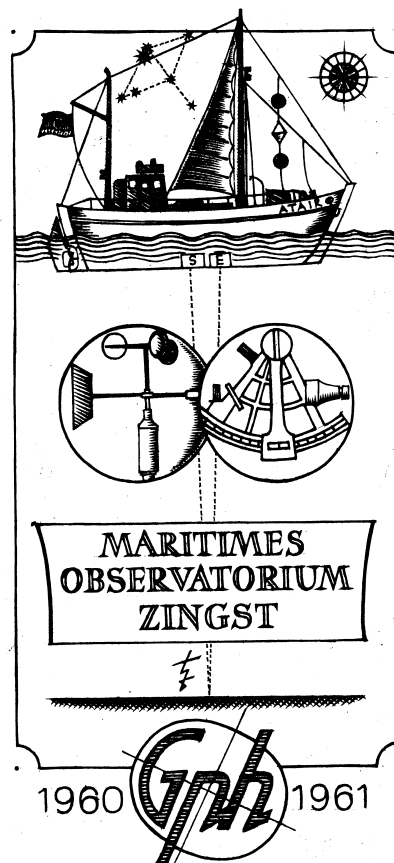


Beiträge zur Klima- und Meeresforschung

Aus Anlass des 70. Geburtstages
von Peter Hupfer



H. J. Gierke

herausgegeben von

F.-M. Chmielewski

Th. Foken

Berlin / Bayreuth 2003

Frank-M. Chmielewski, Thomas Foken (Hrsg.)

Beiträge zur Klima- und Meeresforschung

Aus Anlass des 70. Geburtstags von Peter Hupfer

Mit 108 Abbildungen und 48 Tabellen

Eigenverlag Chmielewski & Foken, Berlin/Bayreuth, 2003

Priv.-Doz. Dr. Frank-Michael Chmielewski
Humboldt-Universität zu Berlin
Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät
Institut für Pflanzenbauwissenschaften
Lehrgebiet Agrarmeteorologie
Albrecht-Thaer-Weg 5
14195 Berlin
Email: chmielew@rz.hu-berlin.de

Professor Dr. Thomas Foken
Universität Bayreuth
Abteilung Mikrometeorologie
Universitätsstraße 30
95440 Bayreuth
Email: thomas.foken@uni-bayreuth.de

Titelbild: Grafik zum Maritimen Observatorium Zingst, von Prof. H. Ilgenfritz, 1960

ISBN 3-00-011043-7, Eigenverlag Chmielewski & Foken, Berlin/Bayreuth

Die Verantwortung für den Inhalt der Beiträge liegt bei den Autorinnen/Autoren. Die Beiträge in diesem Band gelten „als Manuskript gedruckt“.



CC BY 4.0

Vorwort

Mit diesem Band gratulieren wir, die Autorinnen und Autoren sowie ehemalige Kollegen, Mitarbeiter und Studenten Herrn Prof. Dr. *Peter Hupfer* herzlich zur Vollendung des 70. Lebensjahres am 23. März 2003. Nach langjährigem Wirken an der Universität Leipzig war er von 1979 bis zum Erreichen der Altersgrenze im Jahr 1998 am damaligen Meteorologischen Institut bzw. am Institut für Physik der Humboldt-Universität als Hochschullehrer tätig.

Da der Studiengang Meteorologie an der Humboldt-Universität zu Berlin seit 1997 nicht mehr besteht, wurde diese Form der Ehrung eines verdienstvollen Angehörigen der Universität gewählt, dessen Wirken über die Grenzen der Fakultät und der Universität weit hinausging.

Wir wünschen dem Jubilar für die Zukunft gute Gesundheit und Erhaltung der Schaffenskraft, damit er noch weitere Beiträge auf den von ihm bearbeiteten Wissenschaftsgebieten erbringen kann.

Wir danken allen Firmen, die das Vorhaben materiell unterstützten und somit das Erscheinen dieser Festschrift ermöglichten.

Prof. Dr. F. Henneberger
Direktor des Instituts für Physik der Humboldt-Universität zu Berlin

Die Herausgeber

Frank-M. Chmielewski

Thomas Foken

Berlin/Bayreuth, März 2003

Inhalt

Vita Peter Hupfer	1
Beiträge zur Klimaforschung	
<i>K. Dethloff, A. Rinke, D. Handorf, A. Weisheimer, W. Dorn, M. Fortmann</i> Arctic climate simulations on the basis of global and regional models	5
<i>H. F. Graf, B. Langmann</i> Indonesian smoke aerosols from peat fires and the contribution from volcanic sulfur emissions	17
<i>F.-W. Gerstengarbe, K. Fraedrich, H. Österle, P.C. Werner</i> Space-time variability of observed temperature trends	25
<i>H. Pethe, J. Riemann</i> Zur Relevanz der Extremwerte meteorologischer Größen	33
<i>J. Jacobeit, A. Dünkeloh</i> Zirkulationsdynamik mediterraner Niederschlagsschwankungen – kanonische Korrelationsanalyse für das Winterhalbjahr seit Mitte des 20. Jahrhunderts	39
<i>M. Börngen</i> Curt Weikins Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas	51
<i>C.-D. Schönwiese</i> Jahreszeitliche Struktur beobachteter Temperatur- und Niederschlagstrends in Deutschland	59
<i>A. Helbig</i> Niederschlag und Verdunstung im Raum Trier	69
<i>F.-M. Chmielewski</i> Rezente Veränderungen der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Berlin-Dahlem, 1931-2000	79
<i>W. Kuttler, A.-B. Barlag</i> Angewandte Stadtklimaforschung im Ruhrgebiet	91
<i>Th. Foken</i> Besonderheiten der Temperaturstruktur nahe der Unterlage	103
Beiträge zur Klimawirkungsforschung	
<i>B. Tinz, G. Jendritzky</i> Europa- und Weltkarten der Gefühlten Temperatur	113
<i>F.-M. Chmielewski, A. Müller, E. Bruns</i> Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000	125

Beiträge zur Meeresforschung

<i>O. A. Kuznecov</i> PETER HUPFER als Ozeanologe	135
<i>H.-J. Brosin</i> Das Forschungsschiff "Professor Albrecht Penck"- über 50 Jahre im Dienste der Meeresforschung	139
<i>E. Hagen</i> Baroclinic Rossby waves in the northeast Atlantic Ocean?	149
<i>H.U. Lass, H. Prandke</i> A study on the turbulent mixed layer in the Baltic Sea	159
<i>G. Schmager</i> Maritim-meteorologische Informationen für Seeverkehr und Offshoreindustrie. Neues vom Wellenatlas	169
<i>K. D. Aurada</i> Ostsee-Hydrologie zwischen Klima- und Technikfolgenabschätzung	179
<i>H. Schinke, W. Matthäus</i> Beeinflussen Fernwirkungen das Auftreten von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee?.....	189
<i>H.-D. Birr</i> Zur Geschichte des Stralsunder Pegels. Ältester Küstenpegel Mecklenburg- Vorpommerns	199
<i>H. Baudler</i> Frische Nehrung und Frisches Haff in der Literatur bis 1945	209
<i>A. Raabe</i> Die Variabilität klimatischer und ozeanographischer Größen an einer Küstenlinie - graue Literatur und graue Daten	219
<i>A. Raabe, Th. Foken</i> Die Höhe der internen Grenzschicht im Windfeld nach einer sprunghaften Änderung der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage - Beispiel Küste ...	227
<i>G. N. Panin</i> Parametrization of the near-surface water boundary layer processes	239
<i>H.-J. Schönfeldt</i> Quantitative Bestimmung des äolischen Sedimenttransports	249
Aus dem Schriftenverzeichnis von <i>P. Hupfer</i>	259
Doktoranden von <i>P. Hupfer</i>	267
Habilitationsgutachten von <i>P. Hupfer</i>	269
Autorenverzeichnis	270

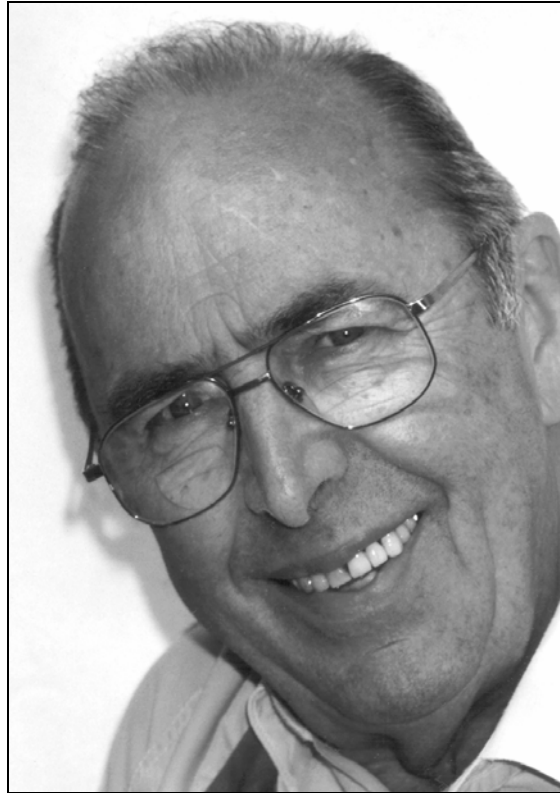


Foto: K. Deutscher, 2001

Vita Peter Hupfer

Peter Hupfer wurde am 23. März 1933 in Zwickau in Sachsen geboren. Seine Eltern waren zu dieser Zeit selbständig und besaßen einen kleinen Konfektionsbetrieb. Obwohl seine Schuljahre in die Kriegs- und Nachkriegszeit fielen, erhielt er eine solide humanistisch-altsprachliche Ausbildung am Zwickauer Gymnasium. Im Jahr 1951 legte er dort die Reifeprüfung ab und bezog ab Wintersemester 1951/52 die Leipziger Universität, um Meteorologie zu studieren. Die Berufswahl war ihm nicht leicht gefallen. Ursprünglich ins Auge gefasste Richtungen wie Jura oder Journalistik konnten in jener Zeit für ihn nicht in Betracht gezogen werden, so dass es eine „kleine naturwissenschaftliche Richtung“ sein sollte, wobei die Wahl dann schließlich auf Meteorologie fiel. Seine akademischen Lehrer in Leipzig waren *Hölder, Beckert, Burckhardt, Ilberg, Kockel, Lamprecht, Hesse, Philipps, Sonntag, G. Schmidt* und andere. In seiner Diplomarbeit beschäftigte er sich mit Aufbau und Dynamik sommerlicher Kaltlufttropfen.

Mit einem Sonderdiplom für ausgezeichnete Leistungen im Studium in der Tasche trat er im Herbst 1955 seine erste Arbeitsstelle in der Abteilung Meereskunde des Seehydrographischen Dienstes der DDR an, die von *Erich Bruns* geleitet wurde und aus der später das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften hervorging. *Hupfer* befasste sich dort mit den theoretischen und praktischen Grundlagen der Ozeanographie, nahm an Messfahrten in der Ostsee teil und führte selbständig Untersuchun-

gen in den Küstengewässern Vorpommerns durch. Im Jahr 1957 war er Teilnehmer der ersten Expedition des sowjetischen Forschungsschiffes „Michael Lomonossow“ im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres in den Nordatlantik, wo ihm die Durchführung von Wellenregistrierungen oblag.

Einer Einladung von *Karl Schneider-Carius* folgend, kehrte er im gleichen Jahr als Assistent an das Geophysikalische Institut der Universität Leipzig zurück, um dort die Arbeitsrichtung Meereskunde und maritime Meteorologie aufzubauen. Diese Gebiete hatten damals in Ostdeutschland keine akademische Pflegestätte mehr, so dass Ende 1956 ein der Universität zugehöriges Maritimes Observatorium in Zingst gegründet worden war. Damit war die Entwicklung von *Hupfer* für einen längeren Zeitraum festgelegt. Er widmete sich der Einrichtung von mehrwöchigen Studentenkursen (das Observatorium stand Studenten interessierter Studiengänge aus allen in Frage kommenden Universitäten offen), die er bis 1979 leitete. Daneben galt es, das Observatorium in bescheidenem Umfang so auszubauen, dass Forschungsarbeiten möglich wurden. Dabei richtete sich das Interesse zunächst vor allem auf den bis dahin kaum erforschten Darß-Zingster Bodden, wobei ihm Nachweis und Beschreibung der dort charakteristischen hydrographischen Fronten gelangen.

