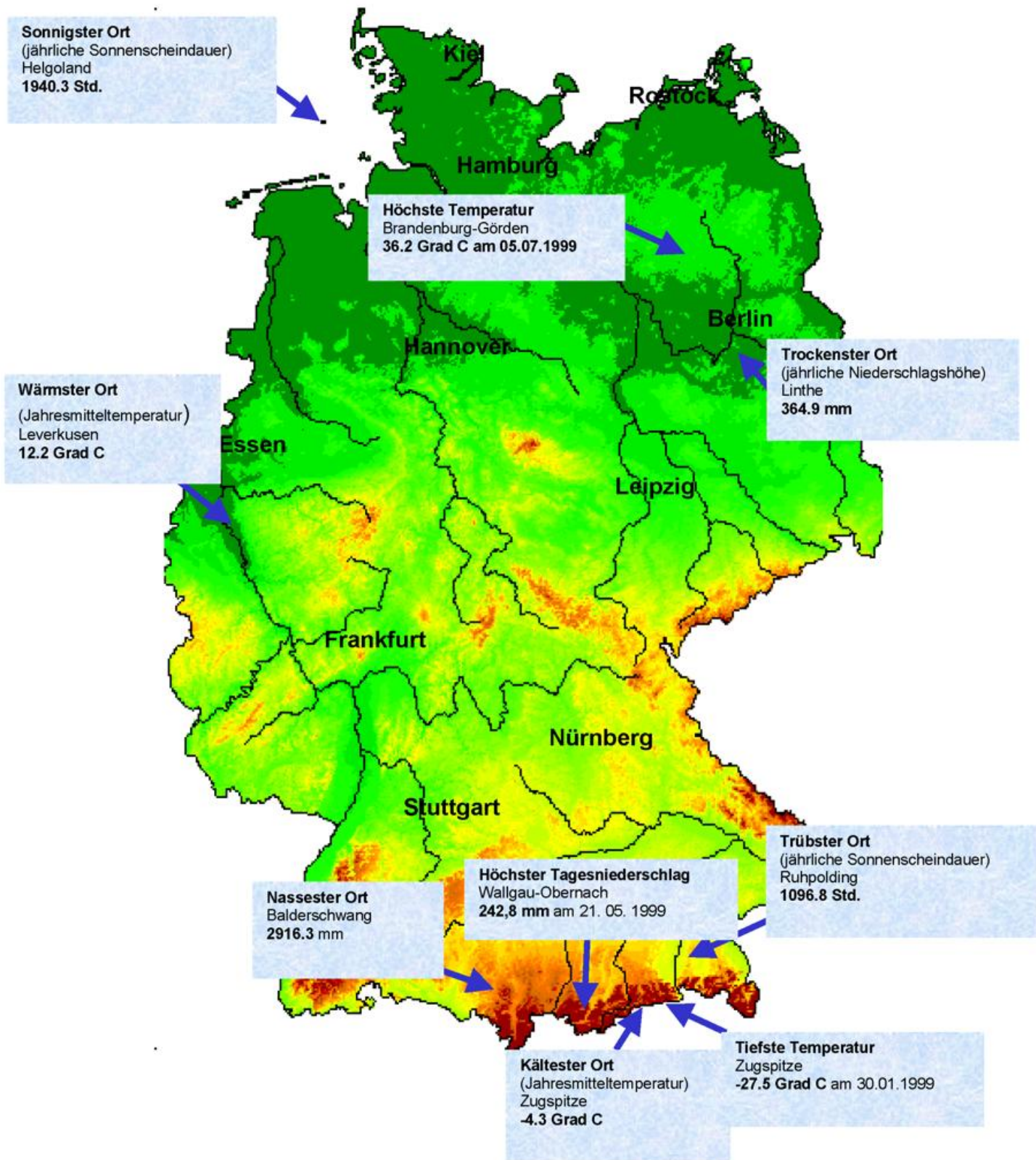


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 1999

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" Seite 55). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und 3000 Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
1040	Helgoland	54°11'N, 07°54'E	Klima
47054	Linthe	52°10'N, 12°47'E	Niederschlag
3338	Brandenburg-Görden	52°26'N, 12°30'E	Klima
1171	Leverkusen	51°01'N, 06°59'E	Klima
70101	Balderschwang	47°28'N, 10°06'E	Niederschlag
92009	Wallgau-Obernach	47°33'N, 11°18'E	Niederschlag
4543	Ruhpolding	47°44'N, 12°40'E	Klima
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Das Jahr 1999 fiel in den norddeutschen Küstengebieten bei überdurchschnittlicher Sonnenscheindauer deutlich zu warm aus, wobei der September der wärmste Septembermonat des 20. Jahrhunderts war. Das Niederschlagsaufkommen gestaltete sich regional sehr unterschiedlich. Während sich die Jahresniederschläge im Nordseeraum überwiegend im Bereich der Mittelwerte des Zeitraums 1961-1990 bewegten, war es entlang der Ostsee in Schleswig-Holstein zu trocken und in Mecklenburg-Vorpommern zu nass.

Die Jahresmitteltemperaturen bewegten sich mit 9.0 und 10.5 °C um 1-2 K über den vieljährigen Vergleichswerten. Mit Ausnahme von Juni und Oktober, in denen regional geringe negative Abweichungen zu den Mittelwerten auftraten, waren alle Monate zu warm. Die höchsten Abweichungen von 3-4 K entfielen auf den September (vgl. Abb. 1), der sich unter Hochdruckeinfluss durch eine ungewöhnlich warme und sonnenscheinreiche 1. Monatshälfte auszeichnete. Es wurden bis zu 10 Sommertage (Tageshöchsttemperatur mindestens 25 °C) verzeichnet, während es im Mittel der Jahre nur maximal einen gibt. Selbst in exponierten Lagen erreichten die Temperaturen an 12 Tagen, auf Helgoland an 15 Tagen und im übrigen

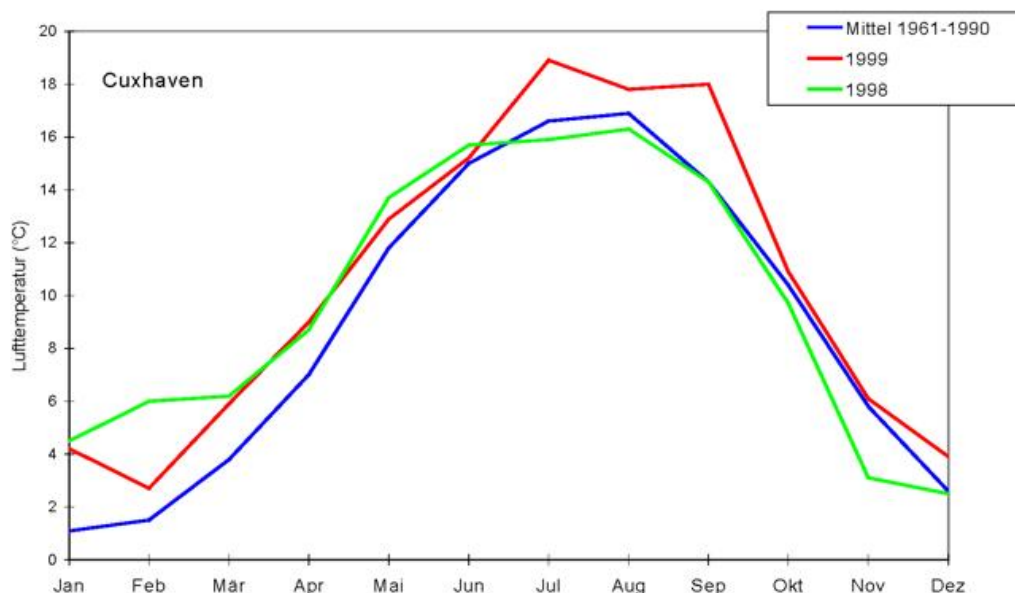


Abb. 1 Jahrgang der Monatsmitteltemperatur 1999

Insel- und Küstengebiet an bis zu 21 Tagen mindestens 20 °C. Sehr mild mit Abweichungen von 3.0-3.5 K im Küstenstreifen verlief auch der Januar, in dem am 6. fast durchweg Höchsttemperaturen von 10-13 °C erreicht wurden, die jedoch leicht unter den Rekordwerten von 1988 bzw. 1991 blieben.

Dem überdurchschnittlichen Temperaturniveau entsprechend lag die Zahl der Frosttage niedrig und die der Sommertage hoch. Jedoch erzielten beide innerhalb der temperaturmäßig herausragenden 90-er Jahre keine Rekorde. So gab es 1997 mehr Sommertage und 1994 noch weniger Frosttage als 1999. Die Anzahl der Tage mit Luftfrost (Minimum $< 0\text{ °C}$), die sich an der Nordsee zwischen 16 (Helgoland) und knapp 40, an der Ostsee zwischen 40 und 60 bewegte, unterschritt um 20-30 die Mittelwerte. Eistage (Maximum $< 0\text{ °C}$) waren selten (weniger als 10) oder blieben wie in der Deutschen Bucht und auf den Ostfriesischen Inseln teilweise ganz aus. Demgegenüber lag die Zahl der Sommertage mit 3 (Helgoland) bis 30 regional um 10-20 über dem Durchschnitt. Lediglich am Kap Arkona/Rügen wurden Höchstwerte von 25 °C nicht erreicht. Günstige Küstenlagen verbuchten sogar mit Tageshöchsttemperaturen von mindestens 30 °C bis zu 3 heiße Tage.

Die Sonne schien in den Küstengebieten zwischen 1700 bis 1940 Stunden und damit um bis zu beinahe 20 % mehr als im Mittel der Jahre, wobei Helgoland noch 4 Sonnenstunden mehr verbuchte als das nördliche Rügen, das zu den sonnenreichsten Gegenden Deutschlands zählt. Besonders sonnig - und das erfreute Nord- und Ostseurlauber und Touristikbranche gleichermaßen - verliefen die Sommermonate. Im Juli wurden die vieljährigen Vergleichswerte um 10 bis 40 % und im September um 30-40 % überschritten. Lediglich im August wurden sie gebietsweise um bis zu 10 % verfehlt.

Die Niederschläge summierten sich an der norddeutschen Ostseeküste zu Jahreshöhen von 520 bis 740 mm, womit sie an der Küste Schleswig-Holsteins um bis zu 10 % unter den vieljährigen Vergleichswerten blieben, während sie diese an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns um bis zu 30 % überschritten. Im Nordseeraum fielen meist 700 bis 800 mm, was Abweichungen bis zu $\pm 5\%$ von den Mittelwerten bedeutete. Vereinzelt war es aber auch hier deutlich feuchter. So erzielte List/Sylt mit einem Jahresniederschlag von 892 mm einen Überschuss von 20 %. Die Gesamtzahl der Tage mit Niederschlag von 1 mm und mehr lag mit etwa 110-120 an der Ostsee und 140-150 an der Nordsee um rund 10-20 über dem Durchschnitt und entsprach damit in etwa dem Vorjahr. Die Anzahl der Starkniederschlagstage (Tagesniederschlagshöhe 10 mm und mehr) belief sich mit rund 9 bis 15 im Ostsee- und 15 bis 20 im Nordseeraum vielfach im Bereich der Mittelwerte. In Mecklenburg-Vorpommern wurden diese jedoch um bis zu 4, in List auf Sylt (24 Tage) um 6 überschritten.

Der niederschlagsreichste Monat war verbreitet der Dezember, an dem entlang der Nordsee kaum ein Tag niederschlagsfrei blieb. An der Ostsee verzeichnete er mit meist 90 bis 130 mm etwa das Doppelte, vereinzelt auch nahezu das Dreifache, an der Nordsee mit 140 bis 170 mm etwa das Doppelte des gewöhnlichen Niederschlags. Hier wies er mit 5-7 auch einen hohen Anteil an Tagen mit Starkniederschlag auf. Deutlich zu trocken waren dagegen die Monate Mai (verbreitet an der Nordsee), Juli, September (verbreitet an der Ostsee) und ganz un-typischerweise der November, in dem an der Nordsee Defizite um 50 % und an der Ostsee von 70 % und mehr zu verzeichnen waren.

Im November und in den Wintermonaten fielen die Niederschläge zeitweise als Schnee. Meist blieb die Schneedecke aber gering (bis um 5 cm) und hielt sich nur über einige Tage. Der erste Schneefall setzte in der Nacht zum 10. Januar ein und ließ regional (Sylt) eine Schneedecke bis 15 cm Höhe entstehen, die aber bereits am 14./15. wieder abschmolz. Im Februar bestand zwischen dem 9. und 15. selbst auf den Nordseeinseln eine geschlossene Schneedecke mit einer Höhe bis um 5 cm, im Ostseeraum hielt sie sich noch bis zum 19. des Monats.

Die zu milde Witterung war in den Monaten Januar, Juni, November und Dezember mit einem um 10-20 % höheren Anteil an Süd- bis Südwestwinden verbunden, wobei diese in den Wintermonaten zu 45 bis 70 % der Zeit vorkamen. Der Februar zeichnete sich durch einen ungewöhnlich hohen Anteil an Winden aus westlichen Richtungen (SW, W, NW) aus, die mit rund 80 % mehr als doppelt so häufig waren wie im Mittel der Jahre. In den durch hochsommerliche Witterung geprägten Monaten Juli und September traten die sonst nur zu insgesamt 10-20 % der Zeit vorkommenden Ost- und Nordostwinde etwa doppelt so oft auf. Zudem lag im September der Anteil an südlichen Winden (SO, S und SW) mit 60-65 % der Zeit um 10-25 % über dem Durchschnitt.

Im Jahresverlauf gelangte Norddeutschland in den Einflußbereich von zwei Orkantiefs. Im Laufe des 4. Februars entwickelte sich der Orkan 'Lara' auf seinem Weg von Island zum Bottnischen Meerbusen und sorgte mit Windgeschwindigkeiten bis 160 km/h für Sturmschäden und eine Sturmflut an der westlichen Nordseeküste, die 'Land unter' auf den Halligen hervorrief. Orkan 'Anatol', einer der schwersten der letzten Jahrzehnte, entstand am 3. Dezember, und verlagerte sich bis zum 4. über die Nordsee, Dänemark, Südschweden und das Baltikum ostwärts. Die größten Windgeschwindigkeiten traten südlich des Tiefs in der westlichen Nordsee und vor allem im südlichen Dänemark und nördlichen Schleswig-Holstein auf, wo Spitzengeschwindigkeiten um 180 km/h gemessen wurden. Aber auch über der westlichen Ostsee wurde schwerer oder orkanartiger Sturm mit Orkanböen beobachtet. Neben Sturmschäden wurde an der westlichen Nordsee eine weitere schwere Sturmflut verursacht, die u.a. zu hohen Sandverlusten auf der Insel Sylt führte.

Der Verlauf der Wasseroberflächentemperaturen in der westlichen Ostsee (Abb. 2), der dem der Nordsee ähnlich ist, zeigt in markanter Weise das weit überdurchschnittliche Temperaturniveau im September. In diesem Monat bewegten sich die Monatsmitteltemperaturen mit 17 °C in der westlichen Ostsee und 18-19 °C in der Nordsee um 2-3 K über dem Durchschnitt. Auch in den Folgemonaten blieben die Gewässer dann überwiegend zu warm. Im Februar führte die frostige Periode vom 9. bis 14., in der an der Ostsee örtlich strenge Nachtfröste von -10 bis -13 °C auftraten und verbreitet auch die Tagestemperaturen unter dem Gefrierpunkt blieben, zu einem Rückgang der Wassertemperaturen auf Werte um 2-3 °C. Dabei bildete sich in den flachen und geschützten Gewässern der südlichen Ostsee eine dünne Eisschicht, die zu Beginn der letzten Dekade wieder abschmolz. Im letzten Februardrittel erwärmten sich die Gewässer allmählich wieder. Strahlungsreiche und warme Witterungsabschnitte Anfang April, zum Monatswechsel April/Mai und Ende Mai bewirkten jeweils einen raschen Anstieg der Wasseroberflächentemperaturen.

Die höchsten Werte wurden dann gegen Ende der 1. Augustdekade mit 20-22 °C gemessen.

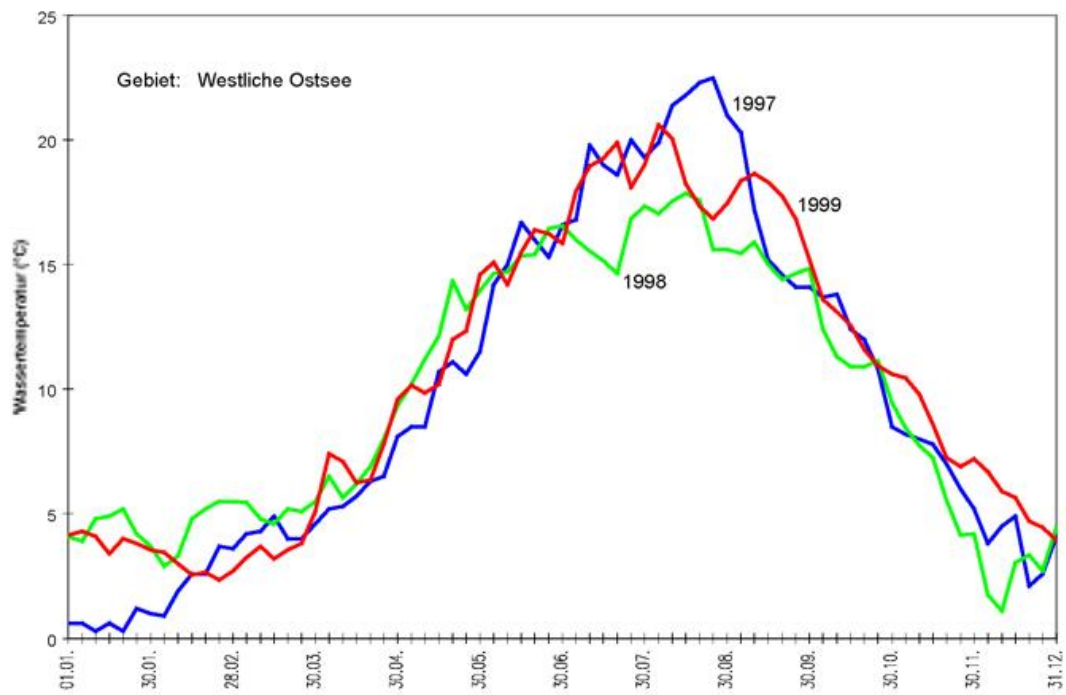


Abb. 2 Verlauf der Wassertemperatur 1997, 1998 und 1999 in der westlichen Ostsee

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr 1999

F.-J. Löpmeier

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

Ab Herbst '98 waren die Böden mit Ausnahme des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns wassergesättigt. Die reichliche Wasserversorgung der Pflanzen während des Frühjahrs war jedoch auf Grund der insgesamt leicht zu geringen jährlichen Niederschlagsspenden nicht zu jeder Jahreszeit gegeben. Zur Versorgung der meist sehr gut ausgeprägten landwirtschaftlichen Kulturen wurde durch eine hohe Transpiration der Pflanzen viel Wasser dem Boden entzogen. Lag die nutzbare Feldkapazität (nFK) der Böden bis 60 cm Tiefe zum Vegetationsbeginn bis einschließlich März noch über 100% nFK, so nahm das pflanzenverfügbare Bodenwasser unter der rasch wachsenden Kultur Winterweizen und unter den sich ab Mai prächtig entwickelten Zuckerrüben rasch ab. Trotz der Niederschläge im Mai und Juni sank die nutzbare Feldkapazität im Juli unter die Dürregrenze (30% nFK) und verursachte den Pflanzen Wachstumsstress. Nur in Schleswig-Holstein gestattete die Wasserversorgung ein weiterhin ungehindertes Wachstum. In den übrigen Bereichen sorgte der Wassermangel für eine zeitige Abreife des Wintergetreides und für ein vorzeitiges Einsetzen des Mähdruschs. Zuckerrüben, Kartoffeln und Braugerste mussten intensiv beregnet werden. In Niedersachsen konnten bei leicht ansteigender Bodenfeuchte im Oktober Zuckerrüben vor der Rodung nochmals Masse zulegen und den Zuckergehalt steigern. Lediglich in Mecklenburg-Vorpommern blieben die Böden bis zur Ernte trocken. Die Einsaat der Folgekulturen wurde dadurch erheblich behindert. Die hohen Niederschlagsraten im Dezember haben die Böden in Niedersachsen und Schleswig-Holstein wieder aufgefüllt. In Mecklenburg-Vorpommern war dies zum Jahresende jedoch noch nicht ganz der Fall.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Vorsommertrockenheit und überwiegende Niederschlagsarmut von Juli bis November verursachten besonders in weiten Teilen Brandenburgs, in der Altmark, in der Region „Fläming - Elbe - Dübener Heide“, im östlichen Harzvorland und der Leipziger Tieflandsbucht sowie in der Goldenen Aue länger anhaltende Perioden mit teils ausgeprägter Bodendürre (Wasservorrat in der Ausschöpfungsschicht unter 10% nFK). Diese beeinträchtigten die Ertragsbildung von Zucker- und Futterrüben, Kartoffeln und Mais. An diesen landwirtschaftlichen Kulturen waren Welkerscheinungen und ein Verdorren des Blattapparates zu beobachten. Nitrifikation und Garebildung kamen weitestgehend zum Erliegen. Erst spät im Herbst setzte der Auffüllungsprozess der Bodenwasservorräte nachhaltig ein.

Nordrhein-Westfalen

Nach einem ungewöhnlich niederschlagsreichen Herbst '98 brachte der erste Frühlingsmonat überdurchschnittlich viel Regen. Das wirkte zusammen mit den Februarniederschlägen besonders unerfreulich, da sich zuvor die Nässesituation in den Böden entspannt hatte. Die Regentage der ersten Märzdekade brachten der klimatischen Wasserbilanz weitere Zuwächse. So waren Anfang März die Böden wiederum nicht aufnahmefähig, Oberflächenerosion und weitere Bodenstrukturschäden waren

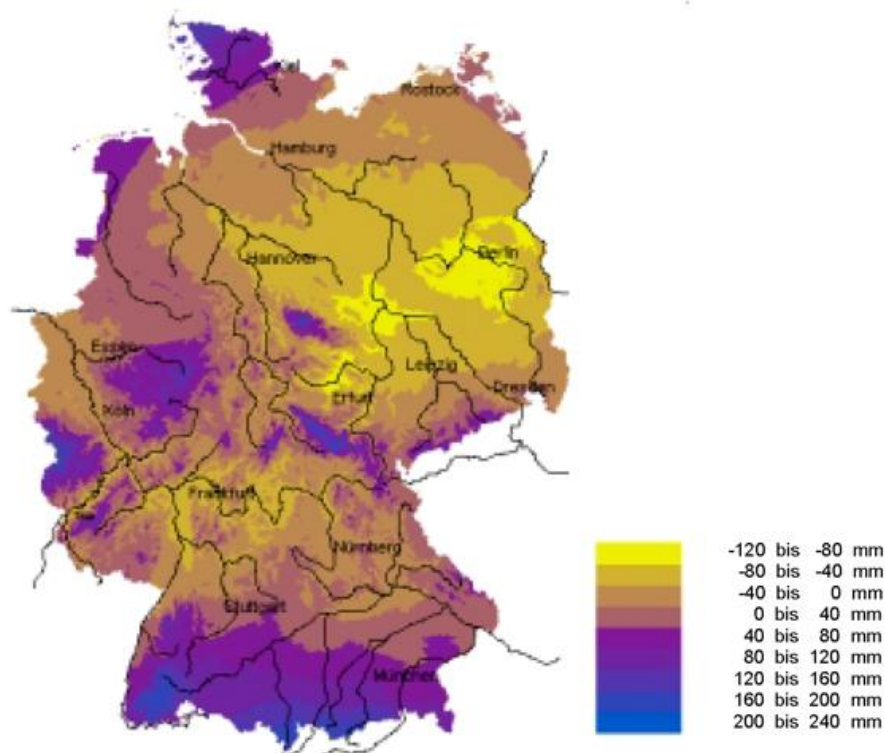


Abb. 1 Klimatische Wasserbilanz im Herbst 1999 (September bis November)

die Folge. Eine erste mehrtägige Regenpause gegen Märzmitte und eine weitere am Übergang zum April ließ die Oberböden endlich wieder abtrocknen. Von Ende April bis zur Haupterntezeit gab es dann mehrere Trockenperioden, in denen die hohen Bodenwasserreserven den Feldfrüchten zu einer andauernd positiven Entwicklung verhalfen und schließlich zu unerwartet guten Ernteergebnissen führten.

Hessen, Rheinland-Pfalz und Saarland

Nach ausreichenden Niederschlägen im Winter waren die Böden zu Beginn der Vegetationsperiode 1999 gesättigt. Auch der März und April wiesen eine positive klimatische Wasserbilanz auf, so dass die Bodenfeuchten unter Gras und Wintergetreide in der Schicht 0 bis 60 cm Tiefe meist im Sättigungsbereich lagen. Stau-nässe und Luftmangel der Böden - zum Teil waren die Felder sogar verschlammmt - verursachten beim Raps Schäden. Durch die hohen Niederschläge war die

Befahrbarkeit der Böden eingeschränkt, so dass die Frühjahrsbestellung unterbrochen wurde. Ende April trockneten die Böden ab und die Bodenfeuchten gingen zurück. Im Laufe des Mai nahm die nutzbare Feldkapazität in der Schicht 0 bis 60cm Tiefe unter Winterweizen und Gras allmählich auf Werte um 60% in Nordhessen ab. Zwei Starkniederschlagsereignisse Ende Mai füllten in einigen Regionen die Bodenwasservorräte

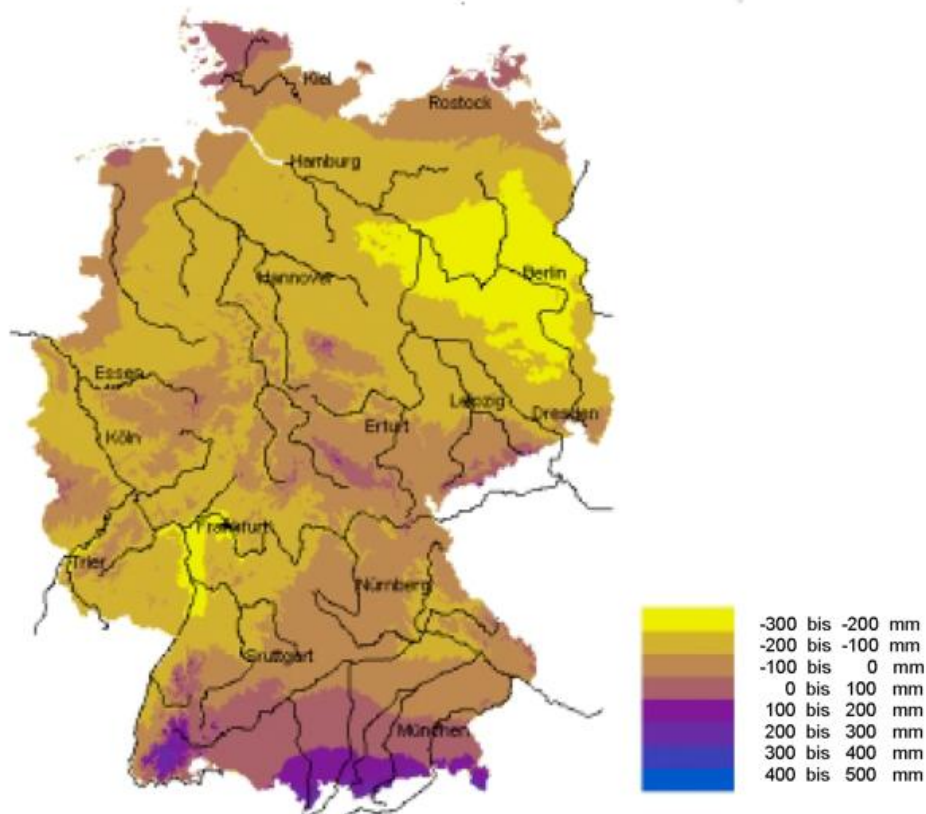


Abb. 2 Klimatische Wasserbilanz im Sommer 1999 (Juni bis August)

wieder auf. In den meisten Gebieten gingen die Bodenfeuchten kontinuierlich zum Monatsende zurück. Im Juni wurden die Bodenwasservorräte allmählich aufgebraucht, die berechneten Bodenfeuchten unter Gras und Getreide gingen auf Werte unter 20% nFK zurück. In Getreide traten in Mittelhessen lokal Trockenschäden auf, entsprechend früher wurde mit der Getreideernte begonnen. Herausragendes Ereignis im Juli war der Starkniederschlag am 06.07. mit 80 mm, der vielerorts zum Auffüllen der Bodenwasservorräte führte. Allerdings kam es durch Starkregen und Gewitterböen auch zu Lagergetreide. Im weiteren Verlauf des Juli blieb bei hohen Verdunstungswerten die Wasserbilanz negativ und die Bodenfeuchten gingen wieder zurück, stellenweise wurde Ende Juli/Anfang August unter Hackfrucht der Welkepunkt erreicht.