Angeregt durch Arbeiten von *Richard Scherhag* (Erwärmung der Arktis) und *Karl Goedecke* (Erwärmung der Nordsee) legte er daneben als Dissertation die häufig zitierte Arbeit „Meeresklimatische Veränderungen in der Beltsee seit 1900“ vor (1961). In dieser Arbeit hat er nicht nur die regionalen Langzeitänderungen meteorologischer und ozeanographischer Größen dargestellt, sondern auch die ursächlichen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation sowie Auswirkungen der eingetretenen Änderungen untersucht. Die Befassung mit rezenten Klimaschwankungen und ihren Konsequenzen wurde damit eine der durchgehenden Linien seiner wissenschaftlichen Tätigkeit.

Am Observatorium wandte sich *Hupfer* ab 1963 vor allem dem Problemkreis „Einflüsse der Küste auf Atmosphäre und Meer“ zu. Damit wurde eine in der Küstenforschung neue Richtung aufgebaut, die dort bis in die 1990er Jahre hinein tragfähig blieb. Mit der Arbeit „Der Wärmehaushalt und die Temperaturverhältnisse in der ufernahen Zone des Meeres - dargestellt am Beispiel der Ostsee bei Zingst“ habilitierte er sich im Jahr 1967. Die umfangreichen Untersuchungen erbrachten neue Erkenntnisse zu den thermischen und dynamischen Gesetzmäßigkeiten in der ufernahen Zone sowie zum Strandklima.

In den Leipziger Jahren blieb er dem Institut für Meereskunde der Akademie eng verbunden, nicht zuletzt durch seine Freundschaft mit dem langjährigen Direktor Klaus Voigt. Er war an zahlreichen Promotions- und Habilitationsverfahren von Mitarbeitern dieses Instituts als Betreuer und Gutachter beteiligt.

Im Jahr 1970 zum Hochschuldozenten berufen, formierte er am Fachbereich Geophysik die Arbeitsgruppe Ozeanologie, zu der neben dem Maritimen Observatorium nun auch Mitarbeiter sowie eine mechanische und eine elektronische Werkstatt in Leipzig gehörten. In dieser Zeit hielt er im Rahmen des Meteorologiestudiums Vorlesungen in Ozeanographie, zu den Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre sowie zur Einführung in die Hydrologie. Er erhielt Lehraufträge an der TU Dresden, der Bergakademie Freiberg und langfristig (bis 1979) an den Universitäten in Rostock und Berlin. Gastvorlesungen führten ihn mehrmals an die Moskauer Universität und an das Gdansk Polytechnikum. Er wurde Mitglied der Kommission Meeresforschung und

-nutzung im Forschungsministerium und war stellv. Vorsitzender der Hauptforschungsrichtung Meeresforschung bis 1990.

Höhepunkte in dieser Phase seines Lebens waren die von ihm vorgeschlagenen komplexen Küstenexperimente im Rahmen des RGW (COMECON), die unter Teilnahme russischer, baltischer, polnischer, bulgarischer und deutscher Wissenschaftler zuerst 1973 in Zingst (EKAM-73), dann an der polnischen (LUBIATOWO-Experimente) und an der bulgarischen Küste (KAMTSCHIJA-Experimente) bis in die 1980er Jahre hinein stattfanden. Darüber hinaus beteiligte er sich in dem für ihn möglichen Rahmen an der internationalen Zusammenarbeit der Ostseeländer und an der Tätigkeit von SCOR.

Stark beeinflusst vom frühen Tod seiner ersten Frau und dem Wunsch nach einem persönlichen Neubeginn entschied sich *P. Hupfer*, die 1979 bestehende Möglichkeit der Berufung auf einen klimatologisch ausgerichteten Lehrstuhl für Meteorologie (Nachfolge *Friedrich Kortüm*) an der Sektion Physik der Humboldt-Universität zu Berlin wahrzunehmen. Hier übernahm er u.a. die Klimatologie-Vorlesungen sowie Lehrveranstaltungen im Grundstudium. Ein wesentliches Anliegen war ihm auch die regelmäßige Durchführung von Weiterbildungsveranstaltungen auf den Gebieten der Statistik und der modernen Klimatologie. In der Arbeitsgruppe Klimaforschung haben er und die weiteren Mitarbeiter (*M. Olberg, A. Helbig, H.-F. Graf, F.-M. Chmielewski* u.a.) sowie Doktoranden und Studenten überwiegend klimadiagnostische Untersuchungen an damals verfügbaren langen Zeitreihen durchgeführt, aber es wurden auch Ansätze zur Klimamodellierung und globalen Betrachtungsweise gefördert. Er hat die Lehrtätigkeit und die Arbeitsgruppe auch in den Jahren weitergeführt, in denen er in der Leitung der Sektion Physik tätig war. In dieser Zeit entstand in Zusammenarbeit mit Studenten u.a. die Klimatographie „Das Klima von Berlin“ (erschienen 1990). Hervorzuheben ist auch das unter seiner Leitung in der zweiten Hälfte der 1980er Jahre entstandene Werk „Das Klimasystem der Erde“, das ursprünglich als Wortmeldung vornehmlich von DDR-Klimatologen zum Klimaproblem gedacht war und 1991 erschien. In all den Jahren war ihm die kameradschaftliche Zusammenarbeit mit Mitarbeitern und Studenten sowie die Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses ein wichtiges Anliegen, woraus zahlreiche, bis heute bestehende freundschaftliche Verbindungen hervorgingen.

Nach der politischen Wende 1989/90 erwies es sich, dass die Themen der Arbeitsgruppe Klimaforschung kompatibel zu Aufgabenstellungen der gesamtdeutschen Klimaforschung waren, so dass die Untersuchungen rasch eine wirksame Förderung erfahren konnten. Die Jahre bis zum Übergang in den Ruhestand waren von besonderer Aktivität gekennzeichnet. *Hupfer* wirkte seit dem 4. Oktober 1990 zunächst als Gast, dann als Mitglied bis 1995 im Klimabeirat der Bundesregierung mit. Er hat in Gründungskommissionen für das Institut für Ostseeforschung und das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung sowie in weiteren Gremien teilgenommen. Sowohl für seine alte Arbeitsrichtung in Zingst als auch für die landwirtschaftlich orientierte Klimafolgenforschung konnten effektiv Weichen für die weitere Entwicklung gestellt werden. Er setzte sich aber auch zusammen mit Mitarbeitern durch die Übernahme von Vorlesungen und Seminaren über einige Jahre hinweg dafür ein, dass arbeitslos Gewordene mit Hochschulbildung zu Umweltberatern umgeschult werden konnten. Vortragsreisen führten ihn an zahlreiche Universitäten und Einrichtungen. Seit 1991 nimmt er regelmäßig an den Tagungen des Arbeitskreises Klima der Deutschen Geographischen Gesellschaft

teil, da ihm die Zusammenarbeit mit Klimageographen stets ein besonderes Anliegen war und ist. Im gleichen Jahr organisierte er zusammen mit *R. Sausen* die 2. Deutsche Klimatagung in Neubrandenburg, und 1997 unterstützte er *C.-D. Schönwiese* bei der Ausrichtung der 4. Konferenz in Frankfurt a. M. In der zweiten Hälfte der 1990er Jahre entstanden mehrere Bücher, darunter „Unsere Umwelt: Das Klima“ und die Weiterführung des bekannten Werkes von *Ernst Heyer* „Witterung und Klima“ (herausgegeben zusammen mit *W. Kuttler*), ein Projekt, um dessen Realisierung er schon seit Ende der 1980er Jahre bemüht war.

P. Hupfer war stets interessiert, die breite Öffentlichkeit über den globalen Klimawandel und die damit verbundenen Folgen zu informieren. Er war somit aktiv an der Vorbereitung und an der Durchführung der Hamburger Informationsveranstaltung im Jahre 1998 beteiligt und ist gemeinsam mit *J. L. Lozan* und *H. Graßl* Herausgeber des Buches „Warnsignal Klima“ bzw. „Climate of the 21st Century: Changes and Risks“.

Mit einem relativ umfangreichen Projekt waren er und seine Mitarbeiter überdies an dem Bund-Länder-Vorhaben „Klimaänderungen und Küste“ beteiligt.

Ende Mai 1998 ging *P. Hupfer* in den Ruhestand über, was aber seinen fachlichen Interessen und Plänen keinen Abbruch tat. Es sind überwiegend erneut Fragen der Ostsee in Verbindung mit Langzeitänderungen meteorologischer und ozeanographischer Größen, die von ihm aufgegriffen werden. Ein Beispiel dafür ist die 2003 auf seine Initiative hin erscheinende Monographie "Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung - Sturmfluten - Klimawandel".

(siehe auch die Verzeichnisse am Ende des Bandes)

Arctic climate simulations on the basis of global and regional models

K. Dethloff, A. Rinke, D. Handorf, A. Weisheimer, W. Dorn und M. Fortmann
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Potsdam, Deutschland

Abstract

The combination of general circulation and regional climate models together with improved observations over the Arctic Ocean has a big potential to improve the understanding of the coupled atmosphere-ocean-sea-ice system and processes of the recent and past climate system by dynamical downscaling. Increased horizontal and vertical resolution and improvements in the parameterisation schemes are required. This holds for the stable planetary boundary layer over sea and land ice, e. g. Handorf et al. (1999), the vertical turbulent mixing processes, the cloud-radiation and aerosol interactions, the hydrological cycle over the Arctic Ocean and connected cloud cover changes. The precipitation minus evaporation pattern and river runoff, permafrost and soil properties could exert an influence on the thermohaline circulation. These questions are currently addressed by the international Arctic Regional Climate Intercomparison Project ARC-MIP. Strong uncertainties exist in interpreting the observed changes in sea-ice thickness and other atmospheric variables over the last decades in the Arctic. These changes could be part of a natural cycle of climate variability connected with the nonlinear dynamics of the Arctic climate system.

1. Introduction

The improved understanding of climate variability during the last decades has resulted in an increased awareness of the vulnerability of society to climate changes and a great public concern about possible anthropogenic climate changes, as discussed in BERNHARDT ET AL. (1986), TAUBENHEIM ET AL. (1990), HUPFER (1991, 1996), LOZAN ET AL. (1998) and DETHLOFF ET AL. (2003). The problem of global change requires to attribute observed climate changes to natural sources of variability and anthropogenic forcing factors. The Arctic is an area of the world, where climate change is likely to be largest and where natural variability has always been substantial. Recent climate modelling results have highlighted the Arctic as a region of particular importance and vulnerability to global climate change.

Current climate models predict a greater warming as a result of increased carbon dioxide for the Arctic than for the rest of the world. The impacts of this warming, including the melting of sea ice and changes to terrestrial and marine ecosystems are likely to be significant, (IPCC WG2, 2001). The projections of future climate changes are complicated by complex interactions and nonlinear feedbacks of the Arctic climate system with other parts of the world as a result of global teleconnections and atmospheric and oceanic wave trains. For this reason, current estimates of future climate changes for the Arctic based on coupled atmosphere-ocean general circulation models (AOGCMs) vary significantly as indicated in Fig. 1. The model results disagree as to

both the magnitude of changes and especially the regional aspects of these changes. The global models indicate a 2 to 6 degrees C warming of the Arctic by the year 2070, with considerable uncertainty around these estimates and large model-to-model differences (KÄLLÉN ET AL., 2001).