Ergiebige Niederschläge im August in Nordhessen besserten die Bodenwasservorräte dort wieder auf. Die Kehrseite der ergiebigen Niederschläge waren regional in Nord- und Osthessen Erosion und Verschlammung, wovon

Rapsflächen betroffen waren. Während der August in Nordhessen deutlich zu nass war, war es in anderen Regionen, wie im Rheingau und im Odenwald Vielbrunn zu trocken. Ein trockener und zu warmer Witterungsabschnitt in der ersten Septemberhälfte ließ die Bodenfeuchten deutlich zurückgehen. Vor allem unter Futter- und Zuckerrüben lagen die Bodenfeuchten am permanenten Welkepunkt und regional traten Trockenschäden in Zuckerrüben auf. Auch der Aufgang und das Wachstum von Wintergetreide und Raps waren auf den trockenen Böden beeinträchtigt. Das Grünlandwachstum ging nur zögerlich vonstatten. Dagegen war die trockene Witterung vorteilhaft für die Silomaisernnte. Niederschläge ab dem 20. September durchfeuchteten die Böden wieder und kamen den neugesäten Winterungen zugute.

Baden-Württemberg

Das Land war von Januar bis Oktober 1999 gut mit Niederschlag versorgt. Im Flächenmittel fielen in diesem Zeitraum 843 mm Niederschlag. Das sind 105% der im langjährigen Mittel von Januar bis Oktober in diesem Bundesland fallenden Niederschlagsmengen. Dabei fiel die positive prozentuale Abweichung vom jeweiligen langjährigen Mittelwert im Norden geringer aus als in der Mitte und dort geringer als im Süden des Landes. In den einzelnen Monaten jedoch zeigte sich z.T. in extremer Form die Auswirkung der großen landschaftlichen Vielfalt des Landes (Geländehöhen zwischen kaum 100 m über NN und knapp 1500 m über NN, unterschiedliche Streichrichtung von Schwarzwald und Schwäbischer Alb mit der jeweiligen Möglichkeit von Stau- und Leerscheinungen, Föhn- oder auch Stauwirkung der Alpen im Bodenseeraum und in Oberschwaben). Besonders niederschlagsreich war der Februar, so dass die Böden überall im Lande zu Beginn der Vegetationsperiode bis zur Feldkapazität aufgefüllt waren.

Bayern

Nach einem extrem nassen Winterhalbjahr konnten die Feldarbeiten in weiten Teilen Bayerns ab Mitte März ohne größere Behinderungen aufgenommen werden. Zwischen dem 20. und 2. Mai sorgten sintflutartige Niederschläge mit Rekordmengen bis 200 mm zunächst im Raum Weilheim - Garmisch und wenig später auch im Bereich der unteren Flußläufe Südbayerns für großflächige Überschwemmungen. Die teilweise übernormalen Niederschläge wurden aber durch längere Trockenheit vor allem in den Monaten August und September wieder ausgeglichen. So stellte sich besonders in Nordbayern schon ab Juli bei Hackfrucht und Gemüse akuter Wassermangel ein, der im wesentlichen bis in den November hinein andauerte.

Allgemeine Übersicht 1999 unter dem Gesichtspunkt Bodenwasserhaushalt

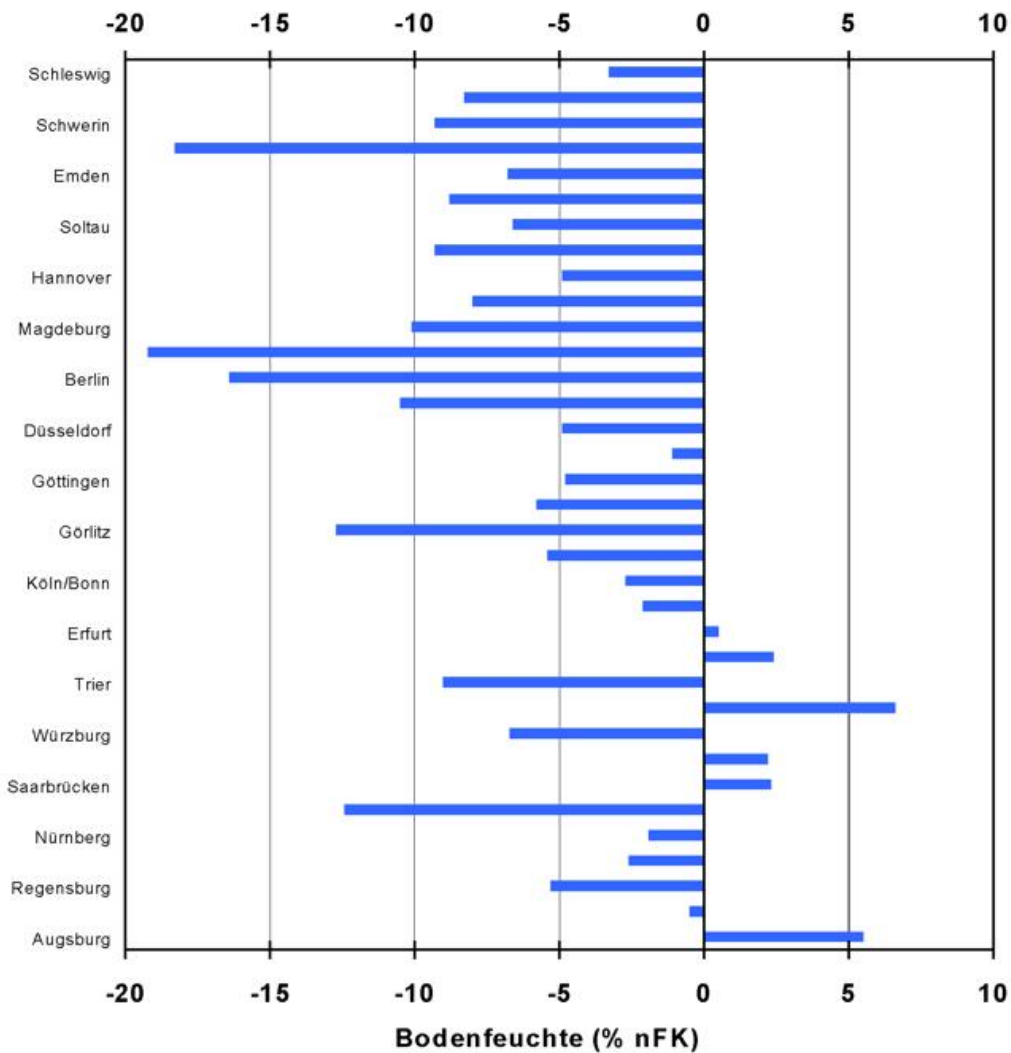


Abb. 3 Mittlere Bodenfeuchte unter Sandboden und Wintergetreide (%nFK) 1999-Abweichungen vom Mittelwert 1961-1998.

Die Abbildung oben zeigt die Abweichung der mittleren jährlichen Bodenfeuchte für Wintergetreide auf leichten Standorten vom vieljährigen Mittelwert berechnet nach einem agrarmeteorologischen Modell für eine Auswahl von synoptischen Stationen.

Mit wenigen Ausnahmen stellt sich das Jahr 1999 als zu trocken dar. Aussagekräftiger für das Wachstum und die Ertragsentwicklung sind die folgenden Abbildungen zum Wasserstress für eine Auswahl der Stationen auch im Vergleich zu den Jahren bis 1961 zurückliegend. Dargestellt sind die Anzahl der Tage mit einer Bodenfeuchte von $< 30\%$ nFK, also deutlichem Wasserstress, bei Zuckerrüben auf guten Böden in den Monaten Juli bis September.

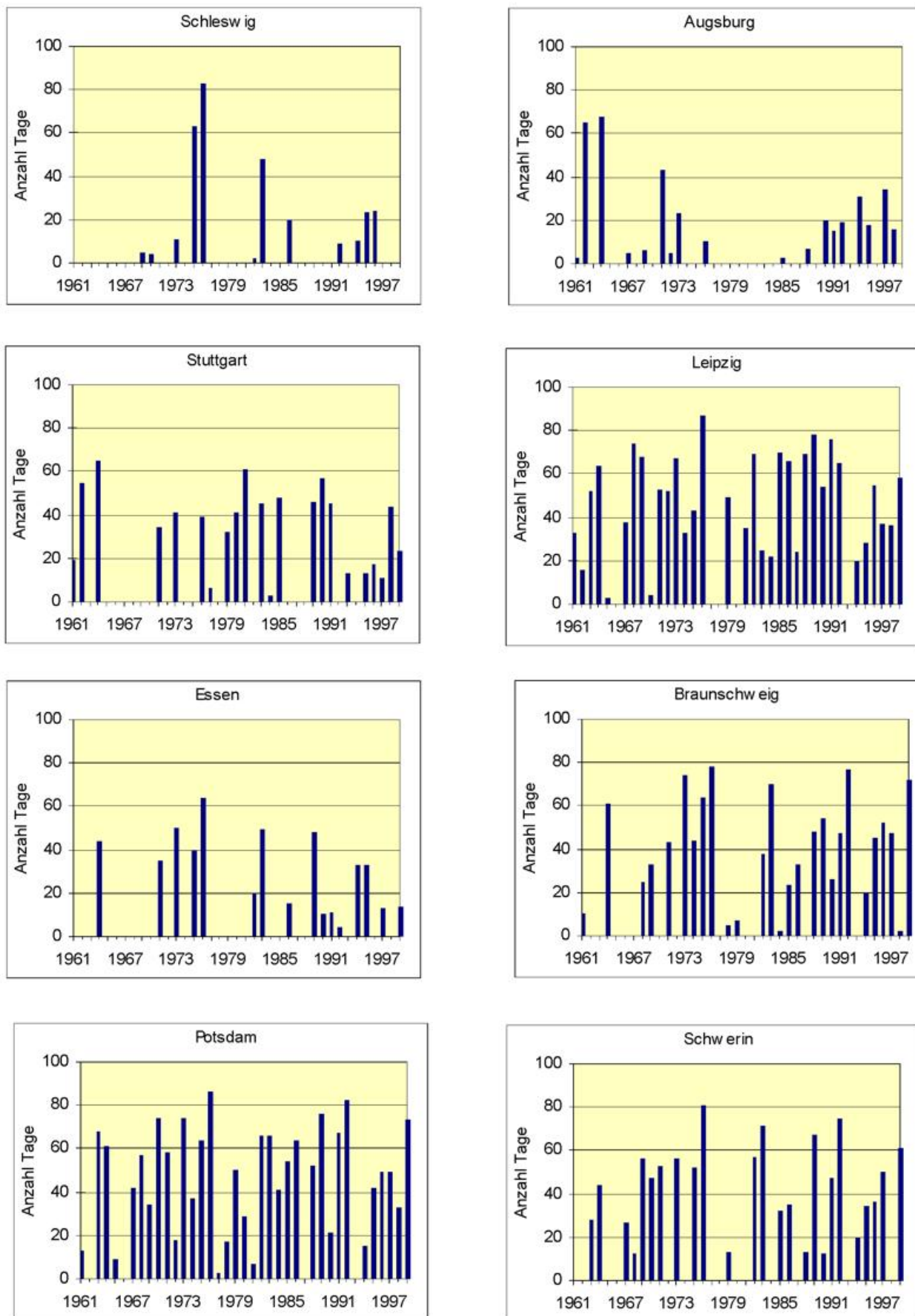


Abb. 4 Wasserstress bei Zuckerrüben auf guten Böden Anzahl Tage mit Bodenfeuchte < 30% nFK (Zeitraum Juli - September)

In den klassischen Beregnungsgebieten im östlichen Niedersachsen ergab sich die in den folgenden Abbildungen beispielhaft dargestellte Beregnungssituation. Die Pfeile kennzeichnen die Beregnungstermine

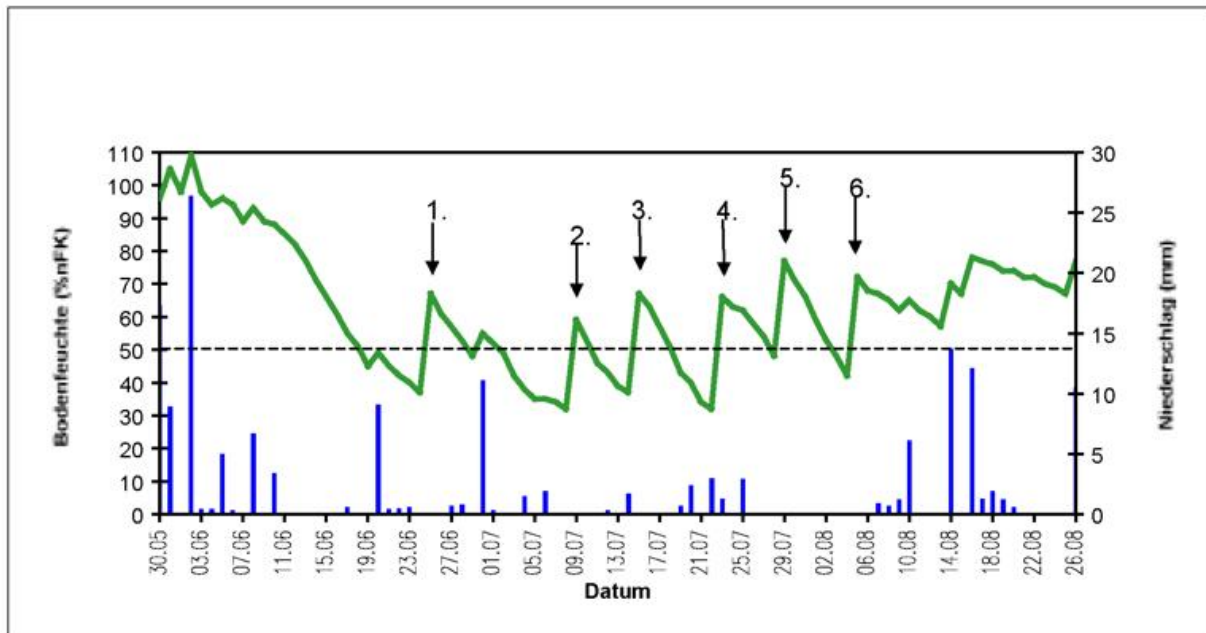


Abb. 5 Bodenfeuchte (%nFK) Spätkartoffeln 1999 Braunschweig, 6 Beregnungen.

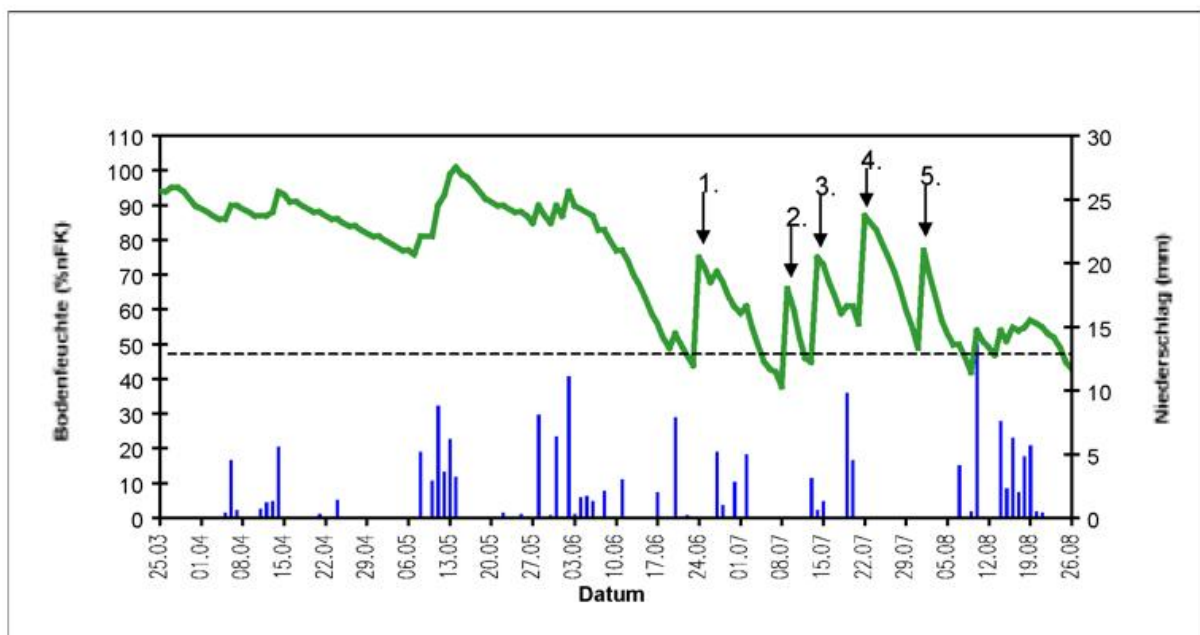


Abb. 6 Bodenfeuchte (%nFK) Zuckerrüben 1999 Lüchow, 5 Beregnungen.

Insbesondere bei den beregnungswürdigen Kulturen Kartoffeln (speziell Stärkekartoffeln) und Zuckerrüben erfolgten bis zu 6 Beregnungen von jeweils 25 bis 30 mm. Bei einer amtlich zugewiesenen Beregnungsmenge von 80 mm im Mittel von 7 Jahren wurden damit ca. 100 mm Wasser mehr verbraucht als in den einzelnen Jahren vorgesehen.

Die phänologische Entwicklung im Jahr 1999

W. Trampf

Da im Januar nur an wenigen Tagen eine winterliche Witterung zu verzeichnen war und der Monat erheblich zu warm ausfiel, setzte im Jahr 1999 der **Vorfrühling**, der mit der Blüte der Haselsträucher beginnt, in weiten Teilen Deutschlands bereits im Laufe des Januars ein. Lediglich im Südosten wurde die Entwicklung von winterlichen Witterungsabschnitten in den beiden ersten Februardekaden verzögert, so dass dort erst Ende Februar der Vorfrühling begann. Im Vergleich zu den mittleren Werten der Beobachtungsreihe 1992 bis 1999 waren die Eintrittsdaten in fast allen Gebieten verfrüht, häufig um zwei bis vier Wochen. Lediglich im Südosten und an der Ostseeküste von Schleswig-Holstein war der Beginn des Vorfrühlings um eine bis zwei Wochen verspätet.

Da auch der März und April zu warm waren, konnte sich die beschleunigte Entwicklung fortsetzen, so daß der **Vollfrühling**, der mit dem Beginn der Apfelblüte seinen Einzug hält, im größten Teil Deutschlands verfrüht eintrat. Die Apfelblüte begann im zweiten und letzten Aprildrittel und trat in der Nordhälfte ungefähr ein bis zwei Wochen, im Süden nur wenige Tage früher als im Mittel der Jahre 1992 bis 1999 auf. Eine um ca. eine Woche verspätete Entwicklung zeigte sich im äußersten Südwesten, in Südostbayern und an der Nordseeküste von Schleswig-Holstein.

Durch einen zu warmen Mai und Juni setzte mit der Fruchtreife der Roten Johannisbeeren auch der **Hochsommer** verfrüht ein. Sie wurde allgemein in der zweiten Junihälfte, im Nordosten und im Bergland im ersten Julidrittel beobachtet. Diese Phase trat 1999 gegenüber den mittleren Eintrittsdaten im größten Teil Deutschlands bis zu zwölf Tagen früher auf. Nur gebietsweise im Bergland, in weiten Teilen von Südbayern sowie im westlichen Teil von Schleswig-Holstein wurden die Roten Johannisbeeren bis zu zehn Tage verspätet reif.

Nach einem zu warmen Sommer und erheblich übernormalen Monatsmitteltemperaturen im September trat mit der Bestellung des Wintergetreides der **Vollherbst** vorzeitig in Erscheinung. Winterweizen wurde 1999 im gesamten Oktober gedrillt. Da infolge der günstigen Witterung die Böden stets befahrbar waren, konnte die Aussaat im größten Teil Deutschlands etwas verfrüht vorgenommen werden. Dagegen waren in Südbayern sowie gebietsweise im Nordwesten und Westen die Bestellungsarbeiten ungefähr eine Woche verspätet.

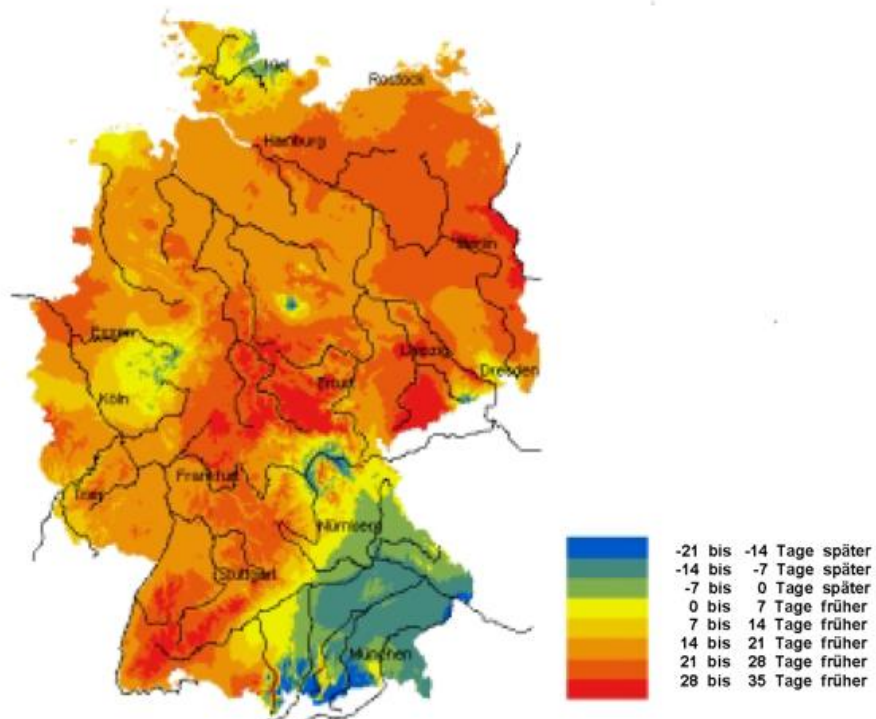


Abb. 1 Haselblüte 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

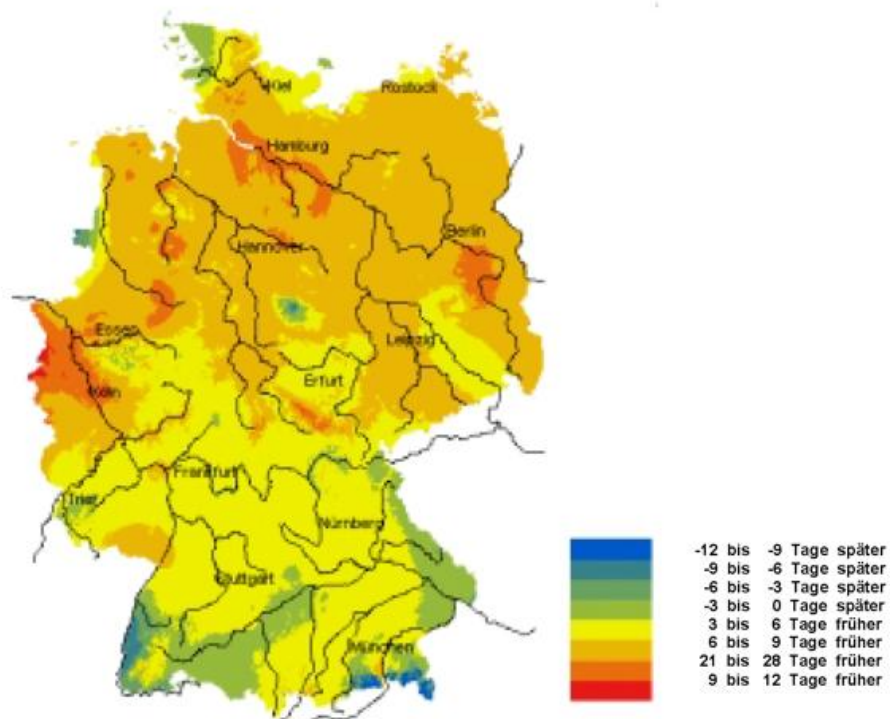


Abb. 2 Apfelblüte 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

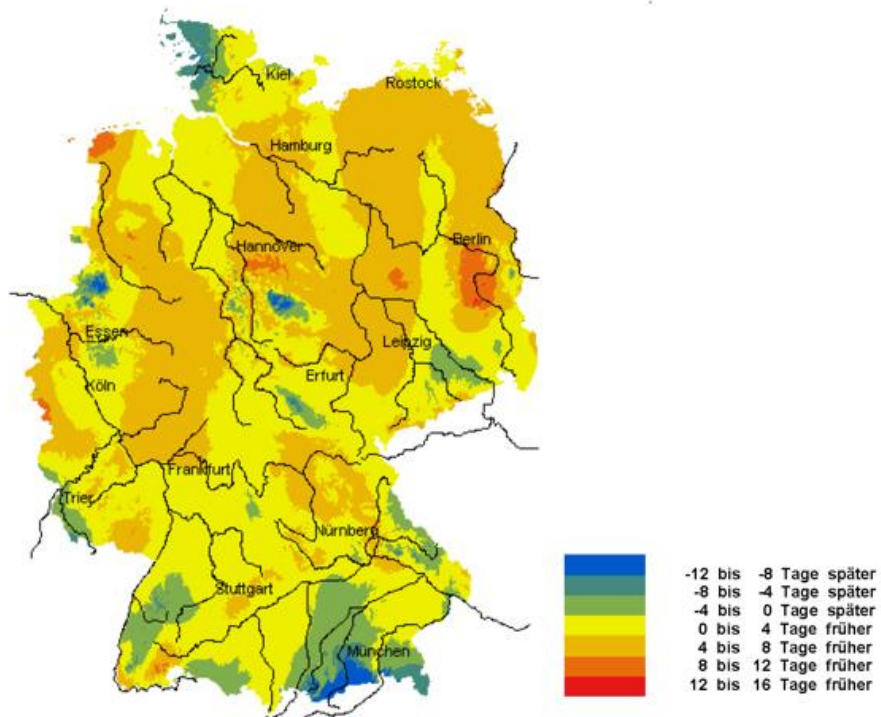


Abb. 3 Rote Johannisbeere Fruchtreife 1999
Abweichung der Eintrittsdaten vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