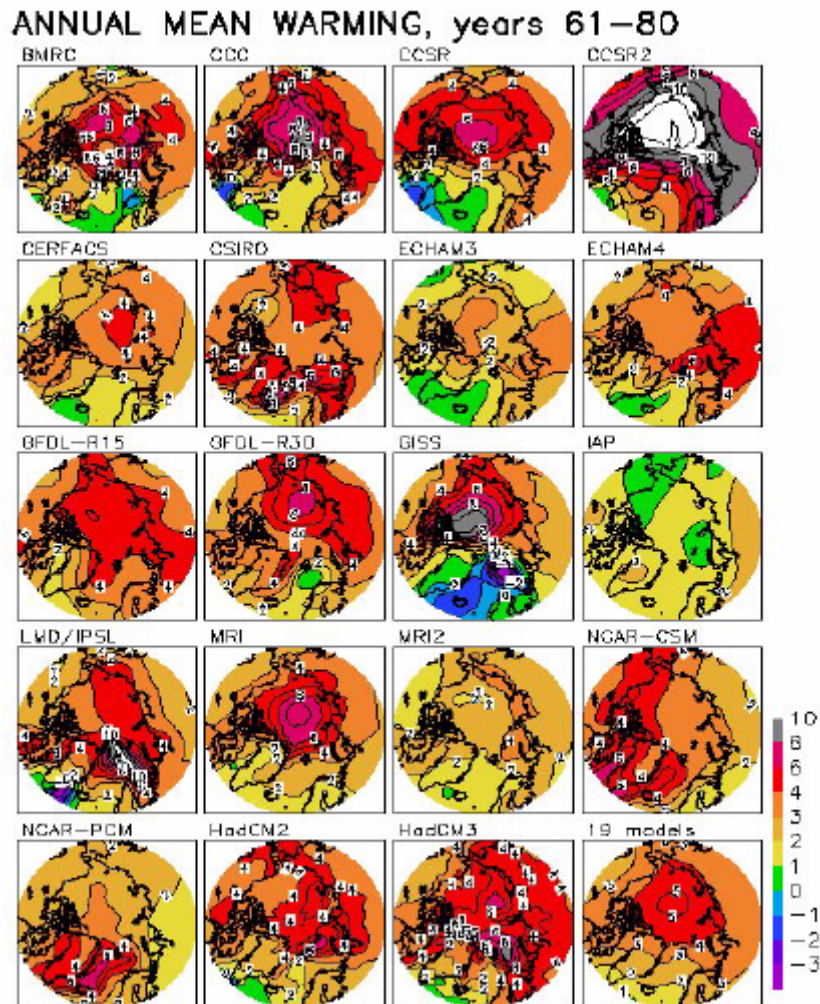


Fig. 1: Estimates of future climate changes for the time period 2061-2080, KÄLLÉN ET AL., 2001

The assessment of potential impacts of climate change has generally relied on model data from coarse resolution Atmosphere-Ocean General Circulation Models, incapable of resolving spatial scales less than 300 km. These models include only a limited physical representation of the coupled atmosphere-ice-ocean-land-biosphere system and are insufficient in simulating the spatial structure of temperature and precipitation in areas of complex topography (e.g. Greenland, Alaska, Siberia). The description of regional and local atmospheric circulation systems (narrow jet cores, mesoscale convective systems, sea-breeze circulations, shallow stable planetary boundary layers) and the representation of processes at high frequency temporal scales (e.g. precipitation frequency, intensity distribution, surface wind variability, snow redistribution) are likewise insufficient to provide accurate information. Therefore a main target is to better identify and model the important key processes of the climate system, including natural variability, than has been done so far using coarse resolution AOGCMs. This is

carried out by introducing a better description of physical processes in the oceans, cryosphere, atmosphere, land and biosphere including their interactions in high-resolution regional climate models. This will be based on identifying and modelling of the key processes and through an assessment of the improved understanding in the light of analysis of instrumental as well as paleoclimatic and paleoenvironmental records.

Global climate models (STOTT ET AL., 2000) indicate that global warming over the next decades as a result of increasing levels of anthropogenic greenhouse gases and as a result of natural climate variations will be particularly pronounced in the northern regions connected with snow and ice albedo feedbacks. It will be further modulated by nonlinear interactions among atmospheric, sea-ice, ocean and land processes. For this reason, current estimates of future climate changes for the Arctic based on coupled atmosphere-ocean general circulation models vary significantly. The model results disagree as to both the magnitude of changes and especially in the regional aspects of these changes.

Climate variations on the interannual and decadal time scale are a result of externally and anthropogenically forced climate variability connected with solar radiation changes, trace gases and ozone variations and aerosol loading in the atmosphere. Beside this, internal mechanisms of climate variability connected with preferred oscillation modes and limited numbers of large-scale nonlinear circulation regimes have been identified. Chaotic transitions between different circulation regimes have the potential to build substantial atmospheric anomalies leading to long period oscillations in the climate system, as pointed out by LORENZ (1976) and CHARNEY, DE VORE (1979). SURA (2002) introduced the concept of noise induced transitions and showed that transitions between low and high index states might occur as a result of high frequency fluctuations, parameterized by additive stochastic processes.

Forced climate changes are difficult to detect, because the climate system is extremely complex due to the nonlinear interactions of its components. Global climate models allow the set up of experiments to explore the nature of the climate system and to detect the causes of climate changes, but they have difficulties for an adequate reproduction of local and regional climate conditions. Regional climate model studies (LYNCH ET AL., 1995) have shown, that the simulation of regional spatial patterns of precipitation and temperature compared to the driving global climate model can be improved substantially as a result of better representation of topography, nonlinear energy transfer, hydrodynamic instability processes and other high-resolution forcing factors. The key factors to make quantitative statements about the expected response to future climate scenarios are well validated and state-of-the-art climate models with credibility on the regional scale. Regional climate models of the Arctic (ARCSyM, HIRHAM) have been developed (LYNCH ET AL., 1995, DETHLOFF ET AL., 1996, RINKE ET AL., 1999a) and the intercomparison and evaluation provide the foundation for improved treatment of physical process parameterizations and the description of the fully coupled atmosphere, sea-ice-ocean and land system.

The combined use of coupled GCM's and regional climate models is likely a powerful resource for improving the understanding of nonlinear decadal scale variations with considerable amplitudes on longer time scales with strong regional ocean, sea ice and land surface feedbacks mainly in the Arctic, which have global implications and consequences. Regional models can offer higher spatial resolution of potential future

impacts than is currently offered by coupled AOGCMs. The regional climate models are generally driven by global models or reanalysis, but can include supplemental nonlinear dynamical feedbacks. This fundamental nonlinear aspect of climate is particularly important in the Arctic because of the high natural variability and the active feedback mechanisms. High-resolution climate simulations over the Arctic might be an extremely fruitful vehicle in providing high-resolution fields of the hydrological variables for the determination of the surface energy budget and the Arctic freshwater budget as pointed out by KATTSOV ET AL. (2000) and DETHLOFF ET AL. (2001, 2002).

2. Circulation regimes and decadal climate variability

One of the basic properties of the climate system is its nonlinear nature. As possible causes of climate variability on time scales of decades to centuries nonlinear atmospheric variability, nonlinear variability of the atmosphere-ocean-biosphere system, solar variability, variability in the aerosol loading of the atmosphere and variability in the atmospheric trace gas concentrations have been discussed. While external factors mentioned above have been investigated in detail, the knowledge of the influence of nonlinear atmospheric dynamical processes on climate processes is rather poor. Infinitesimal changes or uncertainties in the initial conditions due to nonlinear interactions rapidly spread to the whole spectrum of atmospheric motions and even large-scale atmospheric structures can change which dominates the circulation over seasons. Differences in the initial state can lead to different types of circulation patterns particularly in high latitudes which can result in strong westerly flows or alternatively in a blocking pattern.

The atmosphere fluctuates on a broad time scale and undergoes strong interannual variations but the mechanisms of this variability are not yet understood. Long-term integrations with simple atmospheric models showed a pronounced climate signal in the decadal time scale due to internal nonlinear processes. JAMES AND JAMES (1989, 1992) integrated a simplified atmospheric circulation model without orography over 1.100 years and detected a red spectrum excited by the internal nonlinear dynamic with strongest variability in the decadal time scale. JAMES ET AL. (1994) showed, that the atmospheric low frequency variability was caused by stochastic contributions but also by the low-dimensional nonlinear dynamics. KURGANSKY ET AL. (1996) detected decadal climate variability in a barotropic low-order model of the atmosphere and DETHLOFF ET AL. (1998) in 10.000 year run with a baroclinic atmospheric low-order model.

The temporal behaviour of the first spectral component of the barotropic stream function by integrating a two-layer baroclinic low-order model with constant forcing over 10.000 years is determined by large-scale fluctuations, which are a result of natural interactions and the nonlinear interplay between the orographically and thermally forced planetary wave patterns and instable baroclinic systems. The model oscillates between a quasi-periodic and a chaotic atmospheric circulation state as described in DETHLOFF ET AL. (1998), WEISHEIMER (2000) and WEISHEIMER ET AL. (2003). The quasi-periodic state corresponds to a High-Index state with strong zonal flow. The chaotic state resembles a Low-Index state with strong planetary waves and a blocking pattern.

Fig. 2 shows the wavelet transform spectra of the first principal component of the barotropic stream function by integrating a two-layer baroclinic low-order model over

10.000 years from WEISHEIMER (2000). The dash-dotted lines separate regions where edge effects become important. The thick contour envelopes areas of larger than 95 % confidence for a corresponding red noise process. Dominant periods exist on the decadal time scale as well on the millennial time scale only as a result of the nonlinear dynamics of the chaotic system. These long time scales exist even in the absence of oceanic processes or other processes with long term memory.

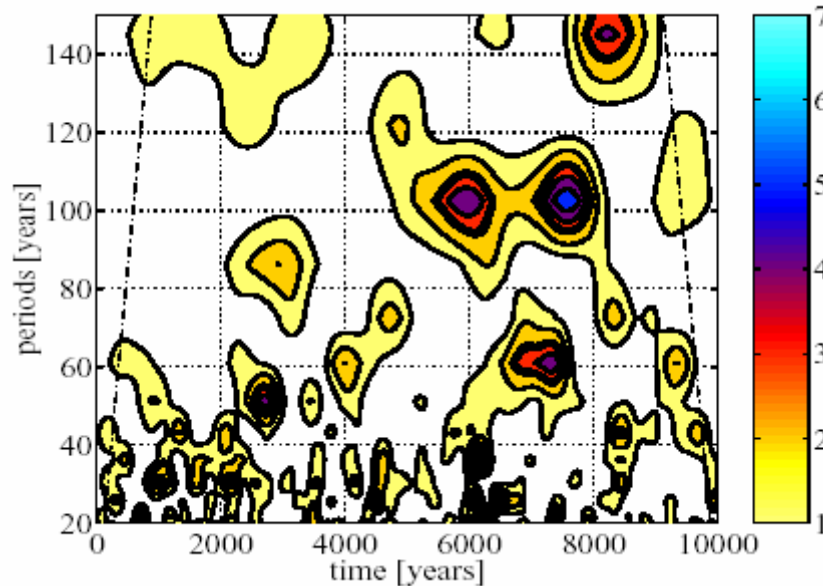


Fig. 2: Wavelet transform spectra with dominant periods in the decadal time scale range of the first principal component of the barotropic stream function over the 10.000 years simulation with a low-order model.

Based on the hypothesis of CORTI ET AL. (1999), that climate variability can be understood by changes in the frequency of occurrence of preferred atmospheric circulation regimes, we investigated whether coupled atmosphere-ocean climate models of different complexity have the potential to simulate natural atmospheric circulation regimes. Therefore, 1000-year long integrations with constant external forcing have been analysed. In order to identify atmospheric circulation regimes, the probability distributions of atmospheric variables in a reduced phase space have been calculated for simulations with the coupled models. The investigated models comprise a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity and the complex coupled atmosphere-ocean circulation models ECHAM3-LSG and ECHO-G, (LEGUTKE AND VOSS, 1999), which both include a flux correction with a potential unknown influence on the decadal scale climate variability of the models.

Significant non-Gaussian uni-, bi-, and trimodal probability density functions have been found in different 100-year segments. Fig. 3 shows the distinct atmospheric large-scale structures for a bimodal probability density function (PDF) and support the idea that climate variability could be described by changes in the frequency of the occurrence of preferred large-scale circulation states, in this case between the positive and negative phase of the Northern Atlantic Oscillation (NAO). The atmosphere has a tendency to persist in one of the multiple large-scale states for a few months and then switch to another state. The ECHAM3/LSG as well as ECHAM4-HOPE-G seem to underestimate the observed natural variability in comparison with data. The results on the multimodality of different models has been discussed and compared with known analyses of ob-

served data in WEISHEIMER ET AL. (2001, 2003).

HANDORF ET AL. (1999) investigated the variability of a coupled model of moderate complexity and showed the existence of internal circulation modes. HANDORF ET AL. (2003) discussed the natural sea-ice variability results of a 1000 year run with the ECHO-G model. The currently observed high latitude warming and the connected sea-ice cover changes could be connected with natural circulation changes within the realm of historic variability, in agreement with CORTI ET AL. (1999) and with long-term integrations over thousands of years in a hierarchy of global climate models with different complexity.

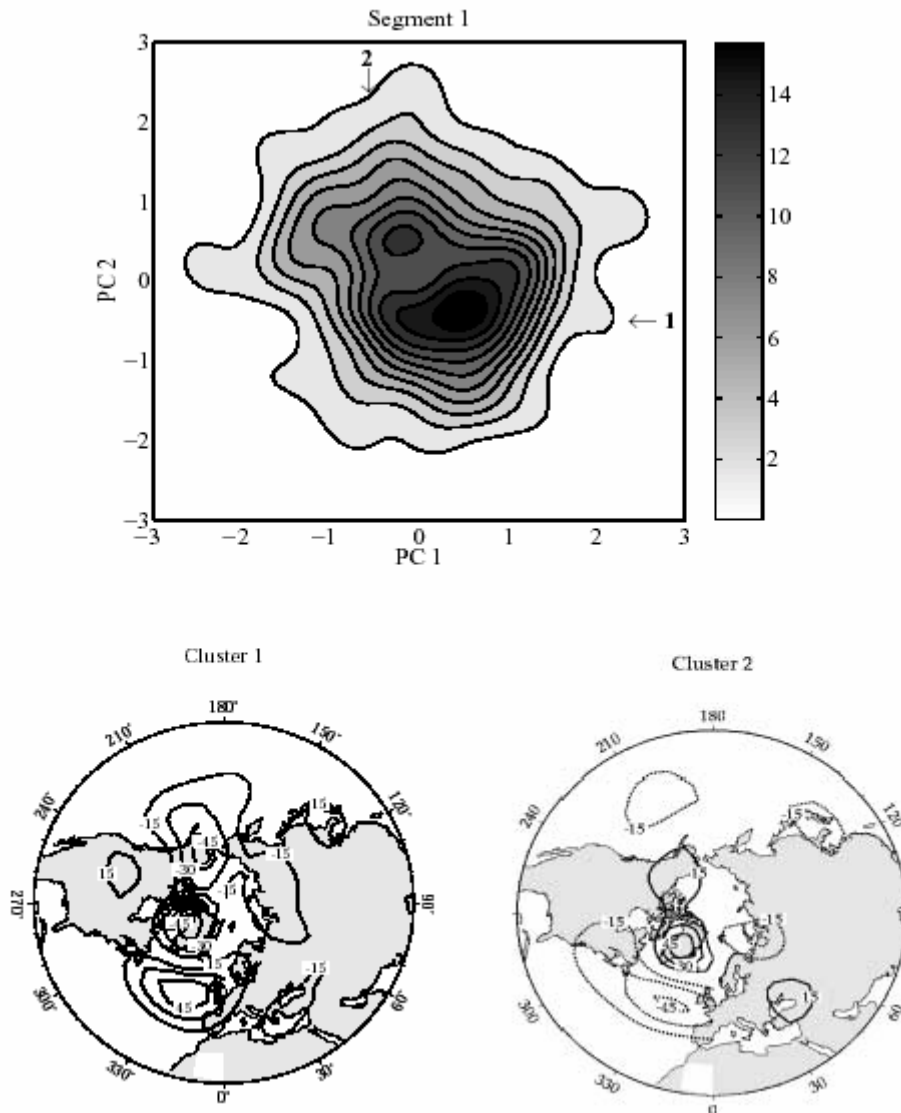


Fig. 3: PDF of the first 100 year segment of the ECHAM3/LSG simulation. The PDF has been calculated in the two-dimensional phase space. PC1 and PC2 indicate the projection coefficients of the 500 hPa geopotential height data onto EOF1 and EOF2. Mean pattern of geopotential height anomalies in gpm of those years belonging to cluster 1 (l.h.s.) and cluster 2 (r.h.s.)

3. Regional climate changes of the Arctic

In the recent debate on climate change and global warming, one of the central problems

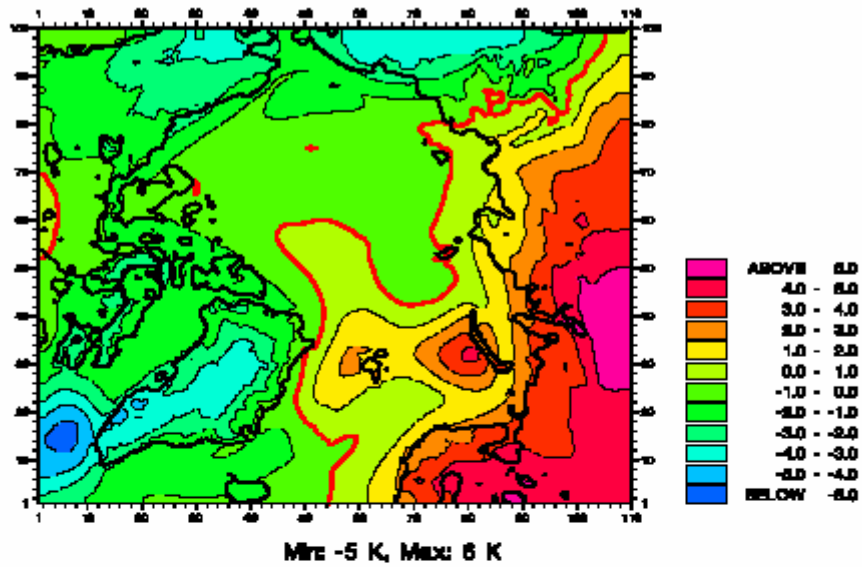
is the confidence in estimations and distinctions of anthropogenic versus natural variability. CORTI ET AL. (1999) showed that the observed tropospheric warming manifested itself in a changing frequency of occurrence of preferred circulation states. The high resolution regional model HIRHAM4 was used to determine the influence of natural climate variations connected with the nonlinear climate system interactions. The large-scale lateral and lower boundary forcing for the regional model downscaling was delivered from a long-term run of the coupled general circulation model ECHO-G.

The regional climate model HIRHAM4, developed by CHRISTENSEN ET AL. (1996) is based on prognostic equations for the horizontal wind components, temperature, specific humidity, cloud water content and surface pressure. HIRHAM4 uses the physical parameterization packages of the general circulation model ECHAM4, developed by ROECKNER ET AL. (1996). These parameterizations include radiation, land-surface processes, sea-ice processes, planetary boundary layer, gravity wave drag, cumulus convection and stratiform clouds. An advanced parametrization for precipitation processes is adopted. The integration domain covers the Arctic north of 65° N with 110 by 100 grid points and a horizontal resolution of 0.5 by 0.5 degrees. The vertical discretization consists of 19 irregularly spaced levels in hybrid sigma-p coordinates from the surface up to 10 hPa with 5 vertical layers in the planetary boundary layer. The model time step was 300 s. At the lateral and lower boundaries HIRHAM4 was forced by the ECMWF re-analysis data. The lateral forcing includes all prognostic variables except the cloud water content. The information from the lateral boundaries was transferred to the model interior by a boundary relaxation in a 10 grid point wide boundary zone with boundary data updated four times per day. At the lower boundary ECMWF analyzed sea surface temperature and sea-ice fraction have been used. The validation of the model simulations against observational data and dependence on initial conditions and parameterization schemes have been described in RINKE ET AL. (1999a, 1999b, 2000b), RINKE AND DETHLOFF (2000a) and DETHLOFF ET AL. (2001, 2002).

The long-term run of the coupled general circulation model ECHO-G was carried out with prescribed constant external forcing for present-day climate conditions. 600 years of this simulation were analysed to find periods persisting over several years either with mainly warm or mainly cold conditions during the Arctic winter. Two warm and two cold periods, each of 6 years duration, were selected for the regionalization of the Arctic climate in January. The performed model simulations, described by DORN ET AL. (2000) show that a warm or cold Arctic winter climate is connected with two distinct circulation states of the Arctic atmosphere. These states are characterized by a different location and extension of the tropospheric vortex with the vortex center over the western Arctic in warm Januarys or over the eastern Arctic in cold Januarys. These different locations of the vortex are linked to a different synoptic activity and different meridional transports of heat and moisture into the central Arctic.

The same model ECHO-G run was used to investigate the influence of positive and negative phases of the North Atlantic Oscillation (NAO) in the mean sea level winter pressure. Figure 4 from DORN (2001) shows the 2m temperature differences and the precipitation differences between positive and negative NAO phases on the basis of HIRHAM simulations. In positive NAO winters the temperatures over the continents are warmer and a pronounced cooling occurs at the south-west coast of Greenland. In positive NAO winters there is more precipitation over Northern Europe and the eastern Arctic.

2m temperature (NAO+ minus NAO-, DJF)



Precipitation (NAO+ minus NAO-, DJF)

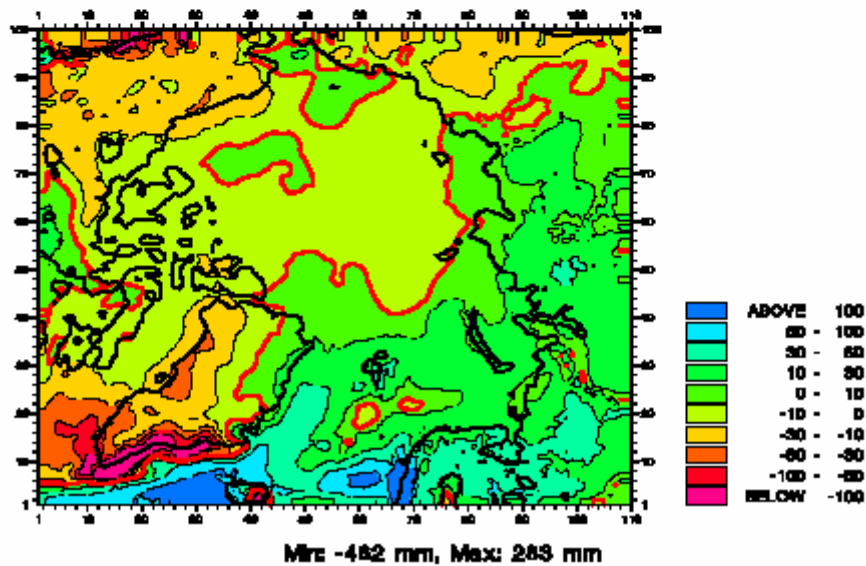


Fig. 4: The 2m temperature differences (K) and the precipitation differences (mm) between positive and negative NAO phases on the basis of HIRHAM simulations.

4. Direct climatic influence of Arctic Haze

During late winter and early spring atmospheric turbidity increases in the Arctic, well known as Arctic Haze, as a result of long-range aerosol transports from industrial areas. An atmospheric aerosol block has been implemented into HIRHAM4 to determine the direct influence of aerosols on the radiation balance and changes in the atmospheric circulation patterns. The aerosol forcing can cause a regional warming or cooling in a temperature range of 1 K in dependence on the specific atmospheric conditions and sea-ice distributions. The aerosol forcing is also strongly influenced by the ice cloud parameterization, (FORTMANN ET AL., 2003).

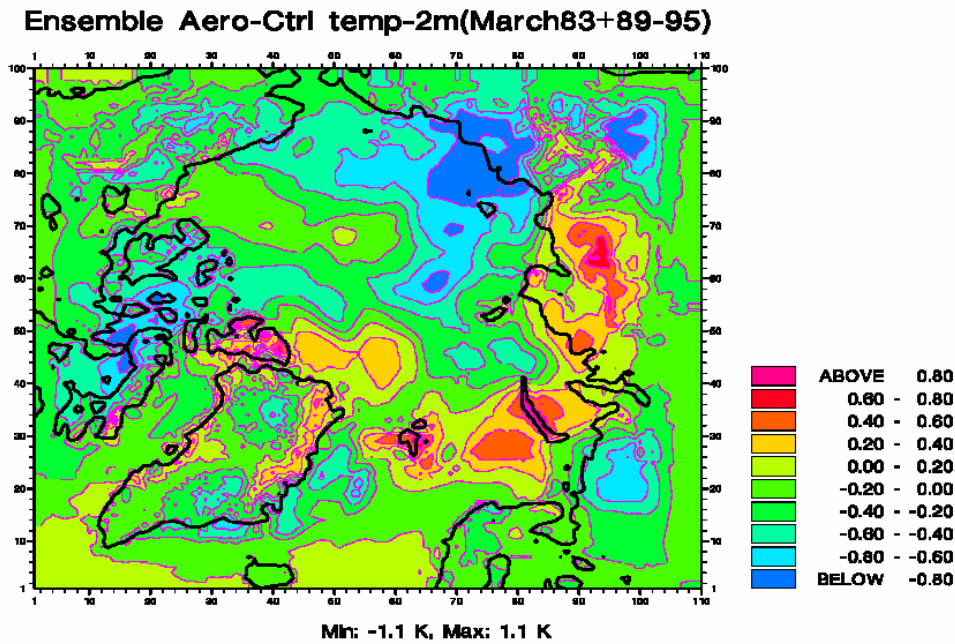


Fig. 5: The surface air temperature signal (K) for an March ensemble (1983 and 1989-95) assuming a constant aerosol layer in 850 hPa

5. A coupled regional atmosphere-ocean-sea-ice model of the Arctic

Sea ice motion in the Arctic is mainly determined by atmospheric wind forcing, and the circulation patterns of the atmosphere depend strongly on the sea-ice distribution. The recently observed thinning of the Arctic sea-ice cover (ROTHROCK ET AL., 1999) might be connected with the strong atmosphere-sea-ice interaction.