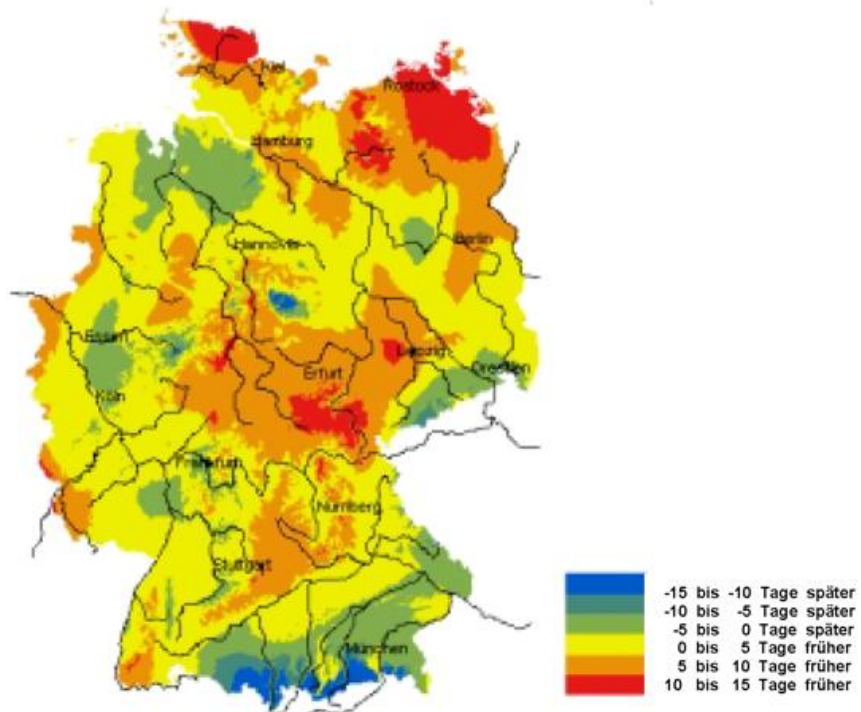


Abb. 4 Winterweizenbestellung 1999
Abweichung vom vieljährigen Mittel (1992-1999)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Ein nahezu ausgeglichenes Budget wies die stratosphärische Ozonschicht über Süddeutschland im Jahr 1999 auf (Abb. 1). Das Jahresmittel des Gesamt Ozons (Ozonschichtdicke) lag mit 321 DU nur 2.3% unter dem 32-jährigen Mittelwert von 329 DU. Auch 1998 war bereits ein gegenüber den vorangegangenen Jahren er-

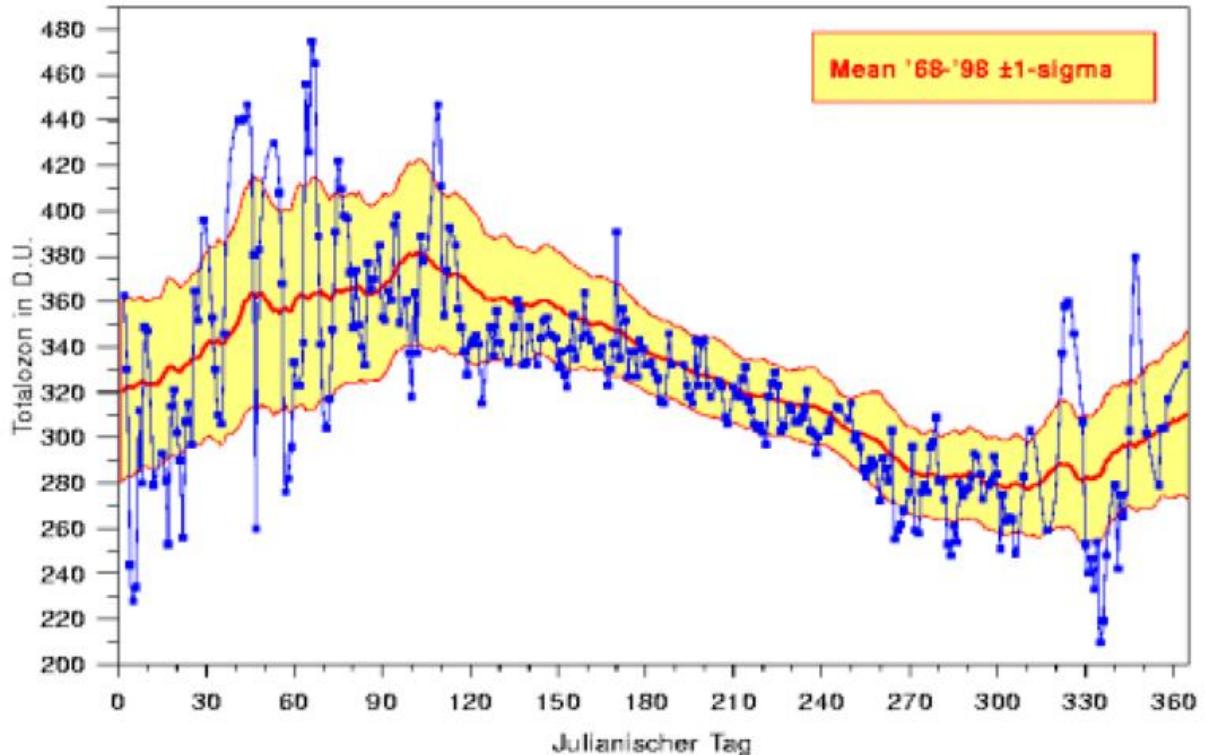


Abb.1 Jahrgang der Tagesmittel des Gesamt Ozons 1999 im Vergleich zum vieljährigen Mittel 1967-99. (Meßstelle MOHp)

höher Jahresmittelwert zu verzeichnen, der nur 0.6% unter dem vieljährigen Mittel lag [1]. Obwohl sich die stratosphärische Chlorbelastung derzeit quasi auf Höchstniveau befindet [2], scheint dies auf den ersten Blick widersprüchlich. Dadurch, dass die Dicke der Ozonschicht jedoch auch in erheblichem Maß von variablen natürlichen Einflüssen abhängig ist, die zur Zeit eine eher dickere Ozonschicht begünstigen, ist dies erklärbar. Diese natürlichen Faktoren und ihre relativen Auswirkungen auf die Dicke der Ozonschicht (in Klammern in %) sind (s.a. Abb. 2):

- der Aerosolgehalt in der Stratosphäre, insbesondere infolge starker Vulkaneruptionen (ca. -10-12%),
- Einflüsse der meteorologischen Dynamik (Zirkulation, Temperaturverteilung in der Tropo- und Stratosphäre, (ca. $\pm 10-15\%$),
- der ca. 11-jährige Zyklus der solaren Aktivität ($\pm 3\%$) und die
- quasi-zweijährige Oszillation (QBO) der Windrichtung über dem Äquator ($\pm 2-5\%$).

Diese Prozesse laufen auf sehr verschiedenen Zeitskalen ab, wodurch es zu Verstärkungen oder Abschwächungen bei den Auswirkungen auf die Ozonschicht kommt. Die momentane Verstärkung (kaum Vulkanaerosole, solare Aktivität fast im Maximum und der kurzfristige Anteil des Dynamikeinflusses [3]) kompensiert derzeit nahezu den durch stratosphärisches Chlor hervorgerufenen Ozonrückgang. Praktisch alle Einflussparameter zeigen in ihrer Auswirkung auf die Ozonschicht einen deutlichen Jahresgang, mit größeren Wirkungen im Spätwinter und im Frühjahr als im Sommer und Herbst. Für die Hohenpeißenberger Ozonreihe seit 1967 sind anhand einer linearen Regression die kurz- und langfristigen Auswirkungen für die Februarmonate dargestellt (Abb. 2). Der dynamische Anteil wird durch Zirkulationsindizes repräsentiert, wobei in dieser Jahreszeit das sogenannte Polar Eurasia Muster den stärksten Einfluss hat (mittlere Grafik). Diese Zirkulationsindizes, werden regelmäßig durch NOAA-CPC veröffentlicht und umfassen eine Vielzahl meteorologischer Faktoren, wie z.B. Unterschiede im Geopotential zwischen Kanada, Grönland und

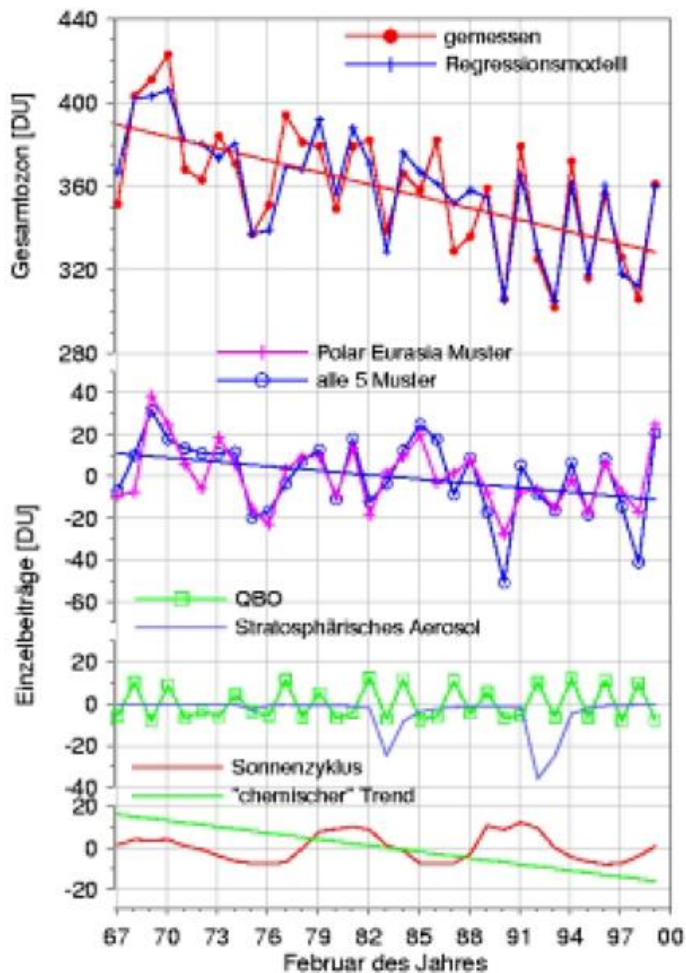


Abb.2 Beiträge verschiedener Einflussfaktoren auf Variabilität und Trend des Gesamtozons (Schichtdicke) am Hohenpeißenberg.

Europa. Hierdurch müssen diese Faktoren nicht im Einzelnen berücksichtigt werden. Werden Indexwerte gemäß ihrer Auswirkung auf die Ozonschichtdicke mit den o.g. Faktoren verknüpft, lässt sich daraus der Ozonverlauf abschätzen ("Regressionsmodell", obere Grafik). Er stimmt mit den Meßwerten sehr gut überein, was zeigt, dass die genannten Einflussfaktoren größtenteils (83%) die bei der Ozonschichtdicke beobachtete starke Varianz verursachen. Die Zirkulationsmuster weisen jedoch auch einen langfristigen Trend auf, spiegeln also Klimaänderungen wider, wie sie z.B. schon anhand der Erwärmung der Troposphäre (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 0.7 K/Dekade in 5 km Höhe), der Abkühlung der Stratosphäre (~0.5 K/Dekade) und der Anhebung der mittleren Tropopausenhöhe (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 150 m/Dekade) augen-

Die Zirkulationsmuster weisen jedoch auch einen langfristigen Trend auf, spiegeln also Klimaänderungen wider, wie sie z.B. schon anhand der Erwärmung der Troposphäre (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 0.7 K/Dekade in 5 km Höhe), der Abkühlung der Stratosphäre (~0.5 K/Dekade) und der Anhebung der mittleren Tropopausenhöhe (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 150 m/Dekade) augen-

Die Zirkulationsmuster weisen jedoch auch einen langfristigen Trend auf, spiegeln also Klimaänderungen wider, wie sie z.B. schon anhand der Erwärmung der Troposphäre (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 0.7 K/Dekade in 5 km Höhe), der Abkühlung der Stratosphäre (~0.5 K/Dekade) und der Anhebung der mittleren Tropopausenhöhe (am Hohenpeißenberg seit 1967 um etwa 150 m/Dekade) augen-

scheinlich wurden [4]. Es kann davon ausgegangen werden, dass die festgestellten Korrelationen auch auf der Zeitskala von 30 Jahren gültig sind. Damit können etwa 30% des am Hohenpeißenberg beobachteten Ozontrends auf die stattgefundene Klimaänderung und deren Verflechtung mit dem Ozongehalt der unteren Stratosphäre zurückgeführt werden, vor allem im Spätwinter und Frühjahr. Nur etwa zwei Drittel der langfristigen Gesamtozonabnahme über Mitteleuropa wären demnach vom chemischen Abbau durch anthropogenes Chlor verursacht und nicht, wie früher angenommen, annähernd 100%. Auch die bisher zur quantitativen Beschreibung eingesetzten 2-dimensionalen photochemischen Modelle konnten weder den gesamten gemessenen Trend, noch dessen Jahresgang erklären. Für eine vollständigere Übersicht, auch für die bisher nicht erörterten Höhenbereiche, werden die am Hohenpeißenberg gemessenen Trends in Tabelle 1 dargestellt.

Vieljährige Ozon - Trends: am Hohenpeißenberg (pro Dekade)						
Höhe [km]	Instrument	Periode	abs. Trend/dec	$\pm 2\sigma$	rel. Trend/dec	$\pm 2\sigma$
Gesamt Ozon	Dobson	1968-99	-8.5 DU	1.7	-2.6%	0.5
40	Lidar	1988-99	-1.1 nbar	0.3	-7.0%	2.1
35			-1.9 nbar	0.7	-4.8%	1.9
30	Brewer-Mast Sonde	1967-99	-2.8 nbar	0.5	-3.7%	0.7
25			-2.9 nbar	0.7	-2.2%	0.5
20			-6.4 nbar	1.0	-4.7%	0.8
15			-2.3 nbar	1.6	-3.4%	2.3
5			+3.0 nbar	0.3	+10.0%	0.8
1 (Grundschicht)	Verschiedene	1971-99	+ 3.2 nbar	0.3	+10.0%	1.0

Tab. 1 Vieljährigen Ozontrends in Abhängigkeit von der Höhe. In der Grundschicht und in der Troposphäre dominiert eine drastische Zunahme, in der Stratosphäre und beim Totalozon hingegen eine höhenvariable Abnahme. Wie die statistische Kenngröße 2 sigma beweist, sind alle Trends statistisch hinreichend gesichert. Auch im internationalen Vergleich und mit global messenden Satelliteninstrumenten bestätigen sich die stratosphärischen Trends, während die troposphärischen Werte nur für Mitteleuropa repräsentativ sind. In den letzten Jahren stagniert der troposphärische Ozongehalt auf hohem Niveau. Bei dem mit LIDAR in der oberen Stratosphäre festgestellten Ozonrückgang ist anzumerken, daß der zugrundeliegende Zeitraum von 12 Jahren für eine fundierte Trendaussage eigentlich zu kurz ist. Die sehr hohen Abnahmeraten stimmen jedoch ebenfalls gut mit Satellitenmessungen überein.

Wird der Jahresverlauf der Ozonschichtdicke des Jahres 1999 im Detail betrachtet (Abb. 1), zeigt sich neben dem bereits angesprochenen weitgehend ausgeglichenen Verlauf, dass es kürzerfristig zu erheblichen Abweichungen weit außerhalb der normalen Variabilität kam. So wurden Ende November/Anfang Dezember (Abb. 1, 335. julianischer Tag) von Spektrometern und Satelliteninstrumenten (TOMS/EP, GOME) über weiten Teilen Europas aufsehenerregende Werte von teilweise deutlich unter 200 DU (am MOHp 210 DU) gemessen. So niedrige Werte traten bisher über Mittel- und Westeuropa noch nicht auf. Die naheliegende Annahme, dieses Ozonminimum sei eine unmittelbare und alleinige Folge chlorbedingten Ozonabbaus, bestätigte sich jedoch nicht. Es handelte sich vielmehr um ein atmosphärisches Transportphänomen, das prinzipiell gar nicht so selten auftritt. Bei diesen sogenannten STREAMERN gelangt in der unteren Stratosphäre innerhalb weniger

Tage ozonarme Luft aus den (Sub-)Tropen in die mittleren Breiten. In diesem besonderen Fall kam es jedoch zusätzlich zu markanten Hebungsprozessen, wodurch das Gesamtozon weiter reduziert wurde. Bedingt durch ungewöhnlich niedrige stratosphärische Temperaturen (s. Beitrag von H. Nitsche, S. 88) kann anthropogene, d.h. chemisch bedingte Ozonzerstörung in Höhen über 20 km ebenfalls eine Rolle gespielt haben, erklärt jedoch nicht die Massivität dieses Ereignisses, das im Übrigen innerhalb von 2-3 Tagen nicht mehr nachweisbar war. Für diese Jahreszeit völlig untypisch sind auch die beträchtlichen positiven Abweichungen des Gesamtozons an den Tagen vor und nach diesem Ereignis. Auch sie weisen auf den dynamischen Hintergrund dieser Anomalie hin (s. a. Ozonbulletin Nr. 72).

Literatur

1. Claude, H. und Steinbrecht, W. (1999): Entwicklung der Ozonschicht, Klimastatusbericht 1998, Deutscher Wetterdienst, Offenbach (Main).
2. Engel, A. und Schmidt, U. (1998): Stratospheric trends of CFC-12 over the past two decades: Recent observational evidence of declining growth rates, *Geophysical Research Letters*, 25, 3319-3322.
3. Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and .P. Winkler (2000): Interannual changes of total ozone and northern hemisphere circulation patterns, eingereicht bei *Geophysical Research Letters*.
4. Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler and K.P. Hoinka (1998): Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *Journal of Geophysical Research*, 103, D15, 19,183-19192.
5. Ozonbulletin Nr. 72 (DWD)

Objektive Wetterlagenklassen 1999

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 gelten soll. 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. Bisher konnte jedoch noch kein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels festgestellt werden.

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 (s. Klasseneinteilung auf S. 85). 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.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 1999 gegenüber einem vieljährigen Gesamtzeitraum

Abb.1 zeigt die relative Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen für das Jahr 1999 im Vergleich zum 20-jährigen Zeitraum 1980 - 1999. Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 1999 waren

NWAZT:	12%,	SWAAF, NWAAF:	je 9%,
SWZAF, SWZZF:	je 7%,	NWAAT:	6%.

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

NWAZT ist eine Nordwestlage mit antizyklonalen Bedingungen in Bodennähe, zyklonalen Bedingungen in der Höhe und einer relativ trockenen Luftmasse. Sie tritt vor allem im Sommer als Schauer- und Gewitterlage auf, wie es auch im Jahr 1999

geschehen ist. Ein unerwartet häufiges Auftreten dieser Lage im Dezember (9 Tage!) hat aber auch zu ihrem hohen Jahresanteil beigetragen.

SWAAF und NWAAF (Südwest- bzw. Nordwest, beide hochreichend antizyklonal und feucht) treten auch im vieljährigen Mittel relativ häufig auf, die jeweiligen 9% sind also nicht ungewöhnlich. Auch SWZAF und SWZZF (beides feuchte Südwestlagen, in Bodennähe zyklonal) sind 1999 nicht wesentlich häufiger vorgekommen als sonst. Dagegen ist NWAAT (trockene, hochreichend antizyklonale Nordwestlage) deutlich seltener aufgetreten als üblich.

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).

Bei der Anströmrichtung (Abb.2) zeigen sich für 1999 nur relativ geringe Unterschiede zum vieljährigen Mittel. Über 70% aller Lagen von 1999 waren Nordwest- oder Südwestlagen. Fälle ohne vorherrschende Anströmrichtung (XX) gab es in dem Jahr etwas weniger als sonst.

Bei der Zyklonalität (Abb. 3) waren in Bodennähe fast 70% antizyklonale gegenüber wenig über 30% zyklonale Fälle zu beobachten. Im 500 hPa-Niveau verteilten sich dagegen zyklonale und antizyklonale Lagen fast 50 zu 50 %. Damit gab es 1999 etwas mehr Höhenzyklonale Lagen als im Mittel, eine Tendenz, die besonders in den letzten Monaten des Jahres immer zu erkennen war. Es gab 1999 auch mehr feuchte (ca. 55%) als trockene Lagen, während es im Mittel umgekehrt ist.

Zeitlicher Verlauf der Wetterlagen

Folgende Besonderheiten im zeitlichen Verlauf des Jahres 1999 sind festzustellen:
Anströmrichtung: Im Herbst, insbesondere im September bzw. November traten vorübergehend etliche Südost- und Nordostlagen auf. Dafür gab es aber im Dezember überhaupt keine, so dass sich diese Besonderheit im Jahresmittel wieder herausmittelte.

- Zyklonalität: Die Neigung zu mehr Höhenzyklonalität machte sich vor allem im Sommer und im Dezember bemerkbar, überwiegend durch die Spitzenreiterlage NWAAT.
- Feuchte: Das häufigere Auftreten von feuchten Lagen konzentrierte sich vor allem auf die Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst, insbesondere auf den Mai und den September.

Zusammenhang mit der Witterung

Temperatur

Das Jahr 1999 war insgesamt relativ warm. Dies betrifft fast alle Monate, vor allem Januar, März, April, Mai, Juli, August, September und Dezember. Da aber insbesondere die Häufigkeiten der Anströmrichtungen, welche die Advektionsbesonderheiten bestimmen, sich in dem Jahr kaum vom vieljährigen Mittel unterscheiden, scheint die Erwärmung offenbar nicht durch Änderungen der Advektionsrichtungen zustande gekommen zu sein, sondern eher durch erhöhten Sonnenstrahlungsgenuss, da die Sonnenscheindauer 1999 allgemein überdurchschnittlich war. Die etwas höhere Zahl an höhenzyklonalen und feuchten Lagen im Jahr 1999 im Vergleich zum vieljährigen Mittel, von der eher eine höhere Wolkenbedeckung zu erwarten wäre, hat sich offenbar nicht auf das Jahresmittel der Temperatur ausgewirkt.

Niederschlag

Meist war es 1999 etwas nasser als im vieljährigen Mittel, ausgenommen in Teilen Norddeutschlands. Der erhöhte Anteil an höhenzyklonalen und feuchten Lagen dürfte sicherlich zu der erhöhten Niederschlagsaktivität beigetragen haben. Das häufige Vorkommen der Klasse NWAZT im Jahr 1999, einer typischen Schauerwetterlage, spricht dafür, dass auch eine Häufung von konvektiven Niederschlagsereignissen zu mehr Niederschlag geführt hatte als sonst. Auch die Intensität einzelner Ereignisse dürfte lokal eine Rolle gespielt haben (z.B. fielen am 6. Juli 1999 an der sonst relativ niederschlagsarmen Station Frankfurt/Main-Flughafen 83 mm).

Weihnachtsorkan „Lothar“

Ein herausragendes Ereignis war der Orkan Lothar am 26. Dezember mit der Wetterlage SWZZF. Weitere Sturm- oder Orkanböen gab es aber auch an anderen Tagen dieses Monats, etwa am 3. und 4.12. im Norden sowie am 12.12. im Schwarzwald. Auch dies waren alles Tage mit Südwestlagen.

Langzeittrends

Langfristige Trends über Jahre und Jahrzehnte sind meist schwierig zu erkennen, da sie von einer relativ hohen Jahr-zu-Jahr-Variabilität überlagert werden. Bei der Feuchte scheint sich jedoch ein Trend zu feuchteren Lagen zu etablieren (Abb. 4). Seit 1996 ist der Anteil der feuchten Lagen ständig angestiegen. 1999 wurde der bisher höchste Anteil seit 20 Jahren erreicht.