A coupled regional atmosphere-ice-ocean model has been developed and integrated for the whole year 1990, which was a year with anormal high ice extent in the Arctic. The annual cycle of the mean sea level pressure over the Arctic Ocean computed by the coupled model is in agreement with the atmospheric model using prescribed sea surface temperatures, (RINKE ET AL., 2003). The simulations of the coupled model show a consistency with the ECMWF reanalyses and atmosphere only simulations, but further evaluation against in-situ data are needed to detect the systematic biases in dependence of different model parameterization packages.

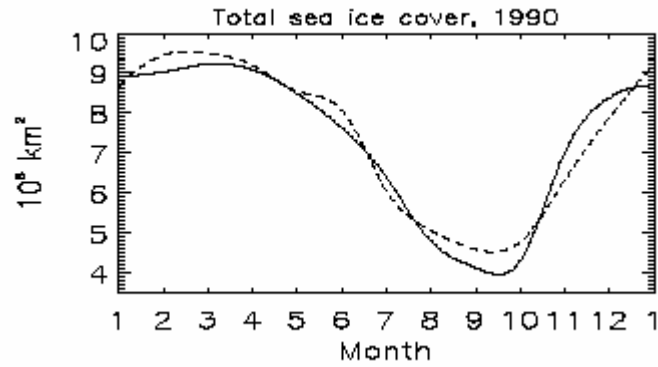


Fig. 6: Yearly change of the total sea-ice cover in 1990 in the HIRHAM-MOM simulations (solid line) and in the NSIDC data (dashed line) provided by J. Maslanik, NSIDC Boulder.

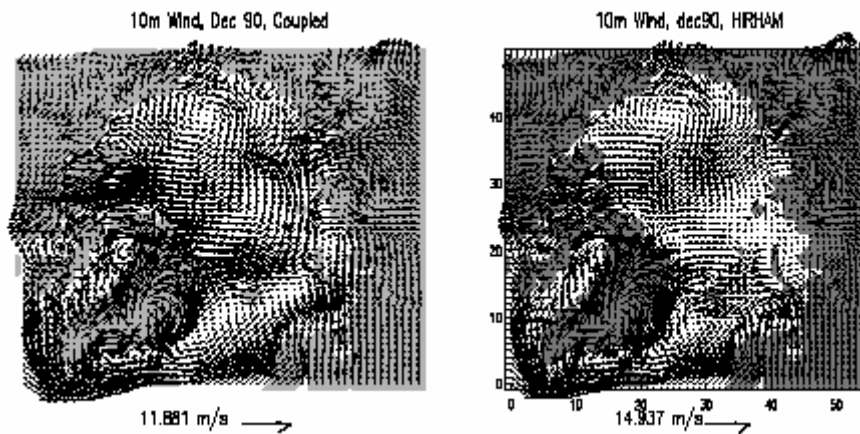


Fig. 7: Distribution of the 10 m wind (m/s) in the coupled HIRHAM-MOM (left) and atmosphere only (right) simulations for December 1990.

The simulated wind distribution of the coupled model HIRHAM-MOM is shown in Fig. 7 together with the atmosphere only version. The main atmospheric circulation pattern which drives sea-ice pattern like the Beaufort gyre and the transpolar drift are very well reproduced and the developed coupled model will allow to determine and understand the regional feedbacks of the Arctic.

References

- BERNHARDT, K., P. HUPFER, E. A. LAUTER, 1986. Säkulare Änderungen in der atmosphärischen Umwelt des Menschen, *Berichte der Akad. Wiss. DDR, Math. Naturwiss. Techn.*, 4N, 49 S.
- CHARNEY, J., J. G. DE VORE, 1979. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking, *J. Atmos. Sci.*, 36, 1205-1226.
- CHRISTENSEN, J. H., ET AL., 1996., The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, *DNMI Sci. Rep. 96-4*, Copenhagen, 51 pp.

- CORTI, S., ET AL., 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, 398, 799-802.
- DETHLOFF, K., ET AL., 1996. Regional climate model of the Arctic atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 101, 23401-23422.
- DETHLOFF, K., A. WEISHEIMER, A. RINKE, D. HANDORF, M. V. KURGANSKY, W. JANSEN, P. MAASS, P. HUPFER, 1998, Climate variability in a nonlinear atmosphere-like dynamical system, *J. Geophys. Res.*, 103, 25957-25966.
- DETHLOFF, K., ET AL., 2001, Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary layer parameterizations in a regional climate model, *Tellus*, 53, 1-26.
- DETHLOFF, K., ET AL., 2002, Recent Greenland accumulation estimated from regional climate model simulations and ice core analysis, *J. Climate*, 15, 2821-2832.
- DETHLOFF, K., 2003, Nonlinear dynamics of the climate system, in H. FISCHER, T. KUMKE, G. LOHMANN, G. FLÖSER, H. MILLER, H. VON STORCH und J. F. W. NEGENDANK (Eds.): *The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models*, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, (in press).
- DORN, W., ET AL., 2000. Distinct circulation states of the Arctic atmosphere induced by natural climate variability, *J. Geophys. Res.*, 105, 29659-29668.
- DORN, W., 2001. Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell, Diss., *Universität Potsdam*, 120 S.
- FORTMANN, M, ET AL., 2003, Direct climate forcing by Arctic Haze, *in preparation*.
- HANDORF ET AL., 1999. The stable atmospheric boundary layer over an antarctic ice sheet. *Boundary-Layer Meteorology* 91, 165-189.
- HANDORF, D., ET AL., 1999, Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity, *J. Geophys. Res.*, 104, 27253-27275.
- HANDORF, D., 2003, Internal climate variability in global and regional climate models, In H. FISCHER, T. KUMKE, G. LOHMANN, G. FLÖSER, H. MILLER, H. VON STORCH und J. F. W. NEGENDANK (Eds.): *The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models*, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, (in press).
- HUPFER, P., 1991, Das Klimasystem der Erde. Diagnose und Modellierung, Schwankungen und Wirkungen, *Akademie-Verlag Berlin*, 464 S.
- HUPFER, P., 1996. Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte. *Teubner Verlagsgesellschaft Stuttgart und Leipzig*, 335 S.
- IPCC, Climate change 2001. Impacts, adaptation and Vulnerability, contribution of Working group II to the Third assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change (McCarthy et al. et al., Eds.) *Cambridge University Press*.
- JAMES, I. N., P. M. JAMES, 1989. Ultra-low-frequency variability in a simple atmospheric circulation model, *Nature*, 342, 53-55.
- JAMES, P. M., K. FRAEDRICH, I. N. JAMES, 1994. Wave-zonal-flow interaction and ultra-low-frequency variability in a simplified global circulation model. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 120, 1045-1067
- KATSOV, V. M., ET AL., 2000, Atmospheric climate models: Simulations of the Arctic Ocean freshwater budget components. *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, E. L. LEWIS, Ed., Kluwer Academic, 209-247.
- KÄLLÉN, E., ET AL., 2001, Report from the Arctic climate impact assessment modeling and scenarios workshop, *January 29-31, Stockholm*.
- KURGANSKY, M.V., K. DETHLOFF, I. A. PISNICHENKO, H. GERNANDT, F.-M. CHMIELEWSKI, W. JANSEN 1996. Long-term climate variability in a simple, nonlinear atmospheric model, *J. Geophys. Res.*, 101, 4299-4314.

- LEGUTKE, S., and R. VOSS, 1999, The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G, *Tech. Rep. 18*, DKRZ, Hamburg, 62 pp.
- LOZAN, J. L., H. GRAßL, P. HUPFER, 1998. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Warnsignal Klima. *GEO Hamburg*, 463 S.
- LYNCH, A., ET AL., 1995, Development of a regional climate model of the western Arctic, *J. Climate*, *8*, 1555-1570.
- ROECKNER, E., ET AL., 1996, The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, *MPI Rep. 218*, Hamburg, 90 pp.
- RINKE, A., ET AL., 1999a, Arctic winter climate and its interannual variations simulated by a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19027-19038.
- RINKE, A. et al., 1999b, High resolution climate simulations over the Arctic, *Polar. Res.*, *18*, 1-9.
- RINKE, A., and K. DETHLOFF, 2000a, On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions, *Clim. Res.*, *14*, 101-113.
- RINKE, A., ET AL., 2000b, Intercomparison of Arctic regional climate simulations, Case studies of January and June 1990., *J. Geophys. Res.*, *105*, 29669-29683.
- RINKE, A., ET AL., 2003, A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations, *J. Geophys. Res.*, in press.
- ROTHOCK, D. A., ET AL., 1999, Thinning of the Arctic Sea-Ice cover, *Geophys. Res. Letters*, *26*, 3469-3472.
- STOTT, P. A., ET AL., 2000, External control of 20 the century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, *290*, 2133-2137.
- TAUBENHEIM, J., G. V. COSSART, G. ENTZIAN, 1990. Evidence of CO- induced progressive cooling of the middle atmosphere derived from radio observations, *Adv. Space Res.*, *110*, 71-174.
- WEISHEIMER, A, 2000, Ultra-low-frequency variability of large-scale atmospheric circulation patterns in spectral low-order models, *Ber. Polarforsch.* *356*, 174 pp.
- WEISHEIMER, A., ET AL., 2001, On the structure and variability of atmospheric circulation regimes in coupled climate models, *Atm. Sci. Lett.*, doi:10.1006.
- WEISHEIMER, A., ET AL., 2003, Extratropical low-frequency variability in a three-level quasi-geostrophic atmospheric model with different spectral resolution, *J. Geophys. Res.*, in press.

Indonesian smoke aerosols from peat fires and the contribution from volcanic sulfur emissions

H. F. Graf und B. Langmann
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Hamburg, Deutschland

Abstract

The island arc volcanoes in and around Indonesia have been permanently degassing for thousands of years, thereby contributing significantly to the total emissions of sulfur species in that region. The hot and wet tropical weather conditions with high solar irradiation and regular daily precipitation during the wet season lead to efficient removal of oxidised sulfate by wet deposition. This is accumulated in the Indonesian peat areas, which serve as natural sponges, soaking up rain during the wet season and slowly releasing moisture into the atmosphere during the dry season. When peat forests are drained for land clearing purposes, the peat quickly dries out and becomes extremely flammable. When ignited, the composition of the burning peat mainly determines the fire aerosol chemical composition and microphysical properties. In this paper we investigate the contribution of volcanic sulfur emissions to wet deposition of sulfur in Indonesian peat swamp areas based on numerical simulations carried out with a global atmospheric circulation model including the tropospheric sulfur cycle. Our study suggests that the observed hygroscopicity and elevated sulfur content of the Indonesian peat fire aerosols is due to accumulated volcanic sulfur.

1. Introduction

In Indonesia, vegetation fires represent a significant source of trace gases and aerosols. During the haze episode in 1997 several measurements of the chemical composition of the fire aerosol have been performed. Most of them focus on the organic components (e.g. FANG ET AL., 1999; NARUKAWA ET AL., 1999, KUNII, 1999), some on inorganic material (e.g. ORLIC ET AL., 1999, PINTO and GRANT, 1999). Only a few studies exist about the microphysical properties of the fire-generated aerosols (e.g. GRAS ET AL., 1999, HOYNINGEN-HUENE ET AL., 1999, NAKAJIMA ET AL., 1999). However, the knowledge of the Indonesian fire aerosol chemical composition and microphysical properties is required in detail to understand and predict their impact on climate, human health, flora and fauna.

Several studies of the Indonesian smoke haze episodes in 1997 emphasise the particular relevance of peat fire emissions (e.g. LEVINE, 1999, PAGE ET AL., 2002). A distinct higher sulfur content was observed in this peat fire aerosols compared to other vegetation fire aerosols (GRAS ET AL., 1999), which could not be explained yet. In this paper we present a possible explanation by pointing out the connection between the observed sulfur enhancement in the Indonesian fire aerosol as well as in the major burning material which is peat, and quasi-permanent volcanic sulfur emissions.

2. Vegetation fires and smoke aerosols in Indonesia

Every year during the dry season land clearing fires are inflamed in Indonesia. Usually, the burning activities cease in October / November with the beginning of the northern monsoon rains. In 1997 / 1998 the strong El Nino lead to severe drought conditions. Land-clearing fires became uncontrolled particularly on Kalimantan (Borneo) and Sumatra. Reduced convective activity during August until October 1997 favours the wide spread of the vegetation fire emissions causing several episodes with intense smoke and haze heavily affecting also Malaysia and Singapore. At Palangkaraya on Borneo and Jambi on Sumatra, both located close to the vegetation fires, up to $4,000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ total suspended particulate matter were measured, exceeding the Indonesian national ambient air quality standard by a factor of 15 (HEIL and GOLDAMMER, 2001).

LEVINE (1999) estimated the emissions released from the vegetation fires on Kalimantan and Sumatra islands between August and December 1997. Although only 20 % of the area burned is assumed to consist of peat swamp forests, they contribute about 90 % of the gaseous and particulate fire emissions. The reason is the huge storage of organic matter in the peat deposits that has accumulated over the last 5,000 to 10,000 years (RIELEY ET AL., 1995). SUPARADI ET AL. (1993) suggest a biomass loading of $97,500 \text{ tons}/\text{km}^2$ for dry peat deposits of 1.5 m thickness as representative for Indonesian peat. This is a conservative estimate since the peat is frequently 8 m in depth (NICHOL, 1997). Therefore, peat bogs can burn deep under the surface and are very difficult to extinguish.

Significant differences between smoke aerosols collected by aircraft over Kalimantan and northern Australia during the 1997 dry-season fires are emphasised by GRAS ET AL. (1999). The Indonesian fire aerosols are reported to have considerably greater light-scattering properties and hygroscopic growth factors compared to the northern Australian fire aerosols. The authors explain these differences partly by the different combustion phases: smouldering fires in Indonesian peat areas, mixed flaming and smouldering fires in the Australian savannah. But their main hypothesis is that peat deposits in the coastal lowlands of Kalimantan may be enriched by Holocene sulfidic sediments which emit SO_2 when burned, providing a source of atmospheric sulfate and thus hygroscopicity for the Indonesian aerosol. NAKAJIMA ET AL. (1999) report carbonaceous material with a significant sulfur content to be representative of the 1997 Indonesian forest fire aerosols. These authors carried out satellite and ground-based studies and conclude that the Indonesian forest fire aerosols are very similar to urban type aerosols regarding their optical properties. Data published by PINTO and GRANT (1999) for the mean aerosol composition in the smoke affected areas of Sumatra in 1997 (Table 1) indicate a sulfate content which is comparable to heavily polluted air at the East Coast of the USA (Philadelphia) and Central Europe (Teplice). In Kuching, Malaysia a significant increase of atmospheric SO_2 concentrations during the smoke haze episode in September 1997 was measured by DAVIES and UNAM (1999). Maximum values of 48 ppb SO_2 are reported compared to a background level of less than 5 ppb SO_2 . These findings are also supported by BALASUBRAMANIAN ET AL. (1999) who studied the chemistry of rainwater in Singapore from July to December 1997. They found haze/non-haze rainwater ratios of nss SO_4^{2-} 1.70, K^+ 1.47, Cl^- 2.15. Sea salt does not contribute to the high sulfur load as ss SO_4^{2-} remained unchanged. ORLIC ET AL. (1999) observed a comparable increase of several chemical species in the haze aerosol in Singapore during 1997 compared to non-haze conditions. They report haze/non-haze ratios of S 1.6-2.5, Cl 1.8-2.1, K 1.8-3.2.

Hence, there is strong evidence that the Indonesian haze in 1997, which mostly came from the burning/smouldering peat was highly enriched by sulfur, chlorine and potassium.

Table 1: Mean fine aerosol (PM_{2.5}) composition in ng/m³ at Palembang and Sriwijaya, Sumatra (November 1997) and in midlatitude industrialized cities (Teplice, Czech Republic, in 1993, Philadelphia, Pennsylvania, USA in 1994). The data is taken from PINTO and GRANT, 1999.

	Palembang	Sriwijaya	Teplice	Philadelphia
Sulfur	11 000	6 900	10 000	3 300
Chlorine	4 500	4 600	410	26
Potassium	1 400	1 500	300	60

3. Indonesian volcanoes and peat deposits

Sulfur, chlorine and potassium are typical for the emissions from permanent degassing also of the island arc volcanoes in and around Indonesia. Figure 1 shows the geographical position of the peat areas in Sumatra and Kalimantan (NICHOL, 1997) together with the 65 volcanoes that erupted since 1900 in this region (SIMKIN and SIEBERT, 1994).

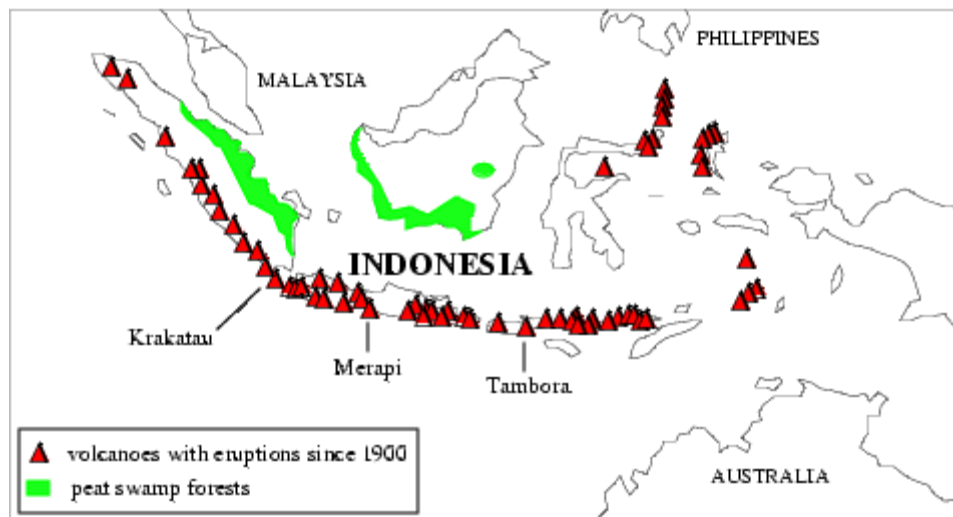


Fig. 1: Peat swamp forests and major volcanoes in Indonesia after NICHOL (1997) and SIMKIN and SIEBERT (1994).

75 % of the total Indonesian peat land areas are located on Sumatra and Kalimantan, most of them in coastal lowlands within five degrees of the equator (Shimada et al., 2001). Except in the Northwest sector, these peat areas are surrounded by active volcanoes. All together there are 149 known volcanoes distributed over the Indonesian islands. Volcanism of the Sunda Arc, stretching over 3,000 km from NW Sumatra to the Banda Sea, results from the subduction of Indian Ocean crust beneath the Asian Plate. Here 76% of the region's volcanoes are found. To the NNW, the basaltic volcanism of the Andaman Islands results from short spreading centers, and, to the east, the Banda Arc reflects Pacific Ocean crust subducted westward. North of this arc, tectonic complexity increases, with converging plate fragments forming multiple subduction zones, mainly oriented N-S, that in turn produce the Sulawesi-Sangihe volcanoes on the west

and Halmahera on the east of the collision zone. 80% of the Indonesian volcanoes with dated eruptions have erupted in the 20th century.

At many volcanic sites in Indonesia high amounts of magma, ashes and gases are released into the atmosphere on short time scales, reaching occasionally into the stratosphere. Prominent examples are the explosive eruptions of Tambora in 1816, Krakatau in 1883 and Agung in 1963. Several smaller eruptions occur every year. In addition, many active volcanoes permanently emit gases into the troposphere during their non-explosive phase. Data on the emissions are available only from few volcanoes from short monitoring efforts. One example is the SO₂ emission from Merapi (Java), one of the most active volcanoes of the region (Figure 2). These data show that the degassing of a single source may vary between a few tens of metric tons SO₂ per day to several hundreds of tons with strong variations in time. If we make a simple estimate of the total emission by fumarolic and mildly explosive activity of Indonesian volcanoes, we derive an emission of typically 1.4 Tg S per year (75 volcanoes x 100 t SO₂/d = 7500 t SO₂/d = 2,737,500 t SO₂/y = 1.4 Tg S/y). HALMER ET AL. (2002) determined similar volcanic emissions in the Indonesian region of 1.05-1.3 Tg S/y. Compared to global annual tropospheric volcanic sulfur emissions reported by GRAF ET AL. (1997) of 14 Tg S/y, the Indonesian volcanoes contribute about 10 %. Given the proximity of many of the Indonesian volcanoes to the peat areas (Fig. 1) which is often within 200 to 1000 km (i.e. well within the transport distance for SO₂ or its oxidation product SO₄²⁻) it is evident that much of the sulfur from the volcanic sources may be deposited and accumulated in the peat swamps.

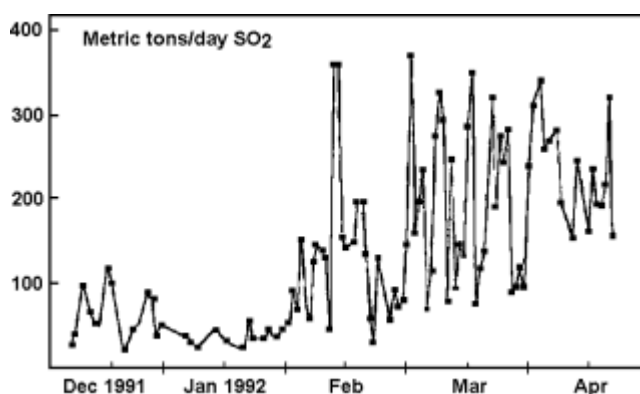


Fig. 2: COSPEC measurements of SO₂ emissions from Merapi volcano on Java at the transition from background to active phase, available from <http://rathbun.si.edu/gvp/world/region06/java/merapi/var.htm>

GRAF ET AL. (1997) performed a numerical simulation of the fate of sulfur emissions using a global atmospheric circulation model (ECHAM-4) including a representation of the tropospheric sulfur cycle. The S containing species SO₂ and SO₄²⁻ have been tagged in this study to distinguish between anthropogenic, biomass burning, marine / terrestrial DMS and volcanic sources. A detailed description of the model and simulation set-up is given in GRAF ET AL. (1997). Here we analyse the simulation results focussing on Indonesia. In this region the main removal process of atmospheric sulfur is wet deposition. Total wet deposition of sulfur in the Indonesian peat areas is in the order of 200-500 mg S/(m² y) (Fig. 3a). Maximum wet deposition of sulfur with more than 1200 mg S/(m² y) occurs south of the Philippines. This represents about half of the calculated yearly maximum values in the highly polluted areas of China and an amount comparable to the calculated maximum wet deposition of sulfur over Europe. According to our model simulation, 50 to 80 % of this sulfur in Indonesia originates from volcanic

simulation, 50 to 80 % of this sulfur in Indonesia originates from volcanic sources (Fig. 3b).