Klasseneinteilung:

aa Z₉₅₀ Z₅₀₀ f mit:

aa =: Anströmrichtung : XX = uneinheitlich,
 NO = Nordost, SO = Südost,
 SW = Südwest, NW = Nordwest

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

f =: Feuchte F = feucht, T = trocken

Beispiel:

NOZAT = Anströmrichtung: Nordost, zyklonal in 950hPa, antizyklonal in 500hPa, trocken

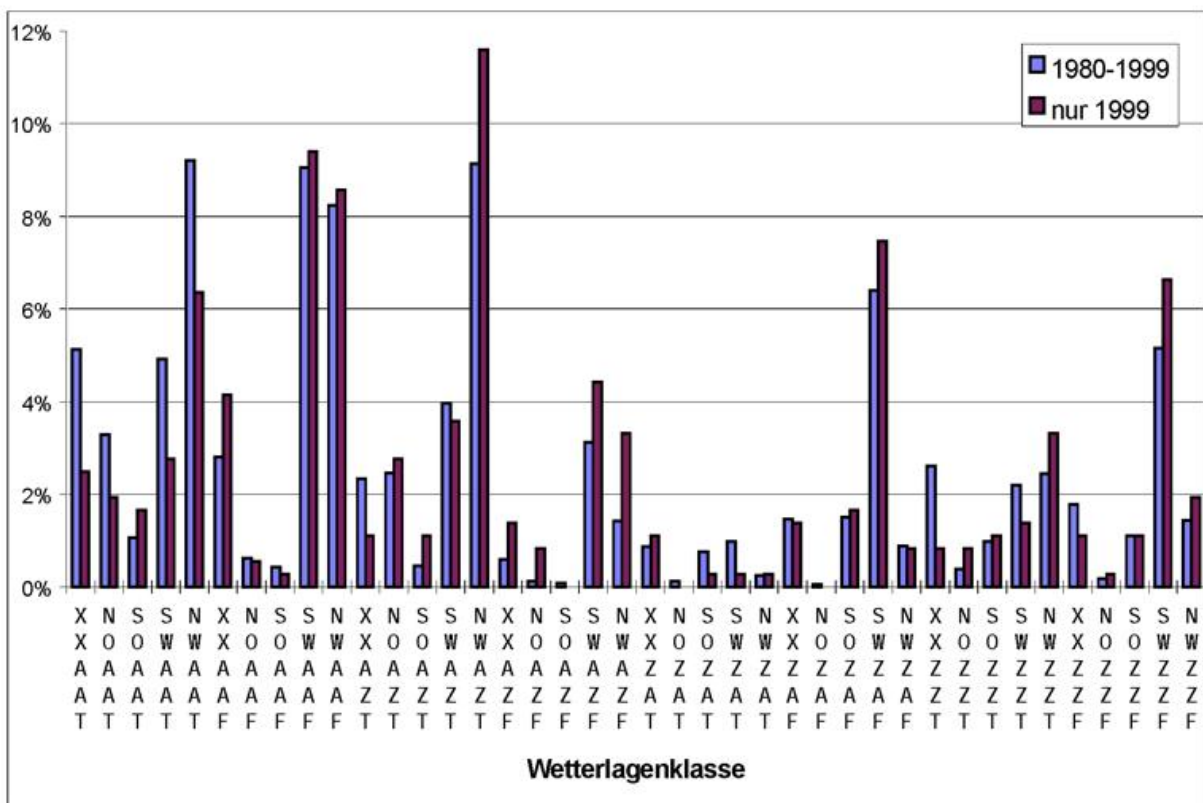


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

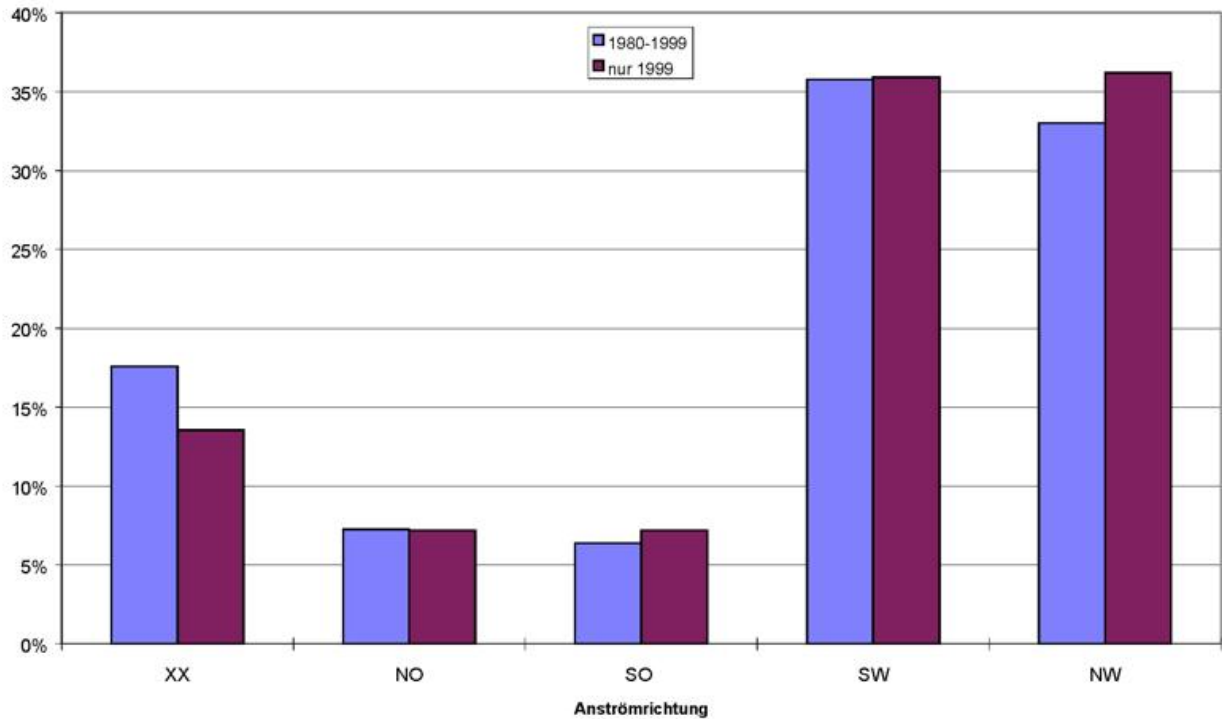


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

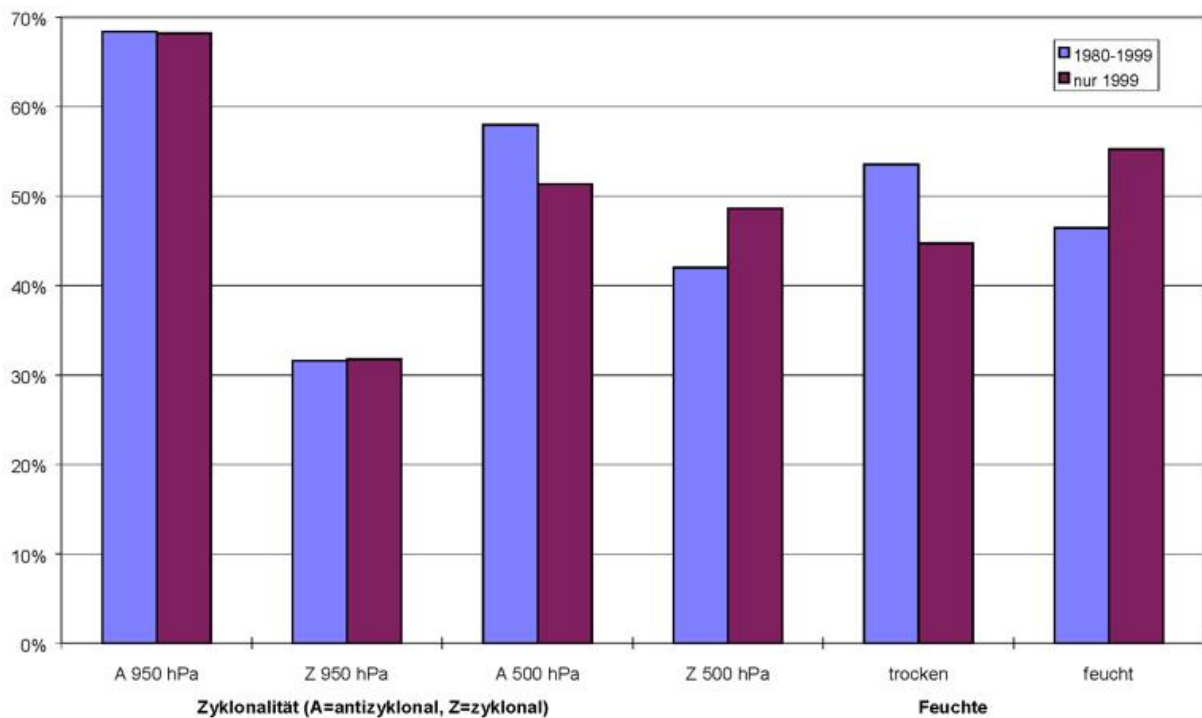


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalität und Feuchte der objektiven Wetterlagenklassifikation 1999 im Vergleich zum Gesamtzeitraum 1980-1999.

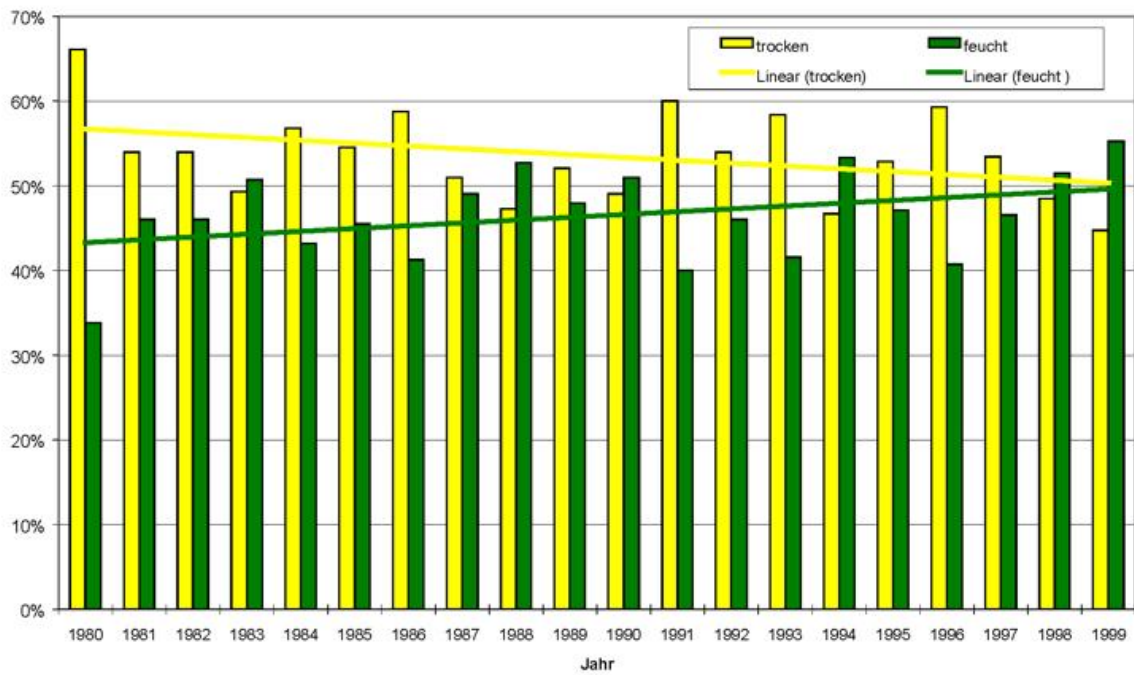


Abb. 4 Langzeittrends der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-1999.

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 1999 dargestellt. Die Wichtung der Abweichungen wurde an den Abweichungen der Komponenten vorgenommen. Beide Komponenten U und V des Abweichungsvektors wurden jeweils mit der Beständigkeit B im Referenzzeitraum gewichtet:

$$U = \frac{U * B}{100} \qquad V = \frac{V * B}{100}$$

Durch diese Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel unbeständig ist. Die Abweichungen vom Referenzzeitraum sind im Jahr 1999 allgemein gering gewesen.

Sommerliche Ostwindperioden:

Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre lag 1999 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa fast einen Monat später als 1998 und 3-4 Wochen später als im Mittel über den Zeitraum 1974 bis 1997. Entsprechend kürzer war auch die Dauer. In 70 hPa war die sommerliche Ostwindzirkulation 1999 an keiner Station mehr ausgeprägt. Abbildung 5 zeigt die Folge der Perioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1975 bis 1999. Die Darstellung ist gegenüber dem Vorjahr um 1 Jahr vorwärts gerollt; sie beginnt jetzt 1975.

In Tab. 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 8 Radiosondenstationen zusammengefasst. An den nördlicheren Stationen ist die Verspätung der Ostwindperiode an den höhergelegenen Druckflächen deutlich geringer ausgeprägt.

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
Schleswig	20	121	243	122
	50	152	217	65
Greifswald	20	121	243	122
	50	152	217	65
Emden	20	121	243	122
	50	152	218	66
Lindenberg	20	121	243	122
	50	152	218	66
Essen	20	121	243	122
	50	152	218	93
Dresden	20	121	243	122
	50	152	218	66
Meiningen	20	135	243	108
	50	152	220	68
Stuttgart	20	139	243	104
	50	151	219	68
München	20	136	243	107
	50	152	226	74

Tab. 1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 8 Radiosondenstationen 1999 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 4 Windprofilen pro Tag)

Windmaxima im Winterhalbjahr:

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (00- und 12-Uhr UTC) seit dem Winter 1974/1975. Im Winter 1998/1999 war die Häufigkeit etwas geringer als im vorhergehenden Winter, aber immer noch auf hohem Niveau. Gegenüber dem Mittel von 1978-1997 (157 Fälle im Winterhalbjahr) liegt die Häufigkeit im Winter 1998/1999 mit 175 Fällen um knapp 14% höher.

Lufttemperatur:

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur:

Abbildung 7 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 1999 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten. Im Frühjahr und im Sommer war die Troposphäre wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990; die Stratosphäre war in allen Jahreszeiten kälter.

Temperaturminima in der Stratosphäre:

1999 traten Temperaturminima von –80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre hauptsächlich zwischen dem 30. November und dem 2. Dezember auf. Tab. 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episode. Während dieser Zeit wurden am Hohenpeißenberg besonders niedrige Ozonschichtdicken gemessen. Die niedrigste Temperatur wurde mit –87 Grad Celsius in 25,6 km Höhe über der Station Emden gemessen. Die geopotentiellen Höhen lagen zwischen 21,7 km und 29,2 km.

Station	Monat	Tag	Termin	Temperatur °C	Geopotential gpm
Schleswig	12	30	00	-83	25390
	11	30	12	-85	23805
	12	01	12	-85	29164
Greifswald	11	28	00	-80	27493
	12	02	00	-84	22543
	11	30	12	-85	27994
	12	02	12	-83	28760
Emden	12	01	12	-87	25621
Bergen/Hohne	12	01	12	-80	23230
Lindenberg	12	02	00	-84	24718
	11	30	12	-83	24342
	12	01	12	-84	23585
Essen	11	30	12	-82	23544
Dresden	11	30	12	-81	21744
	12	01	12	-84	27050
Meiningen	01	06	00	-80	27037
	11	30	12	-80	24570
	12	01	12	-81	24682
Idar-Oberstein	11	30	12	-82	24821
	12	01	12	-81	25330
Stuttgart	12	01	00	-82	23458
	11	30	12	-80	23488
	12	01	12	-80	24562
Kümmersbrück	11	30	12	-81	22984
München	12	01	00	-81	22878
	12	01	12	-80	24040

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 1999



Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 1999

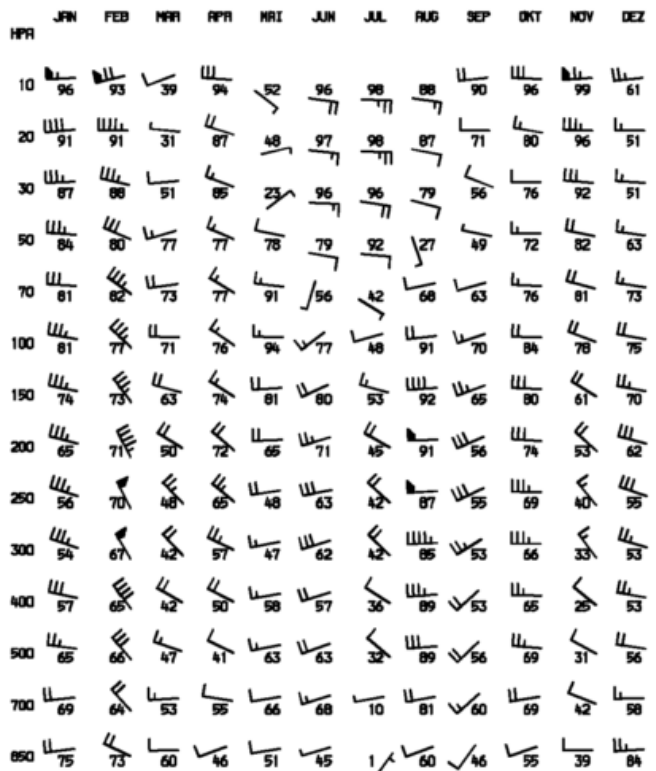


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 1999

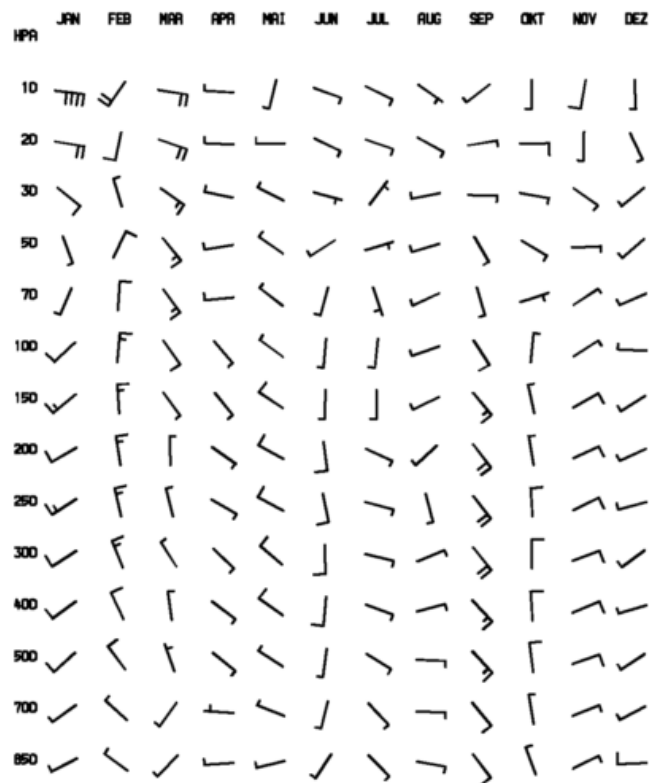


Abb. 3 Gewichtete Abweichung monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Schleswig 1999

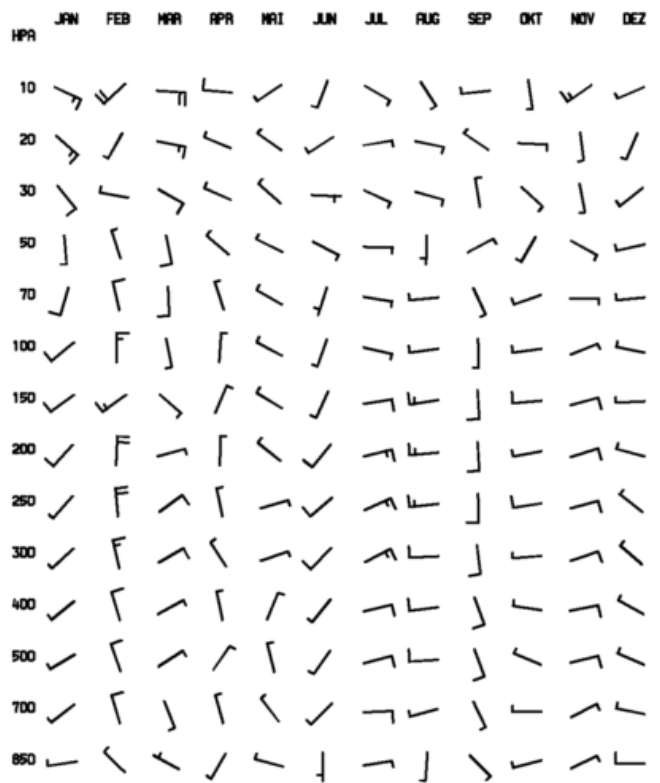


Abb. 4 Gewichtete Abweichung monatlicher Windvektoren vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 Stuttgart 1999

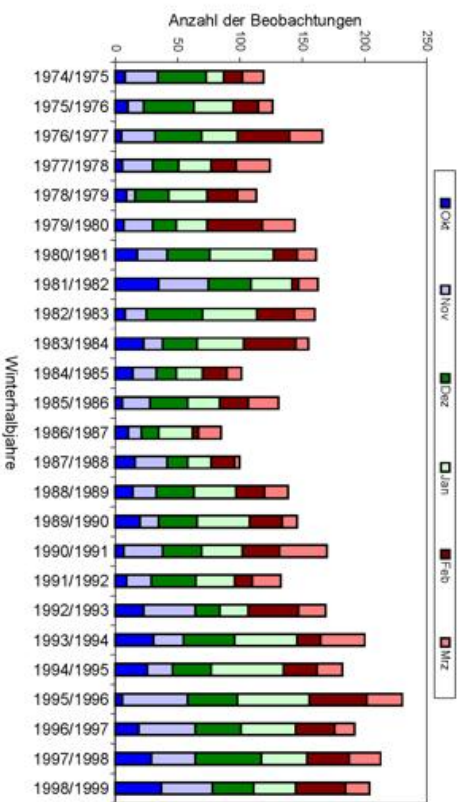


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (00 Uhr und 12 Uhr UTC Termine)

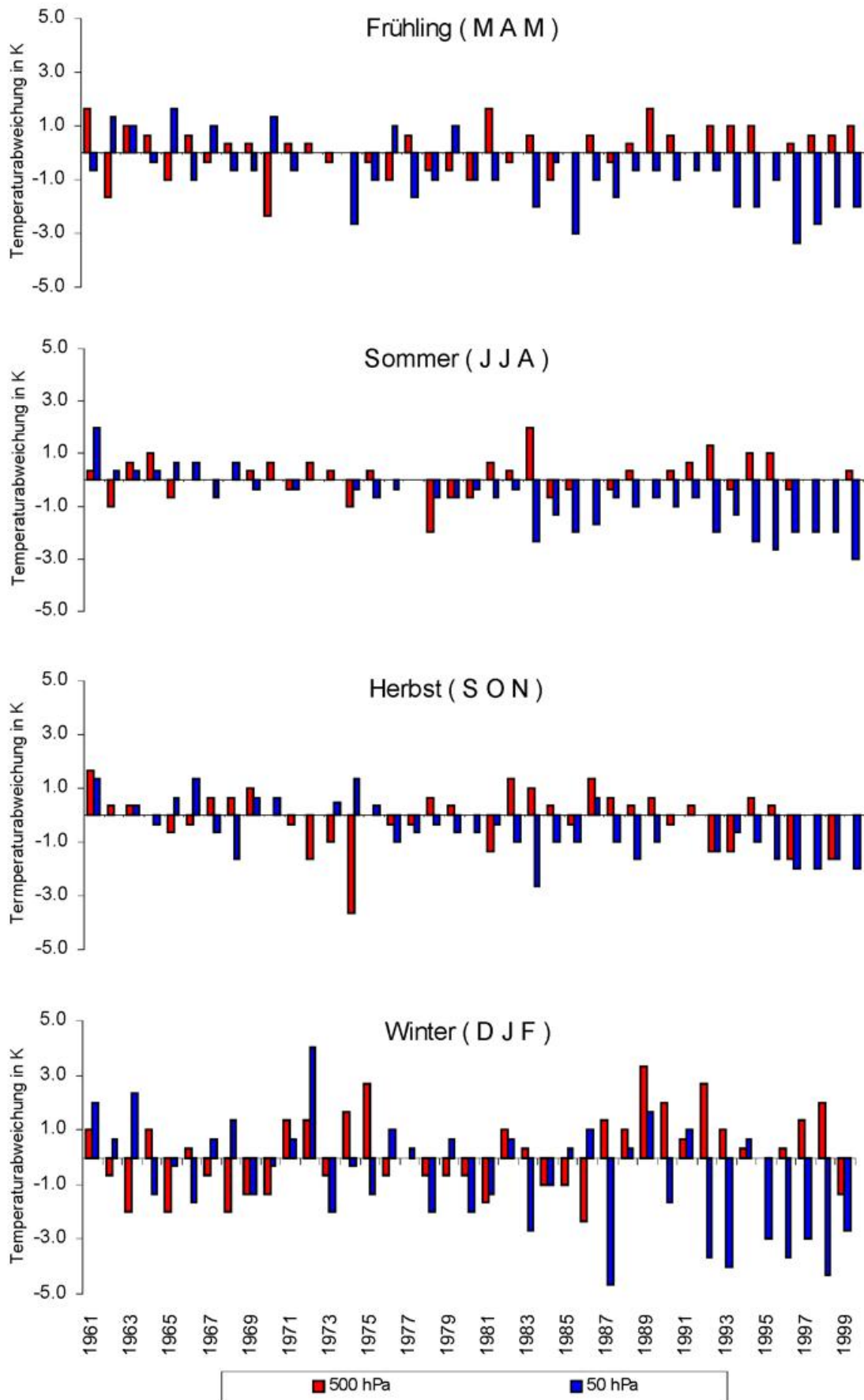


Abb. 7 Abweichung der Monatsmittelwerte der Lufttemperatur vom Referenzzeitraum 1961 - 1990 in 500 hPa und 50 hPa (Mittelwerte über 8 Radiosondenstationen).

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

In diesem Beitrag wird die Verteilung der jahreszeitlichen und der jährlichen Niederschlagsanomalien in Europa für das Jahr 1999 dargestellt. Die in den Abbildungen 1 bis 5 gezeigten Analysen beruhen auf den im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) gewonnenen Rasterdaten. Das WZN wird im Deutschen Wetterdienst in Offenbach als ein Beitrag zum Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms (WCRP) betrieben. Für die monatliche globale „Monitoringanalyse“ werden die regelmäßig über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen SYNOP- und CLIMAT-Meldungen von ca. 6.500 Stationen verwendet. Alle in die Analyse einfließenden Daten werden sorgfältig auf Kodierungs- oder andere Fehler hin geprüft. Die Rasterdaten liegen innerhalb von etwa zwei Monaten nach Beobachtung vor.

Die Abbildungen 1 bis 4 zeigen für Europa die jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien des meteorologischen Jahres, das sich vom Dezember 1998 bis zum November 1999 erstreckt. Die Abweichungen beziehen sich auf die entsprechenden Mittelwerte des Zeitraums 1961 - 1990. Die Niederschlagsanomalie des Kalenderjahres 1999 ist der Abb. 5 zu entnehmen. Abb. 6 zeigt dazu die Verteilung der jährlichen Niederschlagshöhe. Die Karten ergeben sich durch Mittelung der monatlichen WZN-Analysen im 1°-Raster und anschließender Glättung. Sowohl für die Niederschlagshöhen als auch die Niederschlagsanomalien (Abweichung von den Bezugswerten) wird einheitlich die Maßeinheit Millimeter pro Monat angegeben.

Die Karten der jahreszeitlichen oder jährlichen Niederschlagsanomalien weisen infolge der größeren Mittelungszeit deutlich flachere Anomalien auf als die Analysen für Einzelmonate oder noch kürzere Zeiträume. Insbesondere lassen sich zeitlich breit verteilte Anomalien vom Beitrag einzelner Ereignisse nicht mehr eindeutig trennen. Dennoch prägen die starken Mai-Niederschläge im nördlichen Alpenraum, die zum Pfingsthochwasser der Donau führten (s. Beitrag Fuchs et al.), die jahreszeitliche und sogar die jährliche Niederschlagsverteilung. Pauschalierend lassen sich die Niederschlagsanomalien des Jahres 1999 wie folgt zusammenfassen: Im Winter war das südliche Europa deutlich zu trocken, während die Niederschläge des Frühjahrs in weiten Teilen von West-, Mittel-, und Nordeuropa überdurchschnittlich hoch waren. Mit Ausnahme eines Maximums im Bereich von Ungarn zeigte die Niederschlagsanomalie des Sommers nur eine schwache Struktur, der Herbst war wiederum in Westeuropa zu feucht.

Die monatlichen Niederschlagsanalysen für Europa bzw. global können interaktiv mit Hilfe eines Web Browsers visualisiert und als Bild gespeichert werden. Bisher stehen globale Rasterdaten für den Zeitraum Jan. 1986 bis Dez. 1999 zur Verfügung.

Die Internet-Adresse ist: <http://www.dwd.de/research/gpcc/visu-gpcc>

Kommentare zu den Produkten und zur Dokumentation sind willkommen und können per email an das WZN gesendet werden (bruno.rudolf@dwd.de).

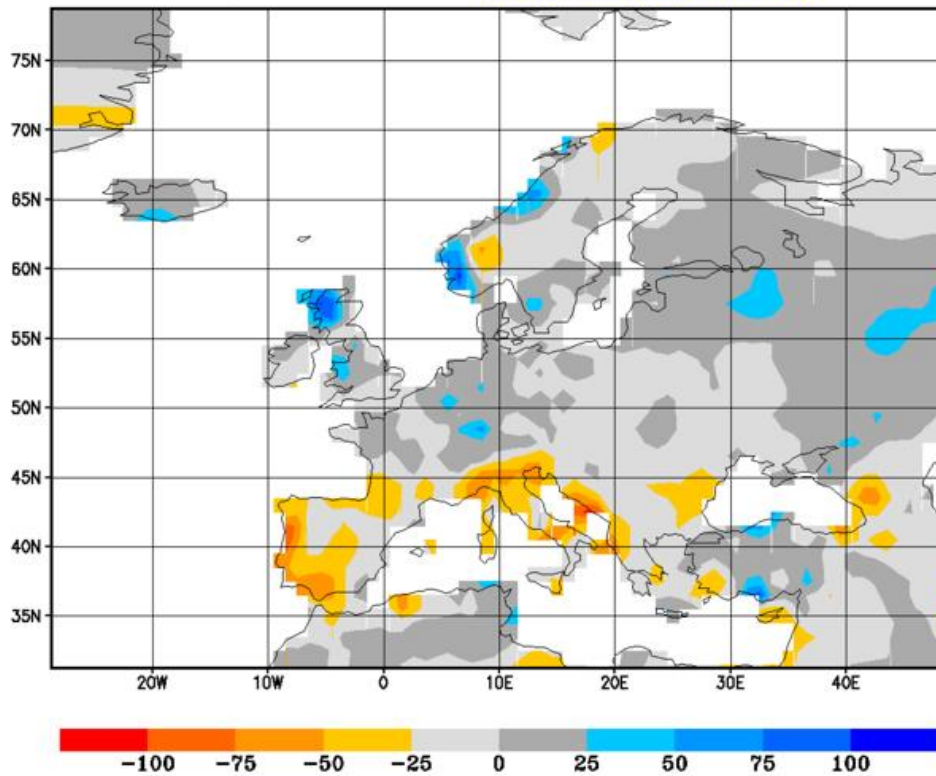


Abb. 1 Abweichung der Niederschlagshöhe im Winter (Dezember 1998, Januar, Februar 1999) vonder mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Winter 1961-1990 in mm/Monat.