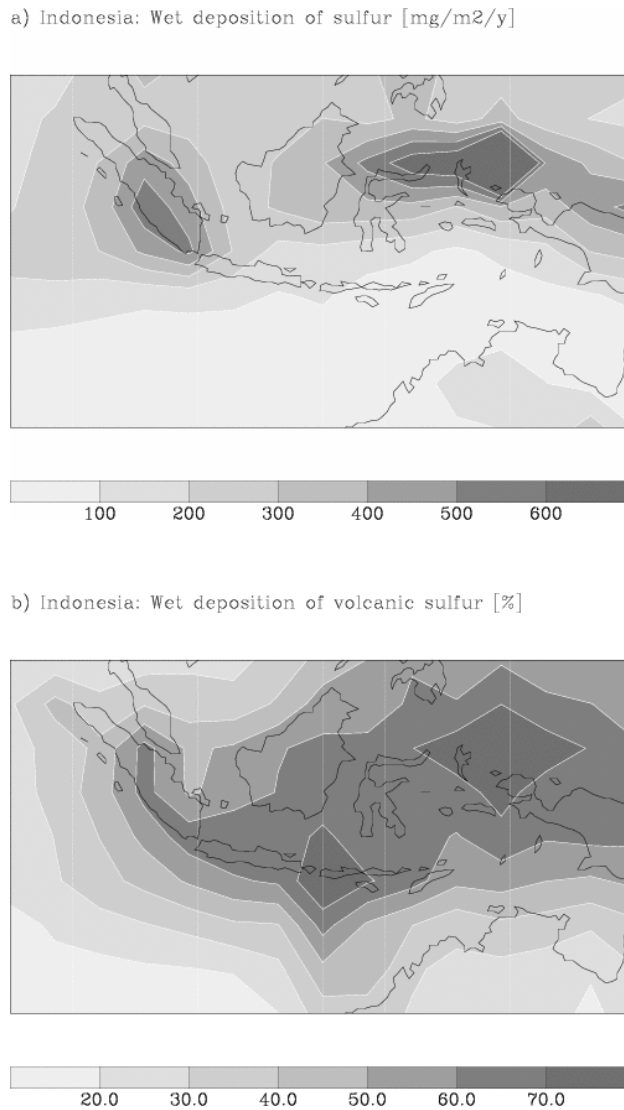


Fig. 3: Wet deposition of sulfur (mg S/m²/y) and b) contribution due to volcanic emissions in percent. Values derived by the ECHAM4 model.

In total, the model calculation suggests that Indonesian peat swamp areas are enriched in sulfur by wet deposition at a rate of 200 - 500 tons S/km² in 1000 years. RIELEY ET AL. (1997) report growth rates for coastal and inland peat in Indonesia of 20 cm per 100 years and 14 to 50 cm per 100 years, respectively. Assuming a growth rate of 15 cm per 100 years would produce 1.5 m peat in 1000 years with a dry peat biomass load of 97,500 tons/km² according to Suparadi et al. (1993). The resulting total sulfur content of the dry peat should therefore be 2-5g/kg (200 - 500 tons S/km² / 97,500 tons/km²). These numbers lie in the range of the sulfur content measurements made in Switzerland by JEKER and KRÄHENBÜHL (2001). The sulfur content of the Swiss peat samples varies between 1–5 g/kg dry sample mass dependent on the age of the peat. It shows distinct maxima in the early 1960s and 1980s, which correspond to maximum SO₂ emissions in Europe. Although tropical and mid-latitude peat systems are not directly comparable, the Swiss study supports our hypothesis of sulfur enrichment in the Indonesian peat areas. Measurements of the total sulfur content of a peat core taken in Central Kaliman-

tan range from 1-2 g/kg dry peat (WEISS ET AL., 2002), which is at the lower limit of our calculation. We overestimate the total sulfur content of the peat because we did not include runoff of surface water, which removes a portion of the deposited sulfur from the peat. Additionally, it should be noted that the horizontal resolution of our model ($3.75^0 \times 3.75^0$) is not representative for point measurements.

4. Summary and conclusions

In this paper we investigated a possible source of the enhanced sulfur content that has been observed in the fire aerosols in Indonesia, Malaysia and Singapore during the haze episodes in 1997. Smouldering peat swamp fires in Sumatra and Kalimantan have been recognised to release more than 90 % of the particulate carbonaceous emissions (Levine, 1999). Additionally, trace species that are removed from the atmosphere mainly by wet deposition can accumulate in the peat during its growth process (lasting up to 5000 – 10000 years) and play an important role when the peat is ignited. According to our model study, sulfur emitted from the permanently degassing island arc volcanoes in and around Indonesia contributes 50 - 80 % to the total wet deposited sulfur in the Indonesian peat swamp areas. It should be emphasised that our model study represents a typical emission situation of the 1980s including significant anthropogenic sulfur emissions. Before the 19th century, anthropogenic sulfur emissions are negligible. However, the permanent volcanic degassing of sulfur in the Indonesian area stays on similar levels since thousands of years. Our estimate of the total sulfur content of the Indonesian peat (2-5 g/kg) exceeds reported measurements (1-2 g/kg) of a single peat core taken in Central Kalimantan (WEISS ET AL., 2002) by a factor of two. These differences can be related mainly to the different scales of our model and the point measurement, and the neglected surface runoff.

When the Indonesian peat is ignited, we expect a concentrated release of the accumulated sulfur because the burning rate of the peat is drastically higher than its accumulation rate was in the past. HEGG ET AL. (1987) draw similar conclusions when they measured enhanced sulfur emissions from a prescribed vegetation burn near Los Angeles compared to burning products in rural areas: they explained the differences by previously deposited anthropogenic pollutants.

The connection between volcanic emissions and the composition of the peat fire aerosols in Indonesia has been studied in this paper focussing on sulfur. However, permanent degassing of additional elements like Cl, K, Zn, Br, Pb, Cd, Cu from the Indonesian volcanoes is known (NHO ET AL., 1996). If we take into account the yearly repeating haze episodes over Indonesia even in non El Nino years like 2002 due to increased burning because of peat draining, an improved knowledge of the chemical and microphysical properties of the Indonesian peat fire aerosols is essential for the protection of human health. Furthermore, the specific character of the Indonesian peat smoke might exert a strong impact on the optical properties of the aerosol, on its efficiency to act as cloud condensation nuclei and thus on the optical properties of clouds, their lifetime and the precipitation rate. This will affect climate on the local or even global scale. Therefore, we propose measurements of the typical volcanic elements in the Indonesian peat in different depths, the determination of the emission factors of the burning peat and measurements of the chemical and physical properties of the young and aged peat fire

aerosols. Accompanying high resolution model simulations are necessary for the interpretation and assessment of the combined climate and health effects over Indonesia.

Acknowledgements

The authors would like to thank A. Heil, L. J. Wardell, J. Trentmann and B. Duncan for their cooperation and very helpful discussions. We also thank G. Brasseur und M. Schulz for their comments when reviewing the manuscript internally.

References

- BALASUBRAMANIA, R., T. VICTOR AND R. BEGUM, Impact of biomass burning on rainwater acidity and composition in Singapore, *J. Geophys. Res.* 104, 26,881-26,890, 1999.
- DAVIES, S. J. and L. UNAM, Smoke-haze from the 1997 Indonesian forest fires: effects on pollution levels, local climate, atmospheric CO₂ concentrations, and tree photosynthesis, *Forest Ecology and Management*, 124, 137-144, 1999.
- FANG, M., M. ZHENG, F. WANG, K. L. TO, A. B. JAAFAR and S. L. TONG, The solvent-extractable organic compounds in the Indonesia biomass burning aerosols – characterization studies, *Atmos. Environ.* 33, 783-795, 1999.
- GRAF, H.-F., J. FEICHTER and B. LANGMANN, Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution, *J. Geophys. Res.* 102, 10,727-10,738, 1997.
- GRAS, J. L., J. B. JENSEN, K. OKADA, M. IKEGAMI, Y. ZAIZEN and Y. MAKINO, Some optical properties of smoke aerosol in Indonesia and tropical Australia, *Geophys. Res. Lettr.* 26, 1393-1396, 1999.
- HALMER, M. M., H.-U. SCHMINCKE and H.-F. GRAF, The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years, *J. Volc. Geo. Res.* 115, 511-528, 2002.
- HEGG, D. A., L. F. RADKE, P. V. HOBBS and C. A. BROCK, Nitrogen and sulfur emissions from the burning of forest products near large urban areas, *J. Geophys. Res.* 92, 14,701-14,709, 1987.
- HEIL, A. and J. G. GOLDAMMER, Smoke-haze pollution: a review of the 1997 episode in South-east Asia, *Reg. Environ. Change* 2, 24-37, 2001.
- HOYNINGEN-HUENE, W., T. SCHMIDT, S. SCHIENBEIN, C. A. KEE, L. J. TICK, Climate-relevant aerosol parameters of South-East-Asian forest fire haze, *Atmos. Environ.*, 33, 3183-3190, 1999.
- JEKER, P. and U. KRÄHENBRÜHL, Sulfur profiles of the twentieth century in peat bogs of the Swiss midlands measured by ICP-OES and by IC, *Chimia*, 55, 1029-1032, 2001.
- KUNII, O., Basic Facts – Determining downwind exposures and their associated health effects, assessment of health effects in practice: A case study in the 1997 forest fires in Indonesia, in: *Health guidelines for vegetation fire events, Background papers*, eds. K.-T. Goh, D. Schwela, J. G. Goldammer and O. Simpson, World Health Organisation, pp. 299-316, 1999.
- LEVINE, J. S., The 1997 fires in Kalimantan and Sumatra, Indonesia: Gaseous and particulate emissions, *Geophys. Res. Lettr.* 26, 815-818, 1999.
- NAKAJIMA, T., A. HIGURASHI, N. TAKEUCHI and J. R. HERMAN, Satellite and ground-based study of optical properties of 1997 Indonesian forest fire aerosols, *Geophys. Res. Lettr.* 26, 2421-2424, 1999.

- NARUKAWA, M., K. KAWAMURA, N. TAKEUCHI and T. NAKAJIMA, Distribution of dicarboxylic acids and carbon isotopic composition in aerosols from 1997 Indonesian forest fires, *Geophys. Res. Lett.* 26, 3101-3104, 1999.
- NICHOL, J., Bioclimate impacts of the 1994 smoke haze events in Southeast Asia, *Atmos. Environ.*, 31, 1209-1219, 1997.
- NHO, E.-Y., M.-F. LE CLOAREC, B. ARDOUIN and W. S. TJETJEP, Source strength assessment of volcanic trace elements emitted from the Indonesian arc, *J. Volc. Geoth. Res.* 74, 121-129, 1996.
- ORLIC, I., X. WEN, T. H. NG, S. M. TANG, Two years of aerosol pollution monitoring in Singapore: a review, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 150, 457-464, 1999.
- PAGE, S. E., F. SIEGERT, J. O. RIELEY, H.-D. V. BOEHM, A. JAYA and S. LIMIN, The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, *Nature* 420, 61-65, 2002.
- PINTO, J. P. and L. D. GRANT, Approaches to monitoring of air pollutants and evaluation of health impacts produced by biomass burning, in: *Health guidelines for vegetation fire events, Background papers*, eds. K.-T. Goh, D. Schwela, J. G. Goldammer and O. Simpson, World Health Organisation, pp.149-185, 1999.
- RIELEY, J. O., S. PAGE and G. SIEFFERMANN, Tropical peat swamp forests of Southeast Asia: Ecology and environmental importance, *Malaysian Journal of Tropical Geography*, 26 (2), 131-141, 1995.
- RIELEY, J. O., S. E. PAGE and P. A. SHEPHERD, Tropical Bog Forests of South East Asia, in: *Conserving Peatlands*, eds. L. Parkyn, R.E.Stoneman and H.A.P. Ingram, Wallingford, CAB, International, pp. 35-41, 1997.
- SHIMADA, S., H. TAKAHASHI, A. HARAGUCHI and M. KANEKO, The carbon content characteristics of tropical peats in Central Kalimantan, Indonesia: Estimating their spatial variability in density, *Biogeochemistry* 53, 249-267, 2001.
- SIMKIN, T. and L. SIEBERT, *Smithonia Institution*, Misoula, Montana, Geoscience Press, 1994.
- SUPARADI, S. A. D. and S. NEUZIL, General geology and peat resources of the Siak Kanan and Bengkalis Island peat deposits, Sumatra, Indonesia, *Geological Soc. Am.*, Special Paper 286, pp. 45-61, 1993.
- WEISS, D., W. SHOTYK, J. RIELEY, S. PAGE, M. GLOOR, S. REESE, A. MARTINEZ-CORTIZAS, The geochemistry of major and selected trace elements in a forested peat bog, Kalimantan, SE Asia, and its implications for past atmospheric dust deposition, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2307-2323, 2002.