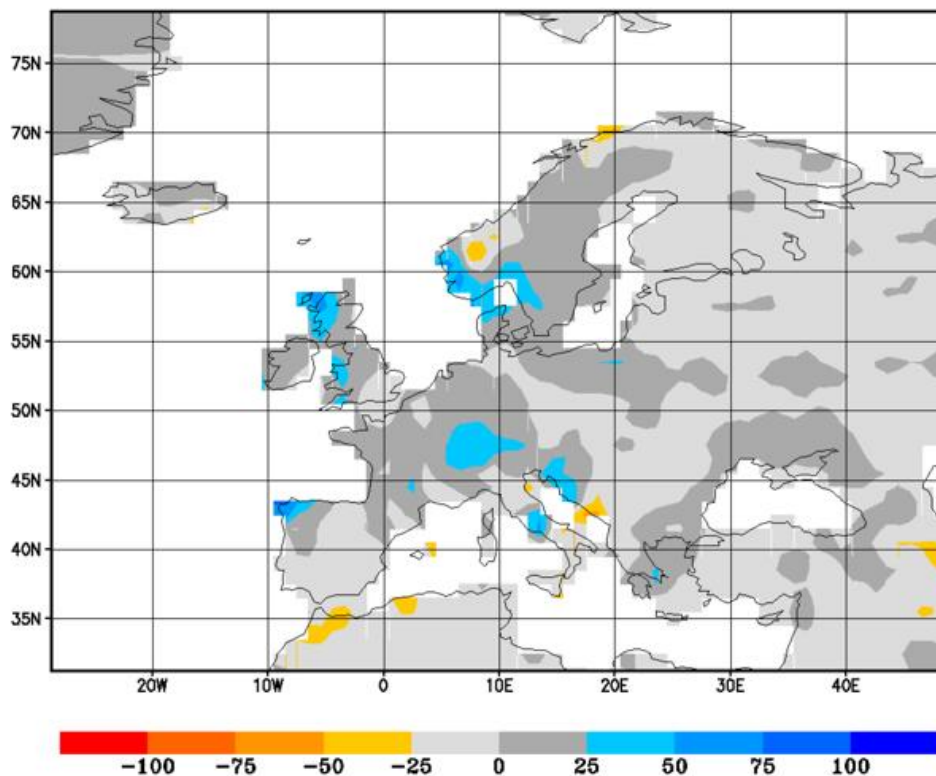


Abb. 2 Abweichung der Niederschlagshöhe im Frühling (März, April, Mai 1999) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Frühling 1961-1990 in mm/Monat.

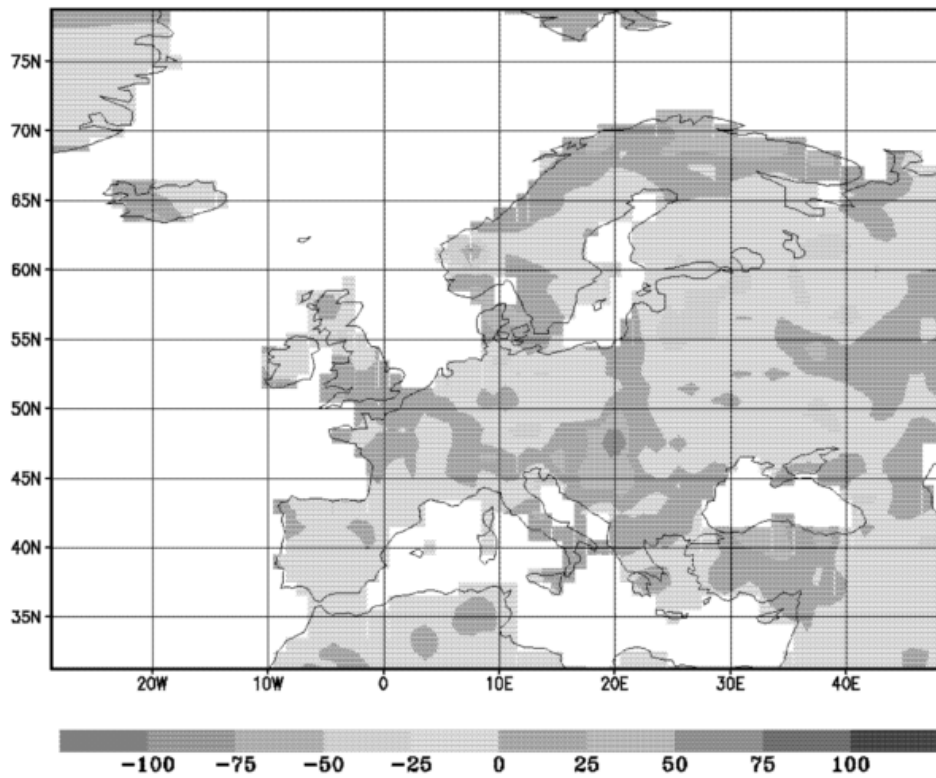


Abb. 3 Abweichung der Niederschlagshöhe im Sommer (Juni, Juli, August 1999) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Sommer 1961-1990 in mm/Monat.

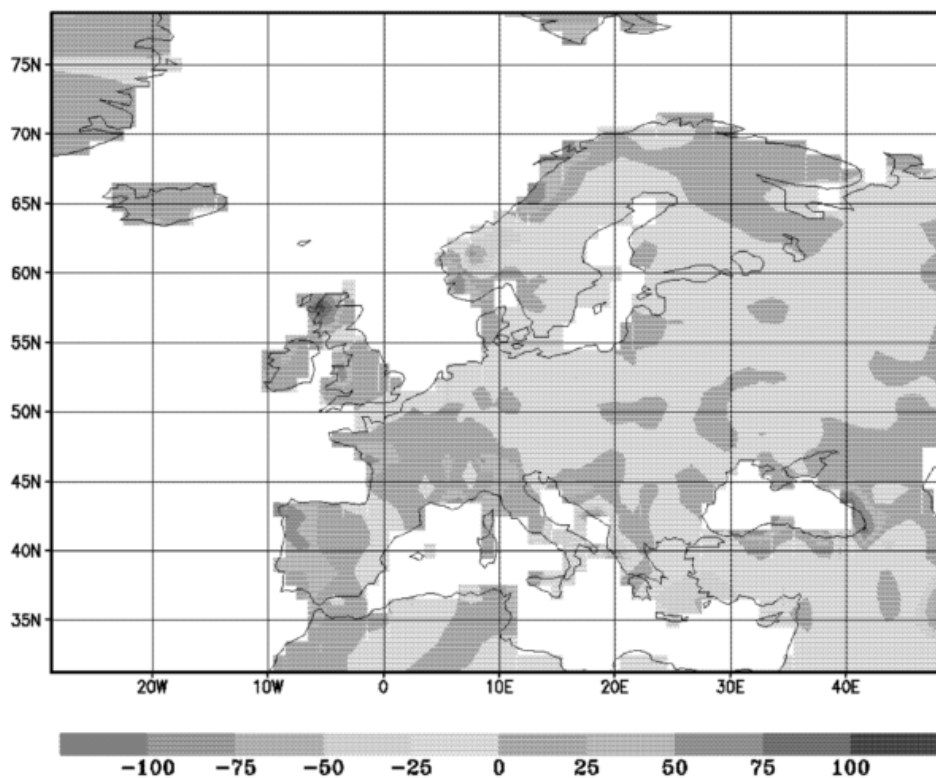


Abb. 4 Abweichung der Niederschlagshöhe im Herbst (September, Oktober, November 1999) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum Herbst 1961-1990 in mm/Monat.

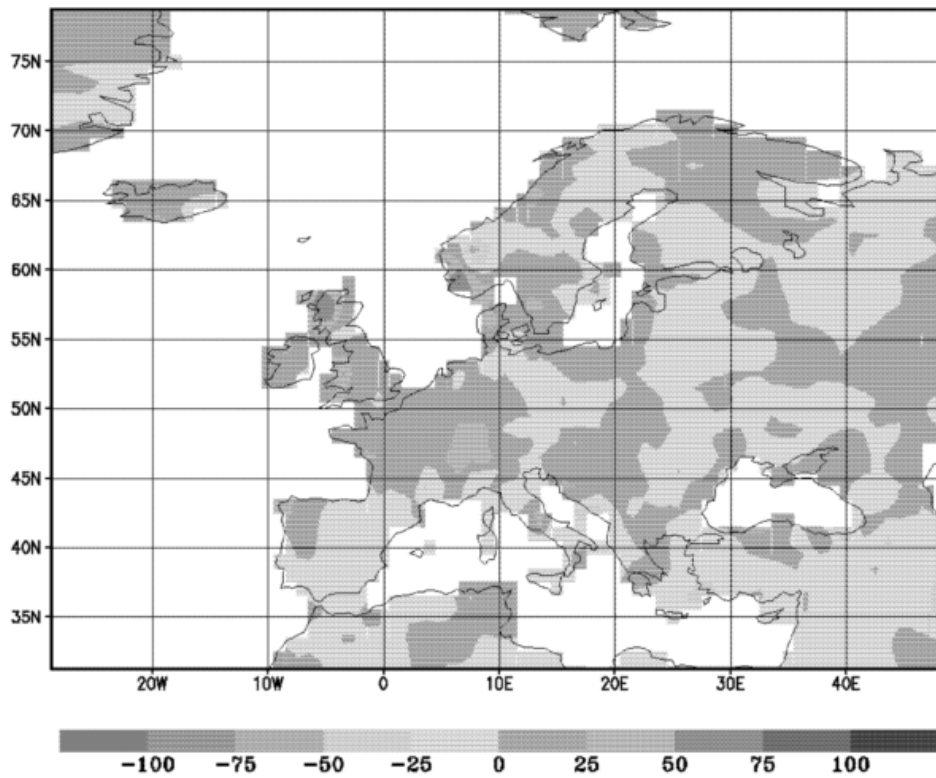


Abb. 5 Abweichung der mittleren Niederschlagshöhe im Jahr 1999 (Januar - Dezember) von der mittleren Niederschlagshöhe im Bezugszeitraum 1961-1990 in mm/Monat.

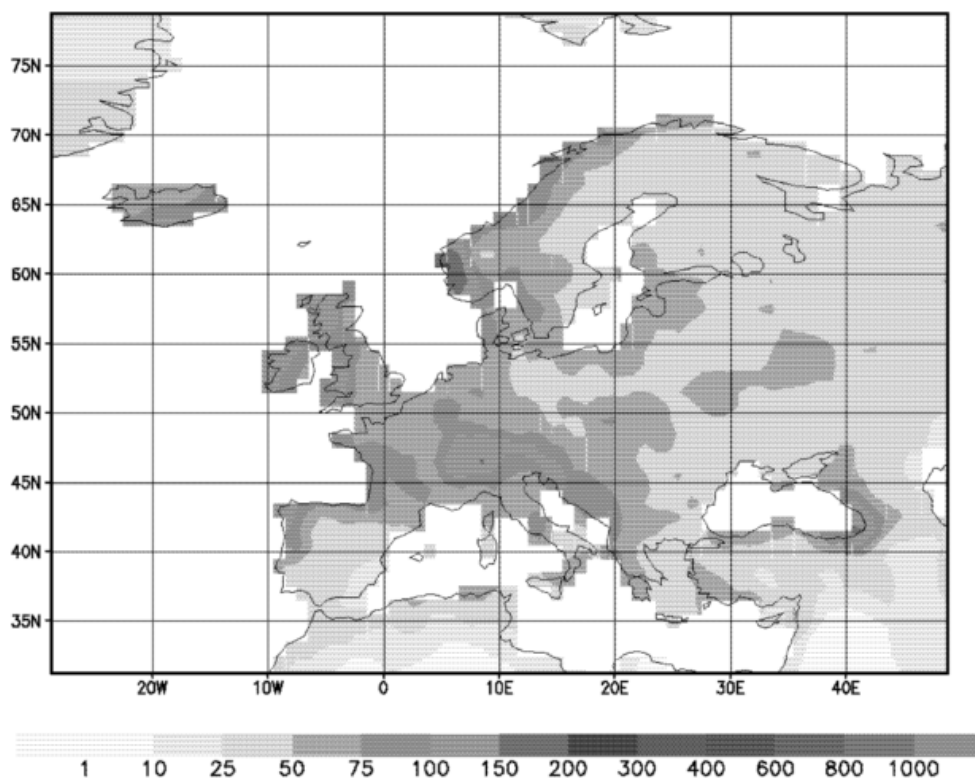


Abb. 6 Die Niederschlagshöhe für das Jahr 1999 (Januar - Dezember) in mm/Monat.

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten

A. Menzel

Beobachtete Veränderungen in der Phänologie

Jährliche Änderungen der Phänologie können ein leicht zu beobachtender Indikator für Veränderungen in der Biosphäre sein. Denn phänologische Phasen werden hauptsächlich durch Temperatur und Strahlung gesteuert, daneben aber auch von einer Reihe von Umweltfaktoren, wie biotischen und edaphischen Faktoren, Wasserversorgung und Genetik beeinflusst (Defila 1991). In Abb. 1 sind wichtige Einflußfaktoren für phänologische Phasen zusammengefaßt. Der jährliche Entwicklungszyklus der Bäume wird aber im wesentlichen von der Temperatur und Photoperiode gesteuert (Sarvas 1972, 1974, Lechowicz 1995) und insbesondere die Frühjahrsphasen hängen sehr stark von den Temperaturen im Winter und Frühjahr ab (vgl. Chen 1994).

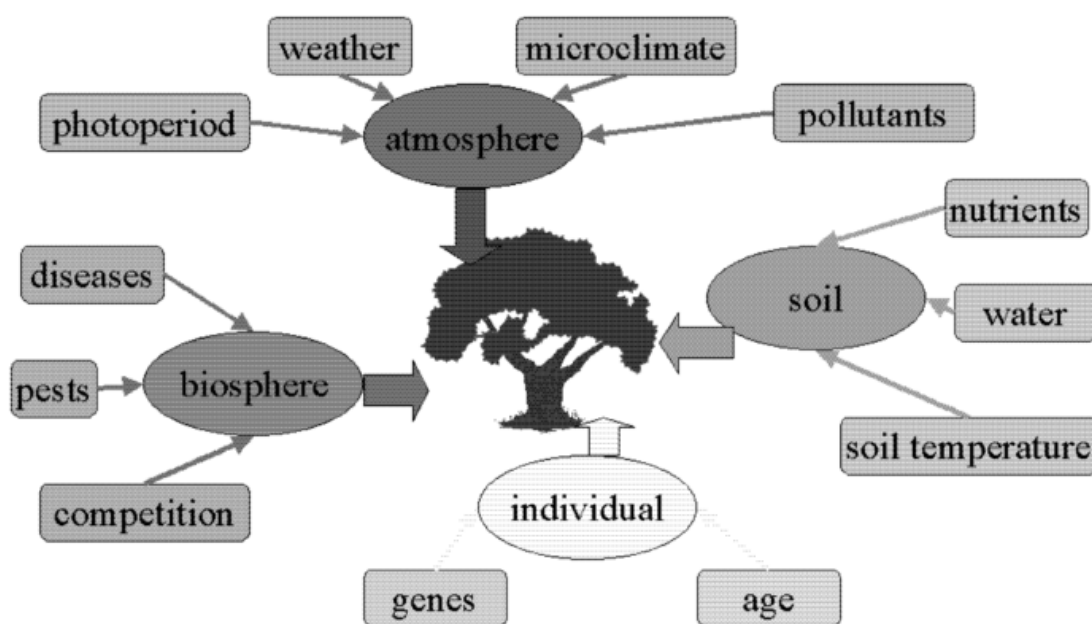


Abb. 1 Einflussfaktoren auf phänologische Phasen

Es gibt bereits eine Vielzahl von Hinweisen auf Verschiebungen von Eintrittsterminen aus dem Bereich der Tier- und Pflanzenphänologie während der letzten 4 bis 5 Jahrzehnte (s. Tab. 2 bis 3). Es werden nicht nur Austrieb, Blüte oder Blattverfärbung von Pflanzen, sondern auch die Ankunft von Zugvögeln oder der Zeitpunkt der Eiablage von Vögeln beobachtet und deren zeitliche Veränderungen analysiert. Während in manchen Untersuchungen nur qualitative Änderungen beschrieben werden, können quantitativen Angaben durch Umrechnung in Tage pro

Jahr normiert werden. Beim Vergleich von Angaben sollte man die unterschiedlichen Untersuchungszeiträume sowie die räumliche Variabilität und Spannweite der Angaben berücksichtigen. Insgesamt jedoch sind in den letzten 3 Jahrzehnten Verfrühungen im Frühling bis zu 0,3 Tagen / Jahr festgestellt worden, Veränderungen der Herbstphasen dagegen scheinen nicht so ausgeprägt zu sein.

Frühling	Zeitraum	Linearer Trend	Autor
Pflanzenphänologie			
Bäume in den Internationalen Phänologischen Gärten (IPG)			
- ganz Europa	1959-93	-0.20 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
- Nord- und Mitteleuropa	1959-93	-0.31 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
- Deutschland	1959-93	-0.31 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
Fichtenmaitrieb in Deutschl. Deutscher Wetterdienst	1951-96	-0.10 Tage / Jahr	Menzel 1998
Robinienblüte in Ungarn	1851-1994	-3 bis -8 Tage (gesamt)	Walkovszky 1998
Blüte verschiedener Pflanzen in Estland	1952-96	-0.14 bis -0.29 Tage / Jahr	Ahas 1999
55 verschiedene Phasen in Wisconsin USA	1936-98	im Mittel -0.12 Tage / Jahr	Bradley et al. 1999
Tierphänologie			
Zugvögelankunft, Fischlaichen Estland	1952-96	-0.11 bis -0.34 Tage / Jahr	Ahas 1999
Zugvögelankunft Großbritannien	1966-96	Trend zur Verfrühung	Sparks 1999
Eiablage v. Vögel Großbritannien	1971-95 1939-95	31% der Arten sign. früher 53 % der Vögel früher in den 80er und 90er Jahren	Crick et al. 1997 Crick & Sparks 1999
Schmetterlinge Europa	Letztes Jahrhundert	Verschiebung der Verbreitungsgebiete nach Norden	Parmesan et al. 1999
Anderes			
CO ₂ -Meßreihe (Mauna Loa)	1970-94	-0.28 Tage / Jahr	Keeling et al. 1996
CO ₂ -Meßreihe (Pt. Barrow)	1975-94	-0.20 Tage / Jahr	Keeling et al. 1996
AVHRR NDVI Daten 45°- 70° nördl. Breite	1982/3-1989/90	-8 ± 3 Tage (gesamt) -1.0 Tage / Jahr	Myneni et al. 1997
Thermische Jahreszeiten Deutschland	1949-1985	bis zu -0.38 Tage / Jahr (max)	Rapp & Schönwiese 1994

Tab.1 Beobachtete Veränderungen im Frühling aus dem Bereich Tier- und Pflanzenphänologie in Europa / Nordhemisphäre (verändert nach Menzel 1999a)

Herbst	Zeitraum	Linearer Trend	Autor
Bäume in den Internationalen Phänologischen Gärten (IPG)	1959-93	+0.16 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
AVHRR NDVI Daten 45°-70° nördl. Breite	1982/3- 1989/90	+4 ± 2 Tage (gesamt) +0.5 Tage / Jahr	Myneni et al. 1997
Thermische Jahreszeiten Deutschland	1949-85	bis zu +0.32 Tage / Jahr (max)	Rapp & Schönwiese 1994

Tab. 2 Beobachtete Veränderungen im Herbst aus dem Bereich Pflanzenphänologie in Europa / Nordhemisphäre (verändert nach Menzel 1999a)

Vegetationsperiode	Zeitraum	Linearer Trend	Autor
IPG Bäume Europa	1959-93	+0.36 Tage / Jahr	Menzel & Fabian 1999
Birke Deutschland (DWD)	1951-96	+0.17 Tage / Jahr	Menzel 1998
Buche Deutschland (DWD)	1951-96	+0.11 Tage / Jahr	Menzel 1998

Tab.3 Beobachtete Veränderungen in der Vegetationsperiode

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten in Deutschland

Das Phänologiearchiv des Deutschen Wetterdienstes bietet eine vorzügliche Datenbasis um zu überprüfen, ob in den letzten 4 Jahrzehnten Änderungen der phänologischen Phasen in Deutschland aufgetreten sind. Die 16 ausgewählten Phasen der vorgestellten Studie (Menzel 1999b) umfassen die gesamte Vegetationszeit vom Vorfrühling bis zum Spätherbst. Bei vier Laubbaumarten ergibt sich die Länge der Vegetationsperiode direkt als Differenz zwischen den Terminen der Blattverfärbung und Blattentfaltung.

Alle Daten der Jahre 1951-1996 wurden auf Plausibilität überprüft und gegebenenfalls korrigiert. Anschließend wurden die zeitlichen Veränderungen mit verschiedenen Methoden der Trendanalyse bestimmt. Zum einen wurden für Reihen, die 20 bzw. 30 Jahre und mehr umfassen, die - auf Tage pro Jahr normierten - linearen Trends und ihr Signifikanzniveau (nicht signifikant, signifikant auf dem 5%- bzw. 1%-Niveau) berechnet. Denn eine Analyse der linearen Trends längerer phänologischer Reihen zeigt, daß erst bei Reihen, die etwa 25 bis 30 Jahre umfassen, der Trend dem Vorzeichen und etwa dem Betrag nach konstant bleibt. Für die mehr als 20jährigen Reihen wurden weiterhin Karten erstellt, um die regionale Verteilung dieser Trends zu ermitteln. Als zweite Methode bot sich an, für verschiedene Zeiträume (1951-1973 und 1974-1996 sowie 1951-1980 und 1967-1996) die entsprechenden Mittelwerte dieser Perioden miteinander zu vergleichen.

Mit den einzelnen Methoden wurden jeweils vergleichbare Ergebnisse erzielt. So hat sich beispielsweise die Schneeglöckchenblüte in Deutschland, die als phänologische Leitphase des Vorfrühlings gilt, um ca. -0,18 Tage pro Jahr verfrüht (Mittelwert von 1180 Reihen mit mehr als 30 Jahren). Rechnet man diese Angaben auf eine

Zeitspanne von 30 Jahren hoch, ergibt sich eine Verfrüfung von 5,4 Tagen. Im Zeitraum 1974-1996 blühten die Schneeglöckchen im Mittel 6,3 Tage früher als im Zeitraum 1951-1973. Beim Vergleich der beiden sich überlappenden 30jährigen Perioden (1951-1980 und 1967-1996) ergibt sich immerhin noch eine Differenz von 2,5 Tagen. Die Abbildung 2 zeigt die normierten linearen Trends aller Reihen mit 20 und mehr Beobachtungsjahren. Negative Vorzeichen (rot) zeigen eine Verfrüfung, vereinzelte positive Vorzeichen (blau) eine Verspätung der Schneeglöckchenblüte an der entsprechenden Station an. 72% aller Stationen weisen einen negativen, 11% einen signifikant negativen Trend auf, wohingegen 28% einen positiven und nur 1% einen signifikant positiven Trend besitzen. Generell scheint sowohl das Vorzeichen der Trends als auch das Signifikanzniveau (5%, 1% und nicht sign.) nicht von räumlichen Parametern abhängig zu sein.

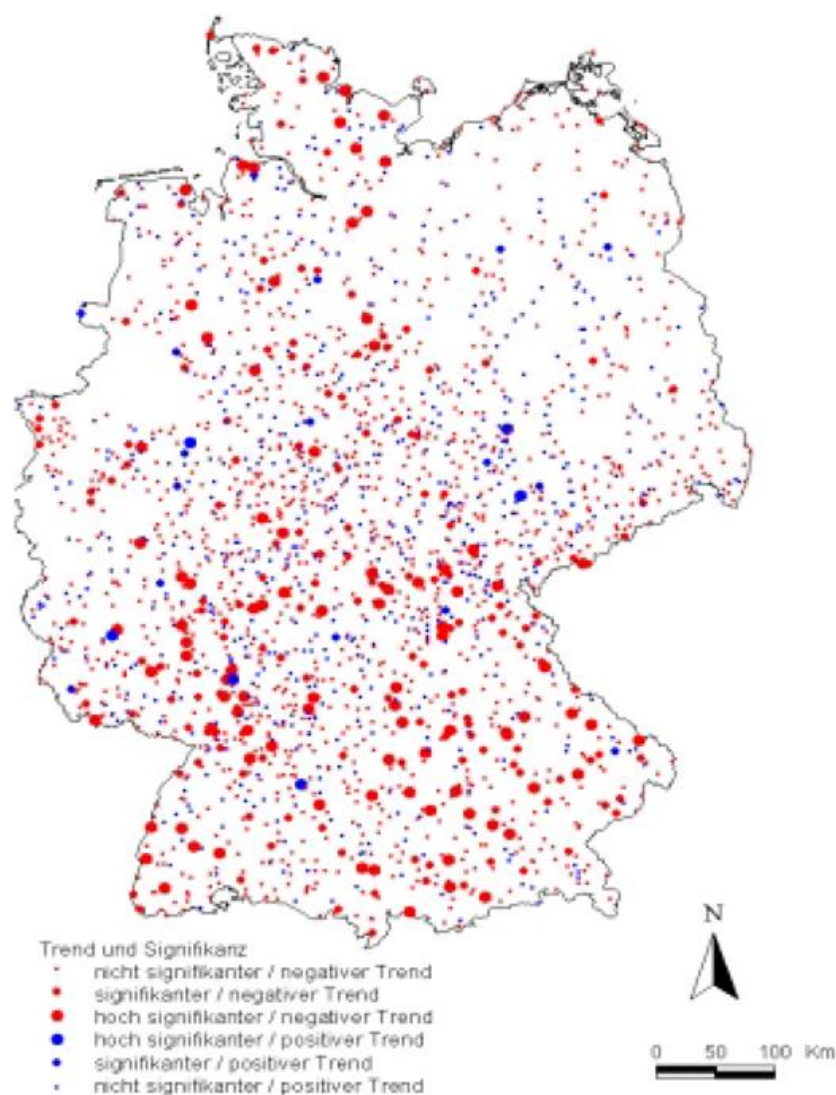


Abb. 2 Trends der Schneeglöckchenblüte 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Im Gegensatz zur Blattform von Birke, Stieleiche und Roßkastanie am Ende des Erstfrühlings sind für die Blattform der Rotbuche kaum Verschiebungen auszumachen: Es ergeben sich Verfrühungen, die nur zwischen $-0,08$ (1893 Reihen

≥ 20 Jahre) und -0,06 Tagen pro Jahr (874 Reihen ≥ 30 Jahre) liegen, also deutlich geringer ausfallen als für die frühe Phasen der Schneeglöckchenblüte. Die Mittelwertsdifferenzen zwischen den betrachteten Subintervallen sind jeweils sehr gering. Die Abb.3 zeigt die Karte mit den Trends der über 20jährigen Reihen: Von den 1893 Stationen verfügen 63% über einen negativen, 19% über einen signifikant negativen Trend, 37% besitzen einen positiven, 6% einen signifikant positiven Trend. Diese vergleichsweise geringe Reaktion der Rotbuche auf Temperaturänderungen im Winter und Frühjahr ist bereits bekannt (siehe Menzel 1997, Estrella 1999).

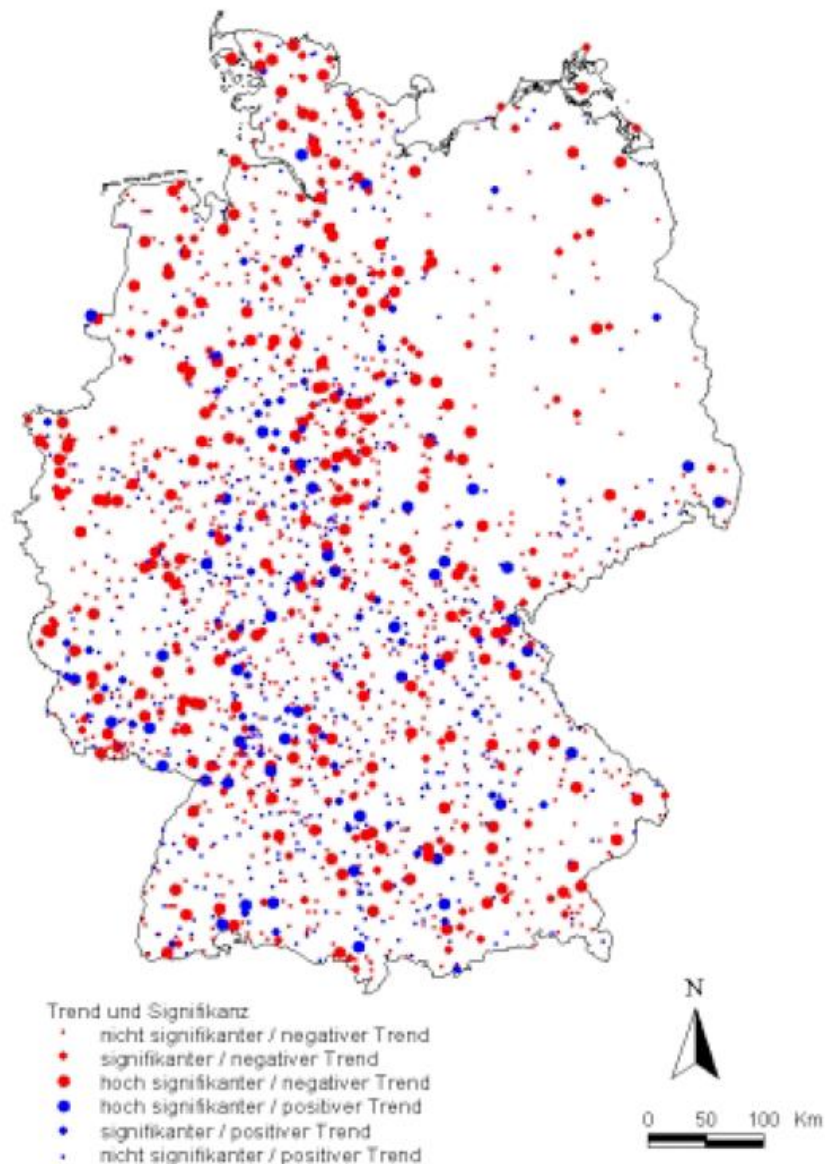


Abb. 3 Trends der Buchenblattentfaltung 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Im Vollherbst, wenn das Laub von Birke, Rotbuche, Stieleiche und Roßkastanie sich verfärbt, sind die zeitlichen Veränderungen im Vergleich zum Frühjahr eher uneinheitlich, im Mittel ist aber eine leichte Verspätung dieser Phasen auszumachen. So findet die Laubverfärbung der Birke in der Periode 1974-1996 durchschnittlich 2,2 Tage später statt als noch 1951-1973. Die mittleren normierten linearen Trends betragen aber lediglich +0,03 Tage pro Jahr (2298 Reihen ≥ 20 Jahre) bzw. +0,04

Tage pro Jahr (1058 Reihen ≥ 30 Jahre). Die Abb. 4 zeigt, daß etwas mehr positive (55%) als negative Trends (45%) auftreten, von denen etwa jeweils ein Drittel signifikant ist. Auch hier sind auf den Karten keine ausgeprägten regionalen Unterschiede zu entdecken.

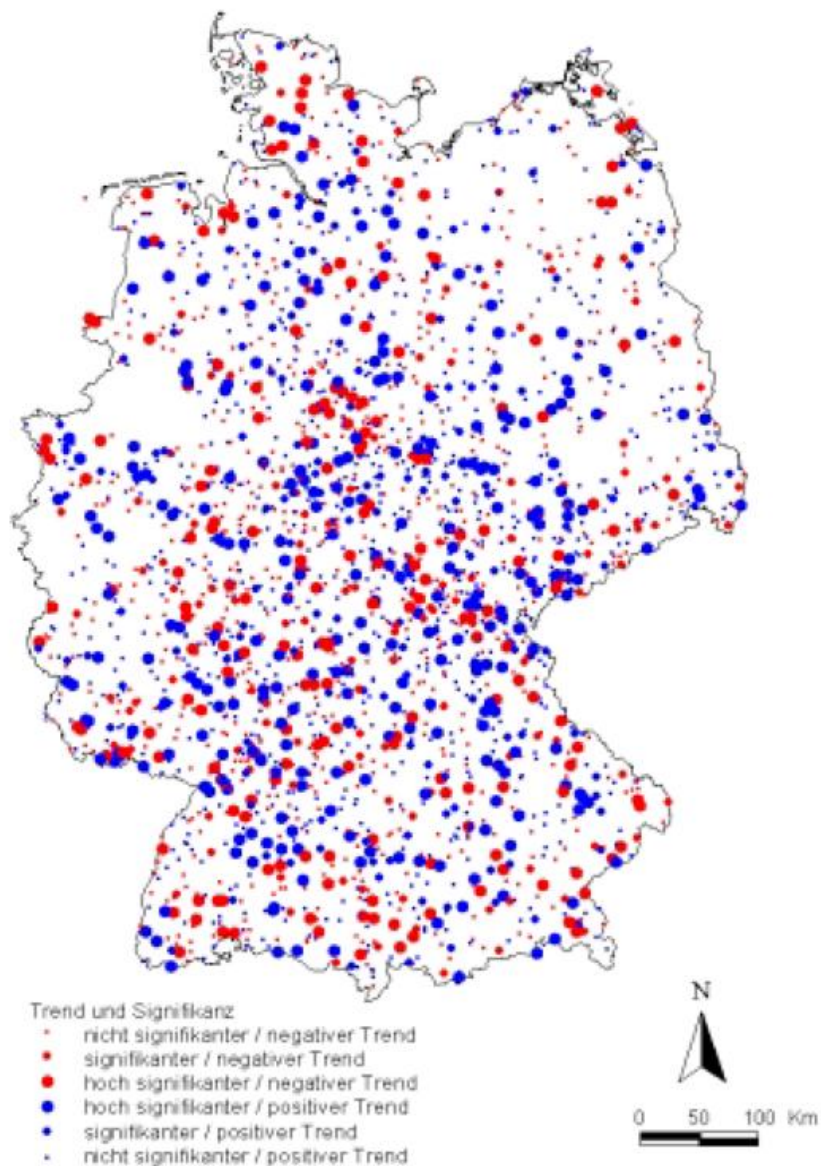


Abb. 4 Trends der Birkenblattverfärbung 1951-1996 (mind. 20 Beobachtungsjahre)

Stellt man die Änderungen für alle 16 untersuchten Phasen zusammen, so ist ein ausgeprägter Jahrgang der Änderungen zu verzeichnen: Sehr deutliche Verfrühungen bei der Forsythien- und Schneeglöckchenblüte, deutliche Verfrühungen bei den Erstfrühlingsphasen der Blattentfaltung und dem Maitrieb sowie der Hochsommerphase der Sommerlindenblüte und der Frühherbstphase der Fruchtreife des Holunders. Während Fruchtreife und Blattverfärbung der Roßkastanie eher indifferent reagieren, verspäten sich die Blattverfärbung von Stieleiche, Rotbuche und Birke, wenn auch in unterschiedlichem Ausmaß. Nur die Blüte von Süßkirsche

und Apfel wie auch die Blattentfaltung der Rotbuche weichen von diesem ‚Jahresgang‘ mit lediglich minimalen Verschiebungen ab.

Insgesamt kann eine Verlängerung der Vegetationsperiode in den letzten 4 Jahrzehnten von bis zu 0,2 Tagen pro Jahr festgestellt werden. Diese Verlängerung ist jedoch eher auf die Verfrühungen im Frühjahr als auf zeitliche Veränderungen der Blattverfärbung zurückzuführen.

Mit einer Trendanalyse der phänologischen Jahreszeiten können Veränderungen in der Biosphäre über das ganze Jahr hinweg und auf großer Fläche deutlich gemacht werden, wobei die Frühjahrsphasen größtenteils Änderungen der Klimabedingungen in Winter und Frühjahr widerspiegeln können (Menzel 1997). So zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Ergebnisse sind für die Bundesrepublik mit anderen Methoden, wie der Analyse von Satellitendaten, kaum zu erzielen. Die Phänologie ist also eine ausgezeichnetes und wichtiges Instrument des Biomonitoring.

Literatur

- Ahas, R. (1999) Long-term phyto-, ornitho- and ichthyophenological time-series analyses in Estonia. *International Journal of Biometeorology* 42: 119-123.
- Bradley, N. L., Leopold, A. C., Ross, J., and Huffaker, W. (1999): Phenological changes reflect climate change in Wisconsin. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA Ecology* Vol. 96: 9701-9704.
- Chen, X. (1994): Untersuchungen zur zeitlich-räumlichen Ähnlichkeit von phänologischen und klimatologischen Parametern in Westdeutschland und zum Einfluß geoökologischer Faktoren auf die phänologische Entwicklung im Gebiet des Taunus. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 189, Offenbach a. M.
- Crick, H. Q. P., Dudley, C., Glue, D.E., Thomson, D.L. (1997) UK birds are laying eggs earlier. *Nature* 388: 526.
- Crick, H. Q. P. & Sparks, T. H. (1999) Climate change related to egg-laying trends. *Nature* 399: 423-424.

- Defila, C. (1991) Pflanzenphänologie der Schweiz. Inaugural-Dissertation an der Universität Zürich.
- Estrella, N. (1999) Trends der forstlichen Vegetationsperiode von 1951-1996 in Deutschland. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bioklimatologie und Immissionsforschung, TU München.
- Keeling, C. D., Chin, F. J. S. & Whorf, T. P. (1996) Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature* 382: 146-149.
- Lechowicz, M. J. (1995) Seasonality of flowering and fruiting in temperate forest trees. *Can. J. of Bot.* 73: 175-182.
- Menzel, A. (1997) Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen - Auswertung der Beobachtungen in den Internationalen Phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten. Forstliche Forschungsberichte Nr. 164, München.
- Menzel, A. (1998) Zeitliche Trends ausgesuchter phänologischer Phasen in Deutschland aus dem Zeitraum 1951-1996. Bericht an den Deutschen Wetterdienst 28.11.1998.
- Menzel, A. (1999a) Phenology as Global Change Bio-Indicator. *Annalen der Meteorologie*. (in Druck).
- Menzel, A. (1999b) Trends ausgesuchter phänologischer Phasen in Deutschland von 1951-1996. Bericht an den Deutschen Wetterdienst 15.10.1999
- Menzel, A. and Fabian, P. (1999) Growing season extended in Europe. *Nature* 397: 659.
- Myneni, R. B., Keeling, C. D., Tucker, C. J., Asrar, G. & Nemani, R. R. (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature* 386: 698-702.
- Parmesan, C. et al. (1999) Poleward shifts in geographical ranges of butterfly species associated with regional warming. *Nature* 399: 579-583.
- Rapp, J. und Schönwiese, C.-D. (1994) "Thermische Jahreszeiten" als anschauliche Charakteristik klimatischer Trends. *Meteorologische Zeitschrift* 3: 91-94.
- Sarvas, R. (1972): Investigations on the annual cycle of development of forest trees I. Active period. *Communicationes Instituti Forestalis Fenniae* 76.
- Sarvas, R. (1974): Investigations on the annual cycle of development of forest trees II. Autumn dormancy and winter dormancy. *Communicationes Instituti Forestalis Fenniae* 84.
- Sparks, T. H. (1999) Phenology and the changing pattern of bird migration in Britain. *International Journal of Biometeorology* 42: 134-138.
- Walkovszky, A. (1998) Changes in phenology of the locust tree (*Robinia pseudoacacia* L.) in Hungary. *International Journal of Biometeorology* 41: 155-160.

Eine erweiterte Definition des Begriffes ‚Trend‘ in der Klimadiagnose

J. Rapp

Der Trend einer Klimazeitreihe beschreibt das langfristige Verhalten einer oder mehrerer Komponenten des Klimasystems, dient also der Kennzeichnung einer möglichen Klimaänderung (vergleiche Rapp, 1999, im letzten Klimastatusbericht des DWD) und setzt sich aus seiner **Richtung** (Vorzeichen), seinem **Betrag** und seiner **statistischen Signifikanz** zusammen (Rapp, 2000).

Die Bestimmung der **statistischen Signifikanz** ermöglicht eine Aussage darüber, wie „streng“ beziehungsweise wie „sicher“ der Trend ist, also wie deutlich er sich gegenüber der Zeitreihenvariabilität heraushebt. Die Bewertung eines Trends wird durch diese qualifizierende Information erst möglich. Beispielsweise rufen unzweifelhafte Ausreißer am Ende einer Zeitreihe ein Klimaänderungssignal hervor (vergleiche Beitrag von Gerstengarbe, Österle & Werner, Seiten 111-117, in diesem Heft).

Der Trendtest nach Mann (1945) und Kendall (1970) ist ein geeignetes Verfahren zur Abschätzung der Signifikanz, ohne dass eine Normalverteilung der Daten (damit nicht-parametrischer Test) oder die Linearität des Trends vorausgesetzt wird. Der Test bewertet lediglich ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Reihenwerte, aus der keinerlei detaillierte Information über den zeitlichen Verlauf der Änderung abgeleitet werden kann. Allerdings werden in einem einzigen Analyseschritt alle möglichen in der Zeitreihe vorkommenden Trends erfasst. Die Signifikanzaussage darf deshalb nicht auf den linearen Trend bezogen werden, der strenggenommen Normalverteilung voraussetzt.

Hierfür kann vielmehr das sogenannte Trend-Rausch-Verhältnis verwendet werden, das den linearen Trend zur Gesamt-Variabilität der Zeitreihe in Beziehung setzt, sofern die Variabilität durch die Standardabweichung identifiziert wird. Nimmt es den Wert 1.96 an, dann ist der Trend etwa doppelt so groß wie die Standardabweichung, erreicht also gerade die sogenannte „ 2σ -Grenze“. Bei normalverteilten Daten entspricht diesem Trend-Rausch-Verhältnis ein Signifikanzniveau von ungefähr 95 % (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0.05$).

Neben der Signifikanz des Trends hat aber auch seine **Repräsentanz**, und zwar in zeitlicher wie in räumlicher Hinsicht, eine fundamentale Bedeutung (Rapp, 2000). Aussagen zur Klimaänderung sollten möglichst nicht auf Trendanalysen einzelner Beobachtungsstationen beruhen, sondern berücksichtigen, ob bestimmte signifikante Entwicklungen auch zeitlich stabil und zudem flächendeckend verlaufen. Die Ergänzung der Trendanalyse durch die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Repräsentanz der Trends relativiert überdies Einwände, dass allein nur solche Zeitintervalle oder Stationen in eine Analyse einbezogen würden, die die Argumentation bzw. Thesen eines Wissenschaftlers stützten.

Unter der **zeitlichen Repräsentanz** ist die Veränderlichkeit des Trendwertes zu verstehen, falls der Analysezeitraum sukzessive variiert (verschoben, verkürzt oder verlängert) wird. Modifiziert sich dabei die statistische Signifikanz des Trends oder kehrt sich sogar ihr Vorzeichen um, ist der für das gewählte Untersuchungsintervall gefundene Trend instabil. Als Maß der zeitlichen Repräsentanz ist die minimale zeitliche Distanz zwischen dem Untersuchungsintervall und dem Subintervall zu verstehen, bei dem der Trend das Signifikanzniveau gerade unterschreitet. Die Distanz zweier Zeitintervalle ist bestimmbar, falls Anfangs- bzw. Endjahr der Zeitreihe auf Abszisse bzw. Ordinate eines kartesischen Koordinatensystems abgebildet werden und die (Euklidische o.a.) Distanz zwischen dem Koordinatenpaar für das Untersuchungsintervall und dem Koordinatenpaar für das Subintervall bestimmt wird. Abbildung 1 illustriert eine derartige „variable Trendanalyse“ am Beispiel des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland.

Die Berechnung der linearen Trends für alle Subintervalle einer Zeitreihe und zahlreichen Einzelstationen innerhalb Deutschlands lässt erkennen, dass aufgrund der starken Veränderlichkeit der Trends für Zeitreihenlängen von weniger als ca. 30 (im Fall der monatlichen Niederschlagshöhe) bzw. ca. 20 Jahren (im Fall der Monatsmittel der Lufttemperatur) diese Werte nicht sinnvoll interpretierbar sind. Daraus ist zu schlussfolgern, dass bei Berechnung von Klimatrends Zeitreihenlängen unter 30 bzw. 20 Jahre vermieden werden sollten. Die von der WMO für die Mittelung von Klimaelementen eingeführte Dauer der CLINO-Perioden (30 Jahre) ist aus dieser Perspektive auch für Trendabschätzungen als sinnvoller Grenzwert anzusehen.

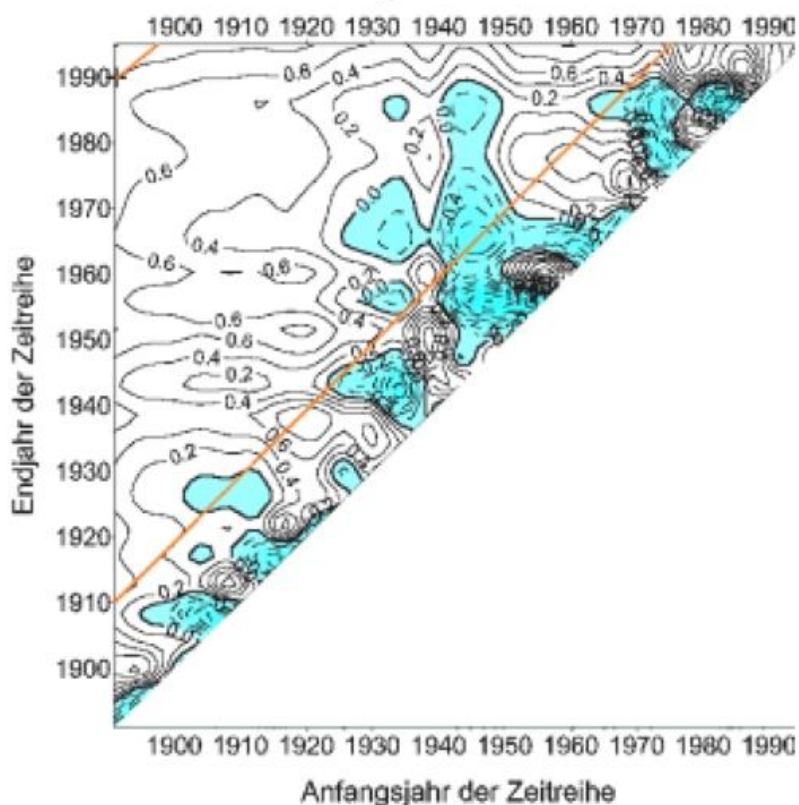


Abb. 1 Lineare Trends des Gebietsmittels der Lufttemperatur in Deutschland (in °C) bei sukzessiver Variation des Anfangs- und Endjahres der Zeitreihe. Türkis eingefärbt sind Zeitintervalle mit abnehmender Temperatur, rot liniert sind die Zeitreihen gleicher Länge (20 und 100 Jahre) dargestellt.

Die **räumliche Repräsentanz** einer Klimazeitreihe beschreibt, inwieweit ihre zeitliche Schwankungsstruktur, insbesondere ihrer monatlichen Trends, auch in der Umgebung einer Station anzutreffen sind. Die Stationsdichte muss hoch und die Stationsverteilung homogen genug sein, um aus der Ähnlichkeit des Zeitreihenverlaufs und der Trends zweier benachbarter Stationen auch prinzipiell Aussagen für das Gebiet zwischen diesen Punkten ableiten zu können. Erst so macht räumliche Interpolation (zum Beispiel in Form von Isolinien-Karten) Sinn.

Die Bestimmung der räumlichen Repräsentanz ist aber auch für andere Arbeitsgebiete von Relevanz:

- Bei der Durchführung relativer Homogenitätstests darf die zu analysierende Reihe nur mit gut korrelierten Nachbarzeitreihen (Referenzreihen) verglichen werden (siehe zum Beispiel in Rapp & Schönwiese, 1996, oder Herzog & Müller-Westermeier, 1998).
- Informationen zur räumlichen Repräsentanz werden bei der Projektierung (insbesondere Dimensionierung) von Stationsnetzen benötigt (Grimm-Luczak & Luczak, 1984, für Deutschland; Peterson et al., 1997, global).
- Die Berechnung von Gebietsmitteln erfordert eine hinreichend hohe Zahl von Stationen, deren Zeitreihen korreliert sein müssen, so dass sie das gesamte Gebiet ohne größere Lücken repräsentieren (siehe Rudolf, 1995).

Tabelle 1 fasst alle **Elemente der klimatologischen Trendanalyse** und deren vorwiegend benutzte Analysemethoden zusammen. Diese Zusammenstellung beinhaltet auch Beispielkriterien, bei denen eine beobachtete Klimavariation Relevanz erlangt, wenn sie sich vom Zufälligen abhebt und möglicherweise bestimmte Klimawirkungen anstößt.

Eine Klimaentwicklung ist nicht schon dann relevant, wenn sie gewisse statistische Signifikanzlevels erreicht oder überschritten hat, sondern wenn sie auch für eine bestimmte Zeit signifikant bleibt und zudem flächendeckend auftritt, das heißt, wenn der Trend zeitlich und räumlich repräsentativ ist. Zusammen mit geeignet vorgegebenen kritischen Grenzwerten für Betrag, Signifikanz und Repräsentanz könnte ein „Trendmonitoring“, also die permanente (zum Beispiel monatliche) Neuberechnung der Trends für entsprechend aktualisierte Klimareihen, eine wichtige und zugleich praktikable Komponente zur Charakterisierung des aktuellen „Klimastatus“ darstellen.

			N E U	
Charakteristische Trendgröße	Trendwert T (Vorzeichen, Betrag)	Signifikanz Si	Zeitliche Repräsentanz d_{ab}	Räumliche Repräsentanz d_R
Analysemethode	1. linearer Trend 2. Mittelwertdifferenz	1. T/R (NV); M/K 2. t-Test	Variable Trendanalyse (Trendmatrix)	Korrelation von Zeitreihen oder Trends
Zahl der zu analysierenden Zeitreihen	≥ 1	≥ 1	≥ 1	≥ 3
Beispielkriterien	T > 0, T < 0; Grenzwerte aus Sozioökonomie oder Ökologie	Si $\geq 95\%$	$d_{ab} \geq 5$ (bei N = 100)	$r \geq 0.7$; $d_R < 1000$ km (Temperatur), $d_R < 200$ km (Niederschlags-höhe)

Abkürzungen: T/R = Trend-Rausch-Verhältnis; T = Trend; R = „Rauschen“, z.B. Standardabweichung; Si = Signifikanzlevel; M/K = Trendtest nach Mann und Kendall; NV = bei Normalverteilung, N = Zeitreihenlänge, r = Korrelationskoeffizient.

Tab. 1 Elemente der klimatologischen Trendanalyse (aus Rapp, 2000; hier leicht modifiziert).

Literatur

- Grimm-Luczak E., Luczak H. (1984): Die optimale räumliche Dichte von klimatologischen Messnetzen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 166, Offenbach/Main, 21 Seiten.
- Herzog J., Müller-Westermeier (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 202, Offenbach/Main, 27 Seiten.
- Kendall M.G. (1970): Rank correlation methods. Griffin, London, 4th ed.
- Mann H.B. (1945): Nonparametric test against trends. *Econometrica* 13, 245-259.
- Peterson T., Daan H., Jones P. (1997): Initial Selection of a GCOS Surface Network (GSN). GCOS-34, WMO/TD No. 799, <http://www.wmo.ch/web/gcos/pub/gsn34.html>.
- Rapp J. (1999): Beobachtete Trends der Lufttemperatur und Niederschlagshöhe in Deutschland. In: Klimastatusbericht des DWD 1998, Offenbach/Main.
- Rapp J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Dissertation. Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Frankfurt/Main.
- Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankf. Geowiss. Arb., Band B 5, 2. korr. Aufl., 255 Seiten.
- Rudolf B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlages. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 196, Offenbach, 153 Seiten.

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?

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

Zusammenfassung

Häufig ist ein vermutetes Klimaänderungssignal nicht aus einem einzelnen Parameter ableitbar. Am Beispiel eines vermuteten Änderungssignals im atlantisch/europäischen Raum wird gezeigt, daß mit einer komplexen Betrachtungsweise soviel an zusätzlicher Information gewonnen wird, daß eine statistische Absicherung des Signals möglich wird. Eine skalenabhängige Betrachtung möglicher, dieses Signal hervorrufender Einflußgrößen führt letztlich zur Selektion der wahrscheinlichsten Ursache. Die gewonnenen Erkenntnisse stützen die aufgrund globaler Klimamodellläufe abgeleiteten Aussagen zur zukünftigen Klimaentwicklung.

Einleitung

Versteht man unter dem Klima die raum-zeitliche Gesamtheit aller möglichen momentanen Zustände der Atmosphäre (Hupfer, Chmielewski, 1990), so ist eine Klimaänderung dann gegeben, wenn einer oder mehrere der Klimaparameter ihren bis dahin beobachteten Wertebereich verlassen. Dabei ist häufig das Klimaänderungssignal nicht aus einem einzelnen Parameter ableitbar. Es macht deshalb Sinn, bei

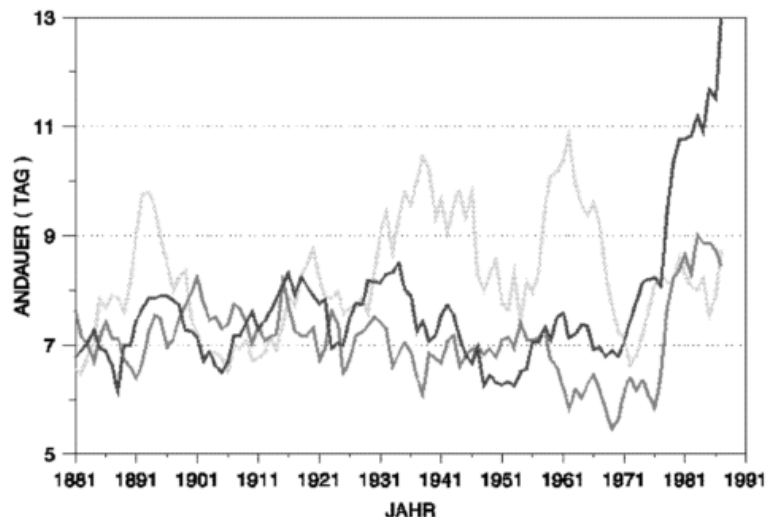


Abb.1 Dekadenmittel der Andauern von Zirkulationsformen der Großwetterlagen nach Hess-/Brezowsky, Winter 1881/82 - 1996/97

der Suche nach einem Klimaänderungssignal auf komplexe Klimagrößen zurückzugreifen, mit denen auf einfache Weise ganze Prozeßabläufe beschrieben werden können. Ein Beispiel für eine derartige komplexe Größe sind die Großwetterlagen nach Hess/Brezowsky (Gerstengarbe et al., 1999), mit denen die Zirkulationsstrukturen über Mitteleuropa beschrieben werden. Die Großwetterlagen können in Gruppen (Zirkulationsformen) mit einem typischen Strömungsverhalten (zonal, gemischt, meridional) zusammengefaßt werden. Eine statistische Auswertung der Zeitreihe der Großwetterlagen zeigt hinsichtlich der mittleren Andauern der zonalen Zirkulationsform (Das sind die Wetterlagen WA, WZ, WS und WW.) im Winter ab den 70er Jahren eine drastische Zunahme (Abb. 1). Die Frage, die sich stellt, ist: Handelt

es sich bei der beschriebenen Änderung tatsächlich um ein signifikantes Signal oder nicht? Im folgenden wird versucht, eine Antwort darauf zu finden.

Vorgehensweise

Da es sich bei den Großwetterlagen um subjektiv bestimmte Parameter handelt, ist es für die weiteren Untersuchungen notwendig, objektiv bestimmte Größen, die den Sachverhalt ebenfalls beschreiben könnten, heranzuziehen. Da die Großwetterlagen Zirkulationsstrukturen beschreiben, ist es naheliegend, zuerst das Verhalten des Luftdrucks zu untersuchen. Eine Darstellung der Zeitreihe der Wintermittel des Luftdrucks an der Station Potsdam (Abb. 2) zeigt keinerlei Besonderheiten. Zu gleichen Ergebnissen kommt man, wenn andere Stationen im Raum der Großwetterlagen untersucht werden. Das heißt, daß aus dem einzelnen Parameter Luftdruck kein Änderungssignal ableitbar ist.

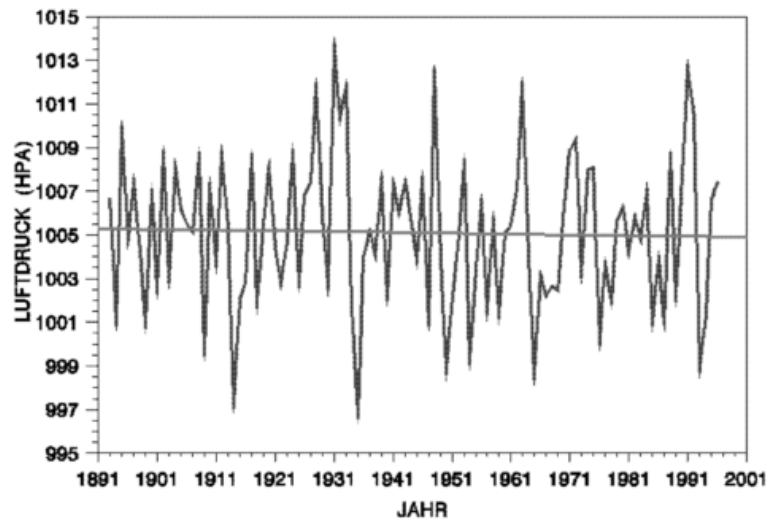


Abb. 2 Wintermittel des Luftdrucks, Potsdam 1893/94 - 1996/97

Mehr Information erhält man, wenn statt der einfachen Luftdruckwerte Differenzen (Gradienten) genommen werden. Für die zonale Zirkulationsform ist dies ein meridionaler Gradient, der für die Untersuchung zwischen 45° N und 55° N bei 0° bestimmt wurde. Der in Abbildung 3 dargestellte Verlauf dieses Gradienten weist wie der Luftdruck selbst keinen markanten Trend auf. Gradienten auf anderen Längengraden zeigen ähnliche Ergebnisse.

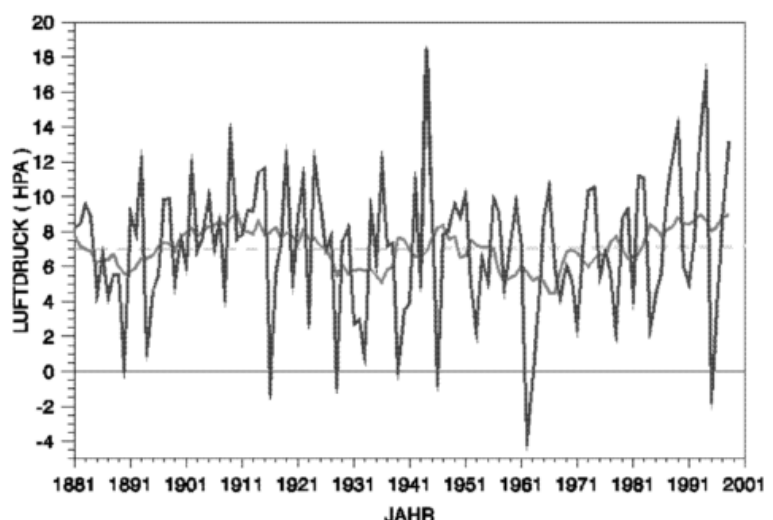


Abb. 3 Wintermittel des Luftdruckgradienten zwischen 45° N und 55° N bei 0° , 1881/82 - 1998/99

Eine Möglichkeit, aus dem Vorhandenen noch Zusatzinformationen zu gewinnen, ist eine Aufteilung der Gradienten in bestimmte Klassen und die Klärung der Frage nach deren zeitlichem Verhalten. Dazu wurde ein weiterer Gradient bei 20° E in die Berechnungen einbezogen. Anschließend wurden beide Gradienten einer Cluster-Analyse (Gerstengarbe, Werner, 1997) unterzogen und das Cluster für die Zonalzirkulation (CW) näher untersucht. Das Ergebnis ist in Abbildung 4 dargestellt. Man erkennt, daß die Häufigkeiten der CW am Ende des Untersuchungszeitraumes einen Anstieg aufweisen, der über das bis dahin Beobachtete deutlich hinausgeht. Statistisch zu sichern ist dieser Anstieg allerdings nicht.

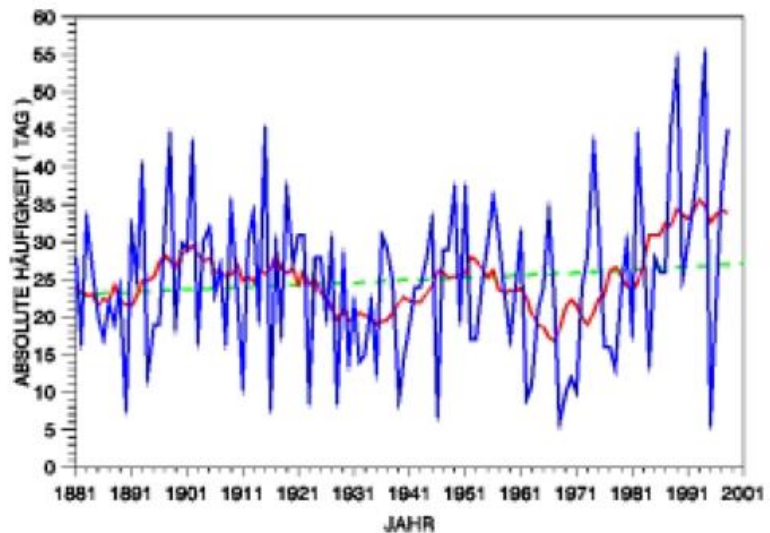


Abb. 4 Häufigkeiten des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1998/99

Geht man von der Betrachtung der Häufigkeiten über zur Betrachtung der Andauern (wie bei den Großwetterlagen) ändert sich das Bild schlagartig (Abb. 5). Der schon bei den Großwetterlagen beobachtete Trend tritt in gleicher Stärke auf und läßt sich statistisch sichern. Für die letzten 8 Jahre (bezogen auf die Dekadenmittel!) kann mittels eines Ausreißertests (Thompson-Regel) gezeigt werden, daß sich die Winter ab der Dekade 1981/82 - 1990/91 klimatisch von den bis dahin beobachteten unterscheiden, und dies mit einer statistischen Sicherheit von 95%.

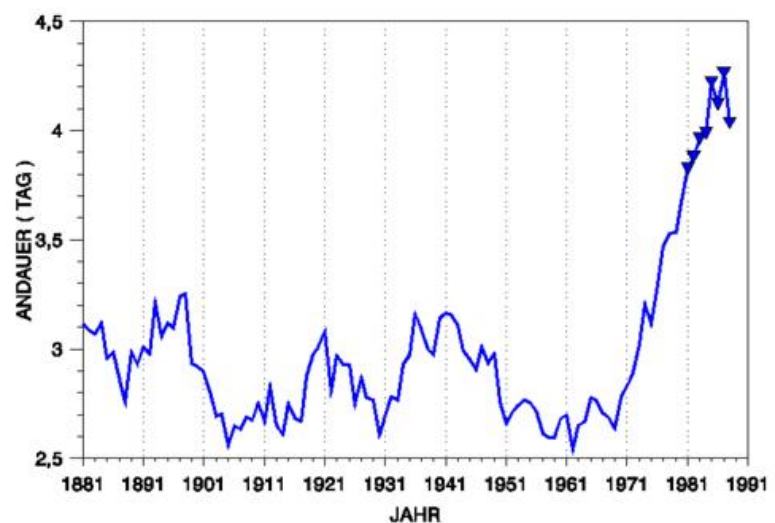


Abb. 5 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98. Die Dreiecke definieren die statistisch gesicherten Ausreißer ($\beta = 0.05$).

Damit kann die oben gestellte Frage nach einem signifikanten Klimasignal positiv beantwortet werden.

Zu klären ist jetzt noch, welche Ursachen für das Auftreten dieses Signals verantwortlich sein können. Die Ursache kann entweder lokalen oder globalen Ursprungs sein oder aber auf einer Fernwirkung beruhen. Als lokale Einflußgröße kommt die Meeresoberflächentemperatur (SST) bzw. deren Gradienten in Frage. In Abbildung 6 sind die Dekadenmittel des Gradienten zwischen 40.5° N und 60.5° N bei 30.5° W dargestellt. Man

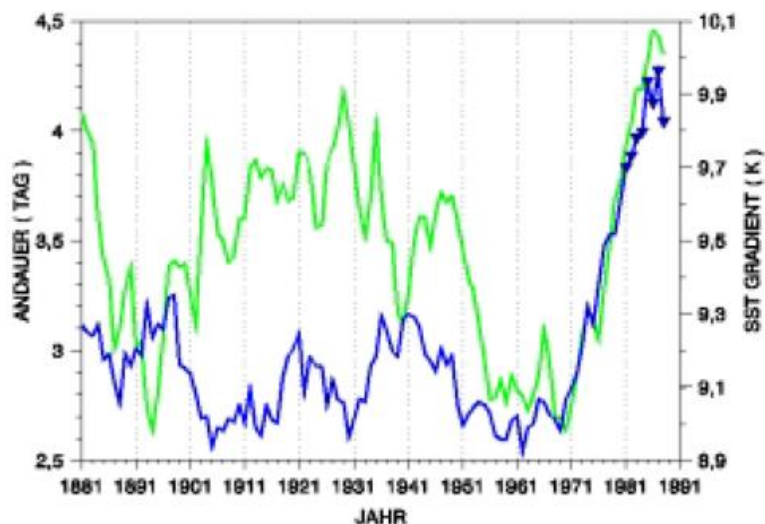


Abb. 6 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82- 1997/98 (blau), Dekadenmittel des Gradienten der Meeresoberflächentemperatur SST (grün)

sieht, daß die Kurven von CW und SST ab Anfang der 70er Jahre nahezu parallel verlaufen. Das läßt aber nicht den Schluß zu, daß die SST ursächlich die Entwicklung von CW bestimmt, da im davorliegenden Zeitraum kein synchroner Verlauf zu beobachten ist. Es ist im Gegenteil zu vermuten, daß beide Größen durch eine dritte am Ende des Zeitraums gesteuert werden.

Eine Erscheinung, die die atmosphärischen Vorgänge in weiten Teilen der Erde beeinflusst, ist das El Nino-Phänomen. Um zu prüfen, ob dies auch die Zonalzirkulation im Winter bezüglich des betrachteten Gebietes beeinflusst, wurden die Dekadenmittel der Andauern für CW sowohl mit als auch unter Ausschluß (ab 1972) der „El Nino-Jahre“ berechnet und miteinander verglichen. Dabei stellte sich heraus, daß zwar geringe Abweichungen zwischen

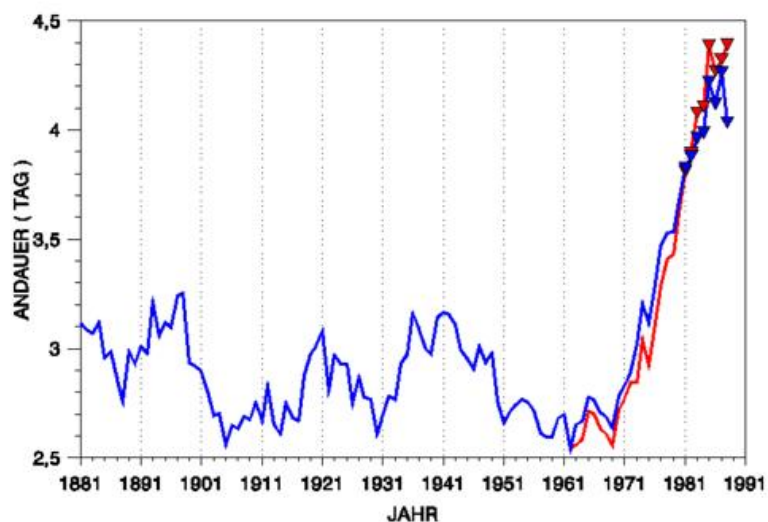


Abb. 7 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98, mit ENSO-Ereignissen - blau; ohne ENSO-Ereignisse (seit 1972) - rot

den Werten existieren, insgesamt aber der Trend in beiden Andauerreihen am Ende des Beobachtungszeitraumes fast identisch verläuft (Abb. 7), was bei einem markanten Einfluß von El Nino nicht der Fall wäre. Damit kann ausgeschlossen werden, daß die Zunahme der Andauer von CW durch die El Nino-Ereignisse hervorgerufen wird.

Da weder ein lokaler Effekt noch eine Fernwirkung als Ursache für das Klimaänderungssignal in Betracht kommen, muß ein anderer großräumiger oder sogar globaler Prozeß Verursacher sein. Als naheliegend bietet sich dafür die globale Erwärmung an. Beim Vergleich der zeitlichen Entwicklung der Dekadenmittel der Andauern von CW und der nordhemisphärischen Temperaturanomalien

(Jones et al., 1998) im

Winter (Abb. 8) zeigt sich, daß wiederum beide Kurven ab den 70er Jahren ähnlich verlaufen, daß sogar die letzten drei Dekadenmittel der Temperaturanomalien statistisch gesicherte Ausreißer sind und daß die statistisch gesicherten Ausreißer der Andauern von CW zu dem Zeitpunkt einsetzen, an dem die Temperaturanomalien ihren bis dahin beobachteten Wertebereich verlassen.

Im Zeitraum davor ist der Zusammenhang zwischen beiden Größen allerdings schwächer ausgeprägt. Deshalb macht es sich erforderlich, die Verbindung zwischen der Änderung von CW und der globalen Erwärmung detaillierter zu untersuchen. Dafür wurden für jeden Gitterpunkt ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitter über Land) des Klimadaten-satzes der Climate Research Unit der Universität von East Anglia (New, Hulme, 1997) Dekadenmittel der Tem-

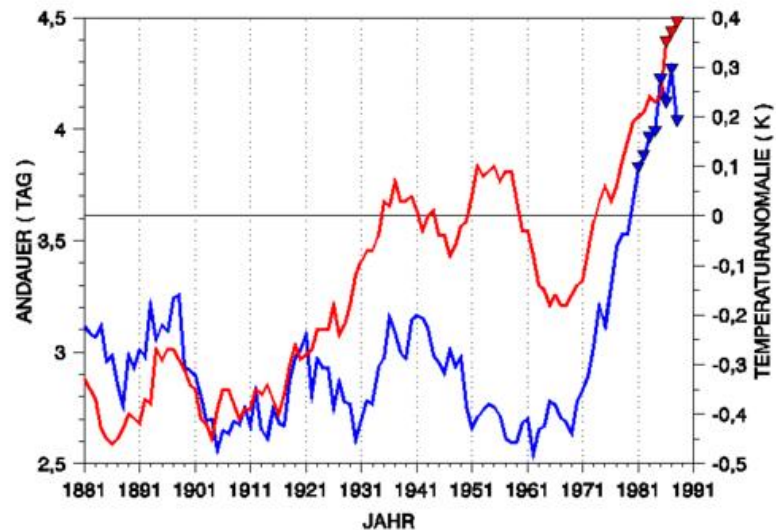


Abb. 8 Dekadenmittel der Andauer des Clusters West (CW) für die Winter 1881/82 - 1997/98 (blau), Dekadenmittel der nordhemisphärischen Temperaturanomalie, Winter (orange)

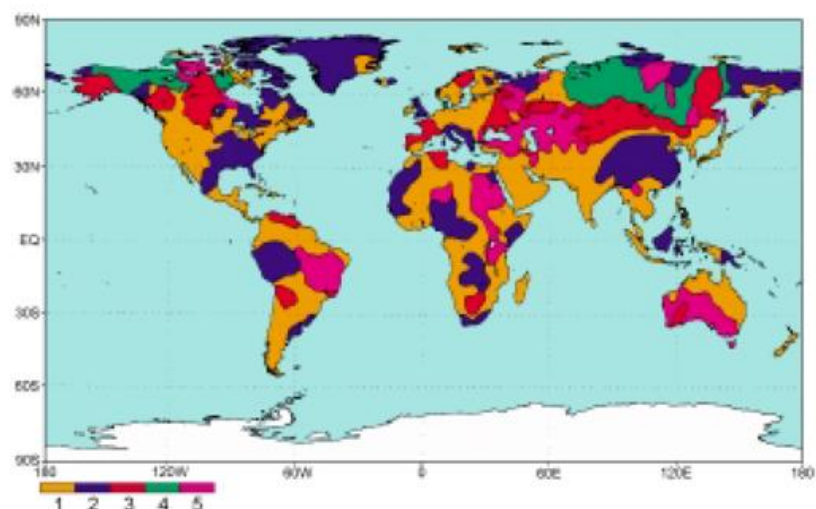


Abb. 9 Globale Verteilung der Cluster, die die zeitliche Entwicklung der Dekadenmittel der nordhemisphärischen Temperaturanomalie (1901 - 1995) über den Kontinenten charakterisieren; weiß: keine Beobachtungen vorhanden

peraturanomalien für den Zeitraum 1901 - 1990 (und Pentade 1991 - 1995) berechnet und die interdekadischen Änderungen bestimmt. Letztere wurden wieder einer Clusteranalyse unterzogen, mit der Gebiete gleichen Temperaturänderungsverhaltens abgeleitet wurden. Die globale Verteilung ist in Abbildung 9 dargestellt.

Die Clusterung ergab fünf typische Temperaturverläufe (Abb. 10). Bis zur Dekade 1961/70 vollziehen sich die Temperaturänderungen in den jeweiligen Gebieten deutlich differenziert. Danach ist dagegen nur noch eine generelle Temperaturzunahme zu beobachten. Diese Entwicklung verläuft in Übereinstimmung mit allen bisher diskutierten Phänomenen. Da gleichzeitig mit Klima-

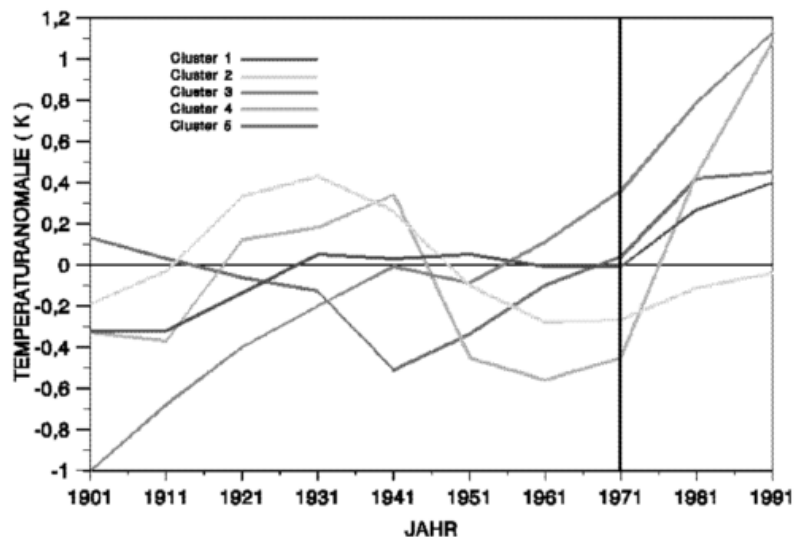


Abb. 10 Dekadenmittel der Temperaturanomalien für den Zeitraum 1901 - 1991 für die Kontinente unterteilt nach fünf Clustern

modellen durchgeführte Untersuchungen zur Zirkulationsstruktur bei globaler Erwärmung (IPCC, 2000) zeigen, daß sich in diesem Fall die Zonalzirkulation auf der Nordhemisphäre verstärkt, ist der Schluß zulässig, daß die globale Erwärmung letztlich mit großer Wahrscheinlichkeit Ursache des beschriebenen Klimaänderungssignals ist.

Schlußfolgerungen

Drei Schlußfolgerungen lassen sich ziehen:

1. Der Übergang von der Betrachtung einzelner Parameter zu einer komplexen Bewertung eines Prozesses unter Einsatz entsprechender Verfahren führt zu einem Informationsgewinn und damit zu mehr gesicherten Aussagen.
2. Es konnte ein Klimaänderungssignal nachgewiesen und statistisch gesichert werden, dessen Ursache mit großer Wahrscheinlichkeit auf die globale Erwärmung zurückzuführen ist.
3. Damit kann erwartet werden, daß ähnliche Signale für andere Regionen und Parameter bereits aufgetreten sind oder in Zukunft auftreten können.

Literatur

- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (1997): A method to estimate the statistical confidence of cluster separation. *Theor. Appl. Climatol.*, 57, 103-110
- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., Rüge, U. (1999): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1998. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 113, 5. vollständig neu bearbeitete Auflage, Offenbach a.M., <http://www.pik-potsdam.de>
- Hupfer, P., Chmielewski, F.-M. (1990): *Das Klima von Berlin*. Akademie Verlag, Berlin
- IPCC (2000): *IPCC Third Assessment Report (TAR)*, Hadley Centre, Bracknell, UK, in Vorbereitung
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., Parker, B.E. (1998): Hemispheric seasonal temperature anomalies 1856-1997. <http://www.cdiac.esd.ornl.gov/authors/jones.html>
- New, M., Hulme, M., (1997): Development of an observed monthly surface climate dataset over global land areas for 1901 - 1995. *Physics of Climate Conference*, Royal Met. Soc., London, 29 - 30 Oct., 1997

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft

G. Berz

Die Versicherer auf der ganzen Welt registrieren in den letzten Jahrzehnten eine drastische Zunahme der Katastrophenschäden. Natürlich gibt es heute mehr Menschen auf der Erde (doppelt so viele wie noch in den Fünfziger Jahren) und sie ballen sich immer mehr in Großstädten (viermal so viele wie 1950, in der Dritten Welt sechsmal so viele), die zudem überwiegend in hochexponierten Regionen, vor allem entlang der Küsten liegen. Aber diese Veränderungen reichen nicht aus, um den Anstieg der Zahl großer Naturkatastrophen auf das Dreifache innerhalb von vier Jahrzehnten, die Verachtfachung der von ihnen verursachten Schäden (schon inflationsbereinigt) und die sogar 16mal höheren Schadenbelastungen der Versicherer zu erklären. Hier muß man die zweifellos gestiegene Katastrophenanfälligkeit der hochentwickelten Industriegesellschaften (die Erdbebenkatastrophe von Kobe 1995 war ein überzeugendes Beispiel) berücksichtigen und kommt heute auch nicht mehr an den immer zahlreicheren Indizien für einen zunehmenden Einfluß klimatischer und anderer Umweltveränderungen vorbei.

Zwar werden hier schnell die üblichen Gegenargumente laut wie „War alles schon mal da“ und „Der Einfluß des Menschen läßt sich doch nicht beweisen – die Natur bleibt die Stärkere“, aber eines kann man sicher nicht sagen: daß die Katastrophen „auch nicht mehr das sind, was sie früher waren“. Im Gegenteil: Immer mehr Beobachtungen und immer fundiertere physikalische Modellrechnungen belegen, daß viele atmosphärische und hydrosphärische Vorgänge neuen Extremwerten zustreben oder, anders ausgedrückt, sich die Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Grenzwerte deutlich erhöhen. Mehr Hitzewellen und Dürren, Stürme und Sturmfluten, Überschwemmungen, Muren und Hagelschläge sind die Folge, von der offenkundigen Ozonzerstörung ganz zu schweigen.

Die Versicherer brechen nun nicht gleich in Panik aus: Sie bewegen sich mit ihren Risikoeinschätzungen im allgemeinen auf der sicheren Seite und ein Großteil ihres Geschäfts ist nicht besonders katastrophensexponiert. Außerdem funktioniert der weltweite Risikoausgleich via Rückversicherung und verschiedene neue Finanzierungsinstrumente besser denn je, so daß die Versicherer ihre Katastrophenrisiken weiterhin unter Kontrolle haben und die Versicherbarkeit auf lange Sicht gesichert erscheint.

Aber die Versicherungswirtschaft befürchtet natürlich zu Recht, daß die steigenden Schadentrends allmählich die Prämienbasis erodieren, da diese der Schadenerfahrung zwangsläufig hinterherhinkt, und vor allem, daß in einzelnen Brennpunktregionen Schadenpotentiale heranwachsen, die die Versicherungswirtschaft bis an die Grenzen ihrer Leistungsfähigkeit belasten können.

Die Versicherungswirtschaft hat im Lauf ihrer Geschichte eine außerordentliche Anpassungsfähigkeit an ihr sich ständig veränderndes Risikoumfeld entwickelt und häufig genug demonstriert, daß sie auch mit extrem ungünstigen Entwicklungen fertig werden kann. Aber sie will es natürlich nicht unbedingt erst dazu kommen lassen, sondern lieber ihren Einfluß beizeiten für eine Vermeidung oder zumindest eine Abmilderung solcher Risikotrends nützen. Dies ist auch der Grund für ein inzwischen beachtenswertes Interesse und Engagement der Versicherungswirtschaft für den Umweltschutz. Sie liefert also nicht länger nur Argumente, d.h. Schadenfakten, für die wissenschaftliche und politische Diskussion, sondern versucht nunmehr, diese Diskussion und die daraus resultierenden Beschlüsse auch aktiv mitzugestalten. Vor allem versucht sie, durch eine entsprechende Gestaltung ihrer Deckungsangebote, also z.B. durch Rabatte, Selbstbehalte und Ausschlüsse, das Verhalten ihrer Kunden in diesem Sinne zu beeinflussen, d.h. diese nicht nur zur Schadensvorsorge, sondern indirekt auch zu einem umweltfreundlichen Verhalten zu motivieren.

Wir halten aber nichts von „erhobenen Zeigefingern“, wenn nicht „vor der eigenen Haustüre gekehrt wird“. Deshalb haben zahlreiche Versicherer begonnen, die Umweltbelastungen zu erfassen, die von ihrem eigenen Geschäftsbetrieb und ihrem meist nicht unerheblichen Grundbesitz ausgehen, und die Rentabilität von geeigneten Gegenmaßnahmen zu prüfen. Erste Ökobilanzen aus dem Versicherungssektor liegen vor; sie belegen, daß umweltschonende Verringerungen des Energie- und Materialverbrauchs beachtliche Gewinne einbringen können, und sie lassen sich zudem gut „vermarkten“. Darüber hinaus engagieren sich einige Versicherungsunternehmen auch in lokalen Agenda-21-Aktivitäten, die ja gerade in dem städtischen Umfeld, in dem diese Unternehmen arbeiten, eine nachhaltige Entwicklung und damit auch die künftige Attraktivität dieser Standorte sichern sollen.

Erheblichen Einfluß auf die technologische Entwicklung im Umweltschutz kann die Investmentpolitik von Versicherungsunternehmen haben, wenn hier, wie immer häufiger zu beobachten, neben den eher kurzfristigen Renditeüberlegungen auch ökologische Aspekte Beachtung finden. Dieses Ziel ist neben zahlreichen anderen in einer Deklaration enthalten, die eine Reihe von Versicherungsunternehmen zusammen mit dem U.N. Umweltprogramm (UNEP) zum Schutz der Umwelt entworfen und unterzeichnet hat.

In der Versicherungswirtschaft hat also insgesamt und weltweit ein Nachdenken – meist sogar schon ein Umdenken – über die von der Branche in Form von Schäden besonders hautnah registrierten Umweltveränderungen eingesetzt. Wenn sie ihren Einfluß und die eigenen Gestaltungsmöglichkeiten voll und dauerhaft ausschöpft, kann sie sich zu einem bedeutenden Verbündeten der für den Umweltschutz engagierten Verbände, Behörden und Industrien entwickeln. Und das sollte für sie selbst ganz besonders zum Vorteil sein.

Die nachstehende "Weltkarte der Naturgefahren", die die Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft jetzt in 3. Auflage herausgegeben hat, stellt die geographische Verteilung der wichtigsten Gefahren dar. Mehrere Nebenkarten geben u.a. auch die Gefährdung durch Starkregen, Blitzschlag und Hagel sowie verschiedene Arten von lokalen und regionalen Stürmen wieder. Die hier ebenfalls beigefügte Nebenkarte "Klimaänderung" faßt die wesentlichen erwarteten Auswirkungen der anthropogenen Klimaänderungen und des El-Nino-Phänomens zusammen.

Literatur

Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: Weltkarte der Naturgefahren, 3. Auflage <http://www.info@munichre.com>

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland

E. Dittmann

Der im Jahre 1921 von G. Hellmann herausgegebene ‚Klima-Atlas von Deutschland‘ war das bisher letzte Kartenwerk eines deutschen Wetterdienstes zur Beschreibung der klimatischen Verhältnisse in Deutschland (Referenzzeitraum 1881-1910, z.T. bis 1915).

Der neue Atlas umfasst in dem jetzt (Dezember 1999) erschienenen Teil¹ die Klimaelemente Lufttemperatur, Niederschlagshöhen und Sonnenscheindauer. Er ist nach Monaten, Jahreszeiten, Halbjahren und dem Jahr gegliedert. Der Referenzzeitraum 1961-1990 gilt für alle bisher betrachteten Elemente.

Die Karten basieren auf der Auswertung qualitätsgeprüfter Messungen an Beobachtungsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die Mittelwerte an den Stationsorten wurden mit einem im DWD entwickelten Verfahren ^{/1/} horizontal auf ein 1km-Raster interpoliert. Die Farbskala der Klimakarten umfasst zur Darstellung unterschiedlicher Wertebereiche bis zu 28 konsistente Abstufungen.

Die Originalkarten sind im Maßstab 1:2.500.000 wiedergegeben. Als Beispiel für eine der im Atlas enthaltenen Karten wird hier auf der nachstehenden Karte die mittlere Niederschlagshöhe für das Winterhalbjahr (Oktober – April) gezeigt.

Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1, besteht aus einem Textteil (23 Seiten) und 57 farbigen Karten im Format DIN A3. Er ist im Selbstverlag des DWD erschienen und kostet DM 98,-.

Die Bezugsadresse ist:

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Strasse 135
63067 Offenbach

Literatur

^{/1/}Müller-Westermeier, G.: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 193, Offenbach 1995

**The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on
Precipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
(GSNMC PRECIP)**

S.Rösner

Rational, Introduction and Background

High quality and reliable climatological data are needed for many scientific and commercial purposes. Therefore, these data are globally collected and disseminated on the Global Telecommunication System (GTS) of the World Meteorological Organization (WMO) by special observing stations on the land surface. A special code, named 'CLIMAT', was defined for this purpose. Presently about 2500 stations are designated by the Member Countries to the WMO as climatological (or CLIMAT) stations.

In order to improve climatological co-operation and to support climatological activities a Global Climate Observing System (GCOS) was established in 1992 by four international organisations: the World Meteorological Organization (WMO), the Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO, the United Nations Environment Programme (UNEP), and the International Council of Science (ICSU). The Global Climate Observing System, GCOS, is intended to meet the needs for:

Climate system monitoring, climate change detection and monitoring the impacts of and the response to climate change, especially in terrestrial ecosystems and mean sea-level;

Data for application to national economic development;

Research toward improved understanding, modelling and prediction of the climate system.

Meanwhile, the GCOS Upper-Air Network (GUAN) and the GCOS Surface Network (GSN) are established with the aim to provide high quality and reliable climate data.

A initial selection of a GSN was published in 1997. Ranking and selecting by use of an objective method led to about 1000 GSN stations (Fig. 1).

The Monitoring Centres

The need for monitoring the performance of this network was recognised and therefore the operational exchange of the GSN temperature and pressure data via CLIMAT messages on the GTS should be monitored routinely. Two GSN Monitoring Centres are now established. The DWD monitors the GSN data flow including consideration of data availability and data quality with special regard to precipitation, and the Japan Meteorological Agency (JMA) does so for temperature.

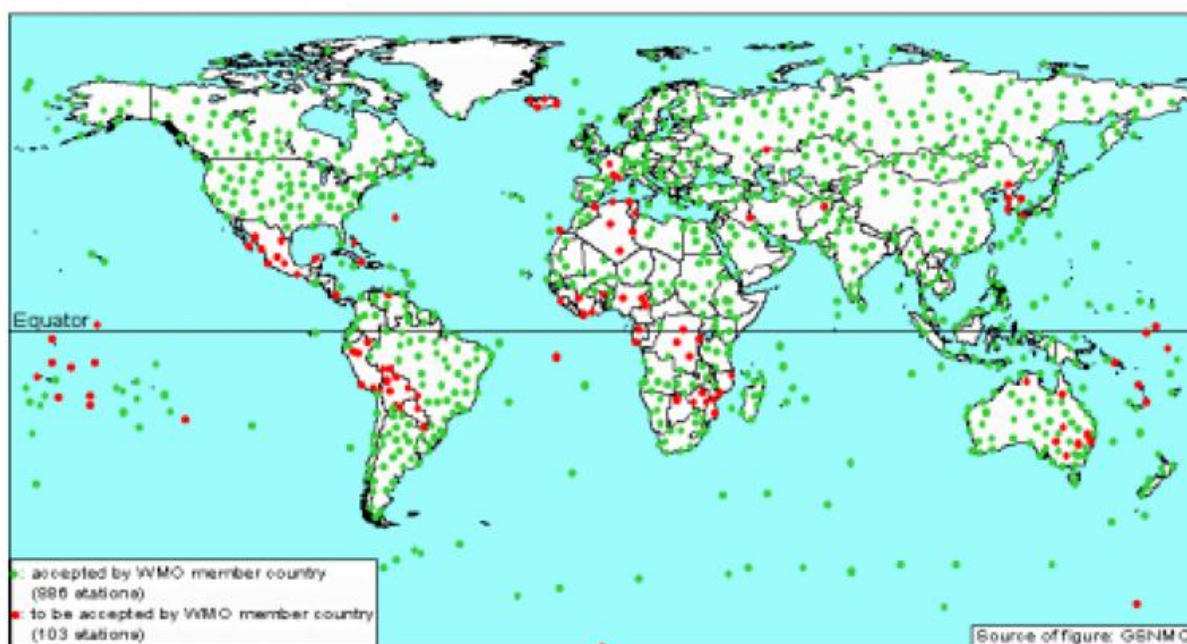


Fig 1 Distribution of the 989 GCOS Surface Network (GSN) stations as of June 1999.

Tasks of the GSN Monitoring Centres are (GCOS-53, 1999):

- To monitor the availability, timeliness and completeness of the CLIMAT messages distributed via GTS to improve the performance of the GSN;
- To perform basic quality control and assurance procedures for GSN stations to obtain high quality and completeness of the data set.

Results of the monitoring activities are published in biannual reports.

First Results

At the beginning of each month the CLIMAT messages of the preceding month are exchanged between the National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs) on the GTS of the WMO. The GSNMCs agreed to collect these messages until a certain cut-off date, set to day 21 00 UTC.

The two Monitoring Centres also had to make sure, that they use as far as possible the same data base for their monitoring procedures. This was achieved by the definition of the above mentioned collecting period and implementation of an identical software at both centres for decoding incoming CLIMAT messages. This software, developed at the DWD, is also able to detect format errors in the CLIMAT messages, and to correct some of these errors.

The monitoring activities started in January 1999 with the monitoring the availability of CLIMAT messages at the GSNMCs. The quality control and quality monitoring will start in January 2000.

Fig. 2 gives a typical example of the distribution of daily incoming and cumulative available February 1999-CLIMAT messages as they were received at the GSNMCs in March 1999.

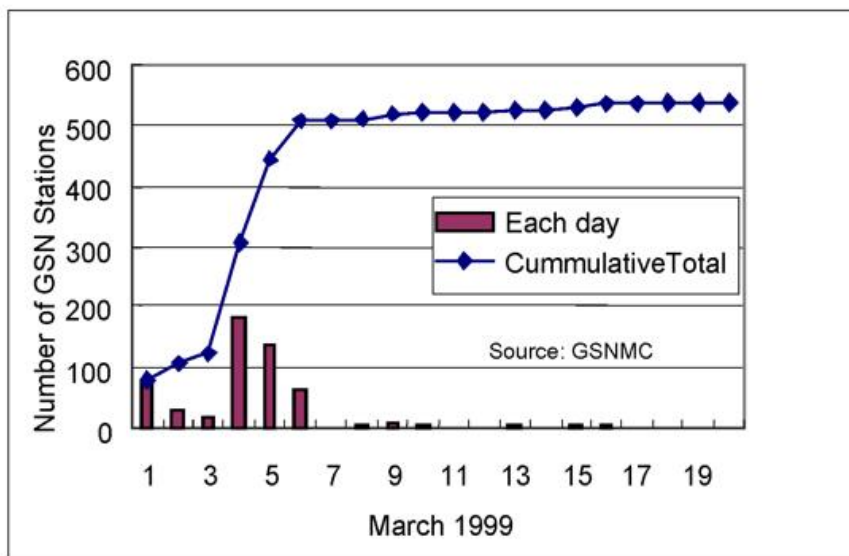


Fig. 2 Number of CLIMAT messages for February 1999 from GSN stations, received at the GSNMCs in March 1999.

The monitoring results for the first 6 months of 1999 show that an average of about 50% of the expected CLIMAT messages from GSN stations were available at the GSNMCs (Fig. 3).

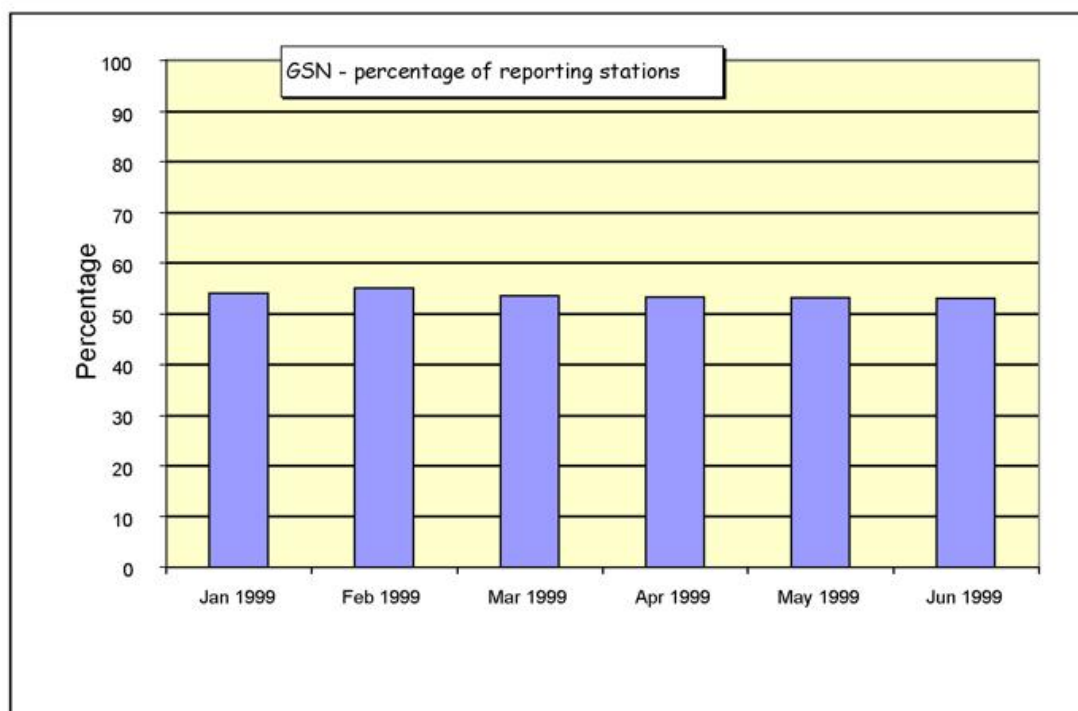


Fig. 3 Percentage of all GSN stations reporting CLIMAT before day 21 , at 00 UTC of the following month.

The availability is different between the different WMO Regional Associations (WMO-RAs). It varies from 30% to almost 80% and is not constant with time (Fig. 4).

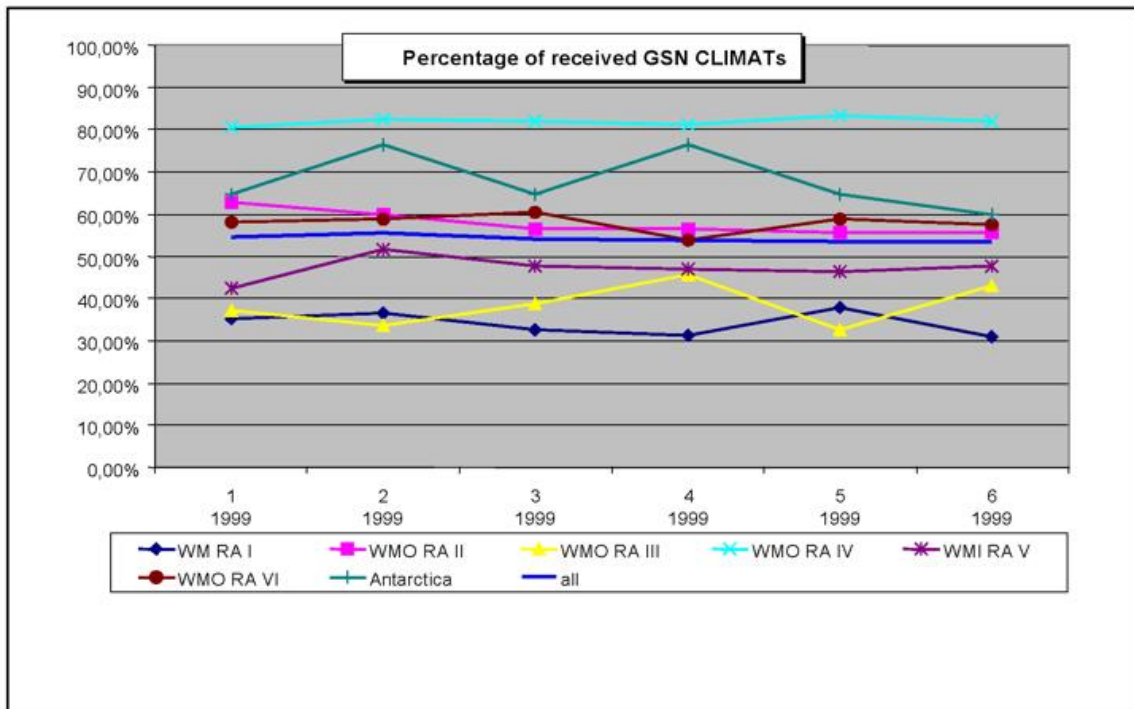


Fig 4 Percentage of received GSN CLIMATs at DWD for each WMO RA.

Next Steps

Quality check procedures are planned start in January 2000. First results about quality of GSN CLIMAT precipitation and temperature data will be included in the GSNMC Monitoring Report N^o. 3 (monitoring period January to June 2000).

The focus of the GSNMC PRECIP operated by the DWD will be on the quality of the monthly precipitation amounts. For these quality checks the procedures developed and operationally in use by the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) will be applied. Details on these procedures may be found on the Internet and will also be included into the monitoring report.

References

GCOS-53 (WMO/TD-No. 958), 1999: GCOS Surface Network (GSN) Monitoring Centre Implementation Meeting (Offenbach, Germany, 19-20 January, 1999).

GPCC on the Internet: <http://www.dwd.de/research/gpcc/>

GCOS on the Internet: <http://www.wmo.ch/> (--> GCOS) and http://www.dwd.de/research/klis/e_index.htm (--> 'International activities' --> 'GCOS')

GCOS Networks on the Internet: <http://www.wmo.ch/web/gcos/networks.htm>

**Training Workshop of the
Satellite Application Facility on Climate Monitoring¹**

P. Hechler

As part of the new distributed EUMETSAT ground segment the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF) will form the basis for an operational long-term monitoring of the climate system by generating and archiving high quality data sets and information resulting from quality monitoring activities on a continuous basis. In this respect the focus is given to cloud and radiation parameters, sea surface temperature and sea ice cover and a statistical evaluation of vertical profiles of temperature and humidity.



The CM-SAF, with support by the European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) and by Deutscher Wetterdienst (DWD), is preparing for a

CM-SAF Training Workshop

at the end of November/beginning of December 2000 in Dresden/Germany.

¹ s.Klimastatusbericht 1997, Seite 74

The purpose of the Workshop is to:

- make potential users aware of the CM-SAF, its plans and future products
- consolidate the definition of user requirements for the forthcoming Operational Phase
- initiate training activities in the use of CM-SAF products.

The Workshop is targeted at potential future CM-SAF users, for example: climatologists, satellite data users, experts in support to validation of CM-SAF products, climate and ecosystem researchers and modellers, and others.

The programme will comprise:

- presentation of the CM-SAF,
- presentation of the CM-SAF background: EUMETSAT satellite programmes, other Satellite Application Facilities, related international activities etc.,
- presentations by participants on the potential use of CM-SAF products,
- round table sessions on themes of special interest: data policy, user expectations and needs, training concept etc.

The Workshop duration will be of the order of three days, the Workshop language will be English only.

For contact and further information on the CM-SAF project as well as on the Workshop please visit our public WebPage:

<http://www.dwd.de/research/event.htm>.

or contact

martin.werscheck@dwd.de

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CLIMAT	über GTS verbreitete Monatswerte
CLINO	Climatological Normals (z.Zt. 1961-1990)
CM-SAF	SAF on Climate Monitoring
DU	Dobson Units
DWD	Deutscher Wetterdienst
EM	Europa Model des DWD
ENSO	EL Nino/Southern Oscillation
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GCOS	Global Climate Observing System
GME	Global Model Extended
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GSN	GCOS Surface Network
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper-air Network
nFK	nutzbare Feldkapazität
ICSU	International Council for Science
IOC	International Ozone Commission
IPG	Internationale Phänologische Gärten
JMA	Japan Meteorological Agency
KOSTRA	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung
LIDAR	Light Detection and Ranging (laser radar)
MAP	Meteorologisches Applikations- und Präsentationssystem
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
MGN	Maximierter Gebietsniederschlag
MOHp	Meteorological Observatory Hohenpeissenberg
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NMHS	Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg
NOAA-CPC	National Oceanic and Atmospheric Administration-Climate Prediction Centre
PMP	Probable Maximum Precipitation
QBO	Quasi-Biennial Oscillation of equatorial stratospheric wind
RA	Regional Associations
SAF	Satellite Application Facility
SST	Sea Surface Temperature
SYNOP	(code for) synoptic observations
UNEP	United Nations Environment Programme
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UTC	Co-ordinated Universal Time
WA	antizyklonal Westlage
WCRP	World Climate Research Programme
WMO	World Meteorological Organization

WS	südliche Westlage
WW	winkelförmige Westlage
WZ	zyklonale Westlage
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anschriften der Autoren

NAME	ANSCHRIFT	EMAIL
Dr. Berz, Gerhard	MünchenerRückversicherungs-Gesellschaft 80791 München	GBerz@munichre.com
Dr. Bissolli, 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
Czeplak, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frahmredder 95 22393 Hamburg	gerhard.czeplak@dwd.de
Dr. Dittmann, Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Fuchs, Tobias	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	tobias.fuchs@dwd.de
Dr. Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	gerstengarbe@pik-potsdam.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Bernhard-Nocht-Str. 78 20359 Hamburg	christina.lefebvre@dwd.de
Löpmeier, Franz-Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesalle 50 38116 Braunschweig	loepmeier@zamf.fal.de
Dr. Malitz, Gabriele	Deutscher Wetterdienst Lindenberger Weg 24 13125 Berlin-Buch	gabriele.malitz@dwd.de
Dr. Menzel, Anette	TU München Am Hochanger 13 85 354 Freising	menzel@met.forst.tu-muenchen.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
Otte, Ulrich	Deutscher Wetterdienst Wallneyerstr. 10 45133 Essen	ulrich.otte@dwd.de
Dr. Österle, Hermann	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	hermann.oesterle@pik-potsdam.de
Rapp, Jörg	J.W. Goethe-Universität Intitut für Meteorologie und Geophysik 60054 Frankfurt/Main	Rapp@meteor.uni-frankfurt.de
Dr. Rudolf, Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Trampf, Walter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	walter.trampf@dwd.de
Dr. Werner, Peter C.	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. Postfach 60 12 03 14412 Potsdam	werner@pik-potsdam.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat "Grundlagen der Klimaüberwachung"
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand: März 2000

Redaktion:

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

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

Index

A

Aerosolgehalt	78
Agenda-21	119
Aktivität	
solare	78
Analysen	
extremwertstatistische	40
Auswertung	
extremwertstatistische	35

B

Biomonitoring	105
Blattentfaltung	101, 105
Blattverfärbung	101, 104
Bodenfeuchte	
mittlere, jährliche	72
Böentage	22

C

Chlor	
anthropogenes	80
Chlorbelastung	
stratosphärische	78
CLINO-Perioden	108
Clusteranalyse	116
CM-SAF	128

D

Dauerstufe	36
Drucktendenz	
extreme	13
Dürregrenze	68

E

Eistage	65
El Nino	114
Erstfrühling	102
EUMETSAT	128

F

Feldkapazität	
nutzbare	68
Feuchte	
Trend	84
Frosttage	65
Fruchtreife	104

G

GCOS	124
Gebietsniederschlagshöhe	
maximierte	37
Gesamtozon	78
GPCC	127
Grasreferenzverdunstung	48
Grenzschicht	
atmosphärische	19
Grundschicht	80
GSN	124

GTS	124
GUAN	124

H

Hochsommer	75
Hochwasserscheitel	33

I

ICSU	124
IOC	124

J

Jahresniederschlag	65
Jahrhunderthochwasser	26
Jährlichkeit	36

K

Klima	
-diagnose	134
-überwachung	134
Klimaänderungen	17, 79
Klimaänderungssignal	116
Klimaatlas	122
Klimatrends	17, 20
Kriging-Verfahren	26

L

Laubverfärbung	103
Leitphase	101

M

MGN	37
Mitteltemperatur	55

N

Niederschlag	48
Niederschlagsklimatologie	
Weltzentrum für	26

O

Orkan	7
Anatol	7
Lara	66
Lothar	66
Orkantief	12, 66
Ostwindzirkulation	88
Oszillation	
quasi-zweijährige	78
Ozean-Atmosphäre-Modell	
gekoppeltes	23
Ozonabbau	
chlorbedingter	80
Ozonminimum	80
Ozonschicht	
stratosphärische	78
Ozonschichtdicke	78
Ozontrends	80
vieljährige	80

<i>P</i>		Schneeglöckchenblüte.....	102
Pfingsthochwasser.....	26	Trendanalyse.....	101, 105, 107
Pflanzenphänologie.....	100	klimatologische.....	109
Phasen		Trendmonitoring.....	109
phänologische.....	99	Trend-Rausch-Verhältnis.....	107
Photoperiode.....	99	Trockenheitsindex.....	48, 49
PMP.....	37	Definition.....	49
<i>R</i>		Jahresgang.....	49
Rauhigkeitslänge.....	19	Tropopausenhöhe	
Repräsentanz.....	107	mittlere.....	79
räumliche.....	20	Troposphäre.....	80, 89
zeitlich, räumlich.....	107	Erwärmung.....	79
zeitliche.....	108	<i>U</i>	
<i>S</i>		UNEP.....	124
Schneeglöckchenblüte.....	101	<i>V</i>	
Schneeschnelze.....	31	Vegetationsperiode.....	101
Signifikanz		Verlängerung.....	105
statistische.....	107	Verdrängungshöhe.....	19
Sommertag.....	64	Verdunstung.....	48
Sonnenscheindauer.....	56, 64	tatsächliche.....	48
Spitzenböen.....	19	Vollfrühling.....	75
Starkniederschlagsereignisse.....	35	Vollherbst.....	103
Starkniederschlagstage.....	65	Vorfrühling.....	75, 101
Stationsnetz		Vulkanaerosole.....	79
Projektierung von.....	109	Vulkaneruption.....	78
Stratosphäre.....	80, 89	<i>W</i>	
Abkühlung.....	79	Wachstumsstress.....	68
Sturmhäufigkeit.....	17	Wasserbilanz.....	48
Sturmtage.....	21	Jahresgang.....	49
<i>T</i>		klimatische.....	69
Temperaturen		Wasserstress.....	73
Jahresmittel.....	64	Wassertemperaturen.....	66
Test		Wasserversorgung	
nicht-parametrisch.....	107	optimale.....	48
Thermopluviogramm.....	52	Welkepunkt.....	70
Tierphänologie.....	100	Wetterlagenklassifikation	
Tornado.....	57	objektive.....	82
Transpiration.....	68	WMO.....	124
Trend.....	107	<i>Z</i>	
Birkenblattverfärbung.....	104	Zirkulationsindizes.....	79
Buchenblattentfaltung.....	103	Zonalzirkulation.....	113, 114
Niederschlagshöhe, Lufttemperatur.....	108		