Space-time variability of observed temperature trends

F.-W. Gerstengarbe¹, K. Fraedrich², H. Österle¹ und P.C. Werner¹

¹Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V., Telegrafenberg
Potsdam, Deutschland

²Meteorologisches Institut, Universität Hamburg
Hamburg, Deutschland

Abstract

The observed near-surface temperature trends of the last half century (1951 to 2000) are examined. Large contiguous areas are identified over continents and oceans with distinctly different trends for odd and even years, which combine to the all-year trend. The time structure of the annual temperature trend-difference can be described by a superposition of a linear trend with an annual and a quasi-biennial fluctuation and its spatial distribution may be linked to teleconnections fluctuating with forcing by the quasi-biennial tropical cycle.

1. Introduction

The analysis of trends of the annual mean near-surface air temperatures of the last century is commonly used to manifest global change and to demonstrate its regional and temporal variability (IPCC, 2001; JONES et al., 1999; SCHÖNWIESE and RAPP, 1997; see also WERNER et al., 2000; FRAEDRICH et al., 2001). Large homogeneous regions showing either a positive or a negative trend are observed, which may also vary with the time interval selected for the trend estimate. This basically linear view of the Earth's long-term temperature variability (BLOOMFIELD, 1992) is modified by internal and external processes: The natural decadal variability of the temperature (trend) can be induced by ocean dynamics and ocean-atmosphere interactions (see BARNETT, 1991) and by the impact of solar radiation fluctuations on longer and shorter time scales (for example, GEORGIEVA et al., 2000; SHELTING and OBRIDKO, 2001; DZHALILOV et al., 2002).

Here we report on another phenomenon which appears to characterize the long-term variability of the temperature trend. We discovered it after subjecting the data set for Potsdam (in continental Europe) annual temperatures for the last 50 years to a routine test of trend stationarity using two sets consisting of odd and even years. The observed odd-even year trend difference which, to our surprise, was large, could also be identified in temperature time series from many continental European stations. But additional tests showed that this difference decreases from west to east and nearly disappears in Jekaterinburg in central Russia. This space-time variability is the theme of this paper. Section 2 introduces the global data sets, the statistical analysis and significance tests. In Section 3 single station trend analysis is performed using the two observed time series which characterise different continental climates. The global fields (Section 4) of all-year temperature trends and the odd-even year trend difference fields complete the picture.

2. Data and method of analysis

Two annual mean temperature data sets from two single stations (Potsdam at 52.38° N, 13.07° E, and Jekaterinburg at 56.80° N, 60.60° E, from 1951 to 2000) characterising the western and continental Eurasian climate of the mid-latitudes are analysed together with the global fields of the continental near-surface air temperature and sea surface temperature - SST (1951 to 2000) at a resolution of 0.5°x 0.5° (NEW and HULME, 1999; NODC, 1999). The time series comprising the global fields are confined to the second half-century, because the data sets here are more complete and reliable than those for the first part of the last century. All time series are subjected to a standard linear trend analysis as follows:

- (i) The temperature time series is subjected to a linear trend analysis using all consecutive annual mean values and those of the odd and even years. Finally, odd-even year trend differences are determined.
- (ii) The Spearman test (SPEARMAN, 1908) is used to estimate the reliability of the magnitude of the trend difference. The test is based on the calculation of the rank correlation coefficient

$$r_R = 1 - (6 \sum_{i=1, \dots, n} D_i^2) / (n^3 - n)$$

with D_i - rank difference between sorted and unsorted series and n - number of values. The significance of the rank correlation coefficient r can be estimated by the test value

$$t = r_R \sqrt{(n-2)/(1-r_R^2)}$$

which follows a Student distribution with $n - 2$ degrees of freedom. If t is smaller than a defined threshold of significance, a trend is unlikely to exist, and vice versa.

3. Single station trend analysis

Trends and trend differences between odd and even years are estimated. Before using global data sets, the two time series of annual mean near-surface temperatures at Potsdam and Jekaterinburg are analysed as an introduction and to set the theme. The two single stations represent the western/continental European and continental Asian climates (1951 to 2000, Fig. 1). The linear trends for all years, the odd years, and the even years show the expected temperature rise for Potsdam (2.09, 0.74, 3.50 K/century) and Jekaterinburg (2.90, 2.92, 3.03 K/century). All trends (except the odd years in Potsdam) are significant on the 95% level. In analysing the trend and the odd-even year trend difference the following results are obtained:

- (i) The 1951-2000 temperature trends show that the odd-even year trend differences alternate between western/continental Europe and continental Asia: Western/continental Europe (Potsdam) reveals a large and 95% significant odd-even year trend difference for this period with the even-year trend being three times

- as large as the odd-year. This contrasts with continental Asia (Jekaterinburg), which shows a small odd-even year trend difference.
- (ii) A comparison with the less reliable first half-century (1901-1950) shows that the odd-even year trend difference is small for western/continental Europe (Potsdam), which amounts only to about 12% of the all-year trend (all-year 1.44, odd-year 1.36 and even-year 1.50 K/century). Whereas continental Asia (Jekaterinburg) shows a large odd-even year trend difference with sign reversal (0.70, -0.75, 2.16 K/century). While the trend difference for western/continental Europe is not significant, the difference for continental Asia passes the 95% level.)
 - (iii) Analogous behaviour can be identified in the time series of other meteorological variables such as those characterising the water cycle, for example, precipitation and relative humidity (not shown).

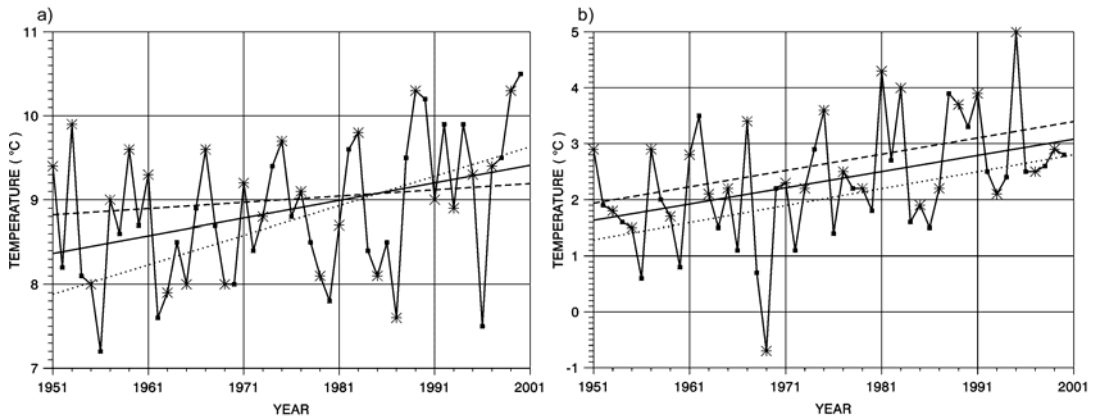


Fig. 1: Annual mean temperature time series and linear trends for all years, odd and even years (full, dashed and dotted lines) at Potsdam (a) and Jekaterinburg (b), for 1951 to 2000. Odd and even years are denoted by stars and squares.

The odd- and even-year trend contributions, which comprise the all-year trend, can be simulated by the superposition of a linear trend $(a + bt)$, an annual cycle $c * \sin(2\pi / 365)$, an almost biennial cycle, $d * \sin(2\pi / (730 + \Delta))$, and annual white noise. The almost biennial cycle is an essential contribution to the annual cycle to generate an odd-even year trend difference. The complete equation can be described as follows:

$$X(t) = (a + bt) + c * \sin(2\pi / 365) + d * \sin(2\pi / (730 + \Delta)) + noise$$

The parameters are estimated from the daily Potsdam time series (1951-2000): the offset $a = 8.37$ °C, $b = 5.724 \cdot 10^{-5}$ K/day, the amplitude of the annual cycle $2c = 19.58$ K, the amplitude of the almost biennial cycle $2d = 0.9572$ and the deviation from the biennial period $(a + bt)\Delta = 10$ days; the white noise variance of the annual mean temperature fluctuation is 0.8486 K². A 50-year sample of the artificial time series is presented

in Fig. 2e, which includes the contributions by the trend (a), the annual cycle (b), the quasi-biennial cycle (c), and the annual noise (d).

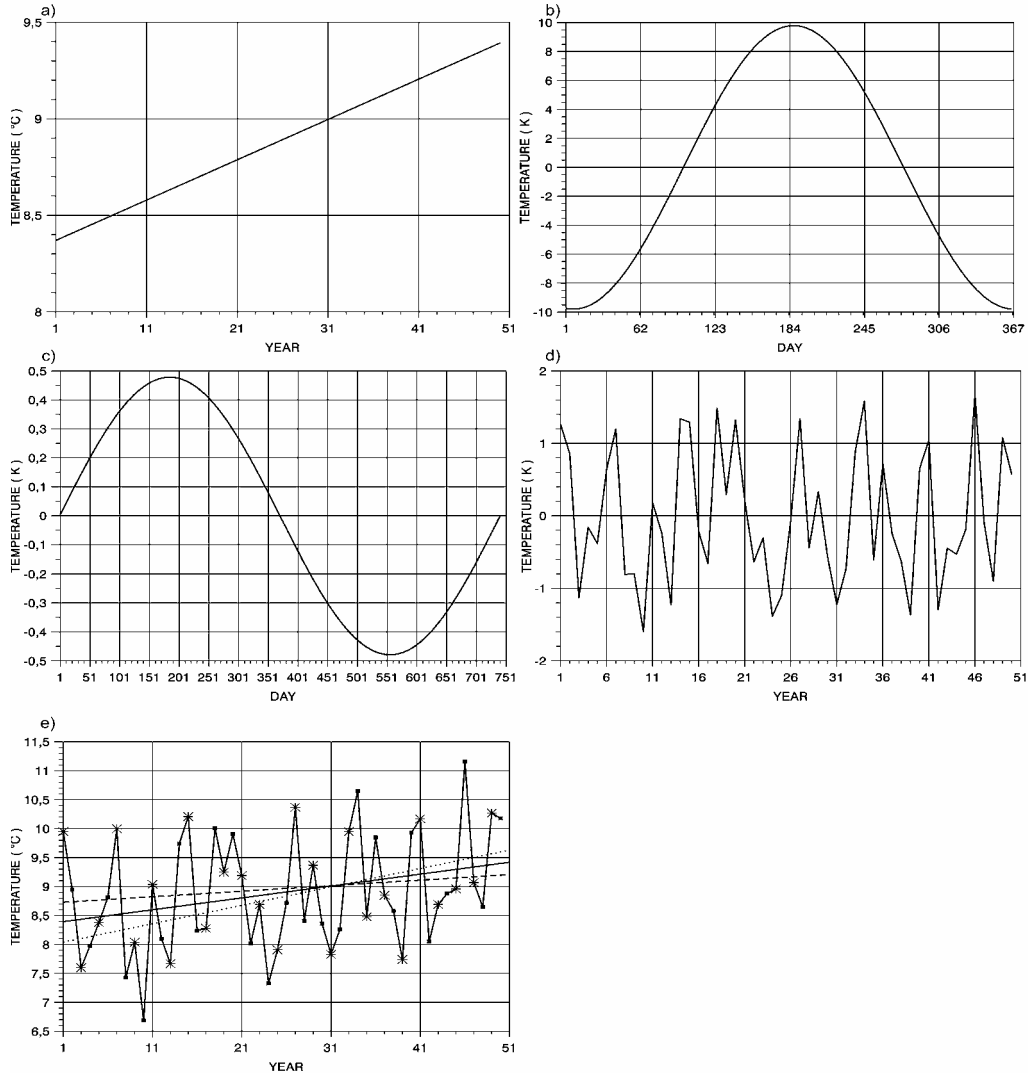


Fig. 2: Artificial time series composed by superimposing (a) a linear trend ($5.724 \cdot 10^{-5}$ K/d), (b) an annual cycle of 9.79 K amplitude, (c) a quasi-biennial cycle of a period exceeding two years by 11 days with an amplitude of 0.4786 K, and (d) a Gaussian white noise process for annual means with 0.92 K standard deviation. (e) The time series of annual means shows significantly different trends for the odd and even years (stars and squares, dashed and dotted lines). Note the varying scales.

The following results are noted:

- (i) The half-century all-year trend is almost identical to the prescribed value, whereas the odd- and even-year trends (0.96 K, 3.18 K) are significantly different with 90%.
- (ii) (The odd-even year difference depends sensitively on the modulation of the deviation from the biennial period $(a + bt)\Delta$: at fixed noise intensity, the half-century trend difference remains significant on the 90% level for $-20d <$

$(a + bt)\Delta < 20d$. This has been determined heuristically by Monte-Carlo simulations and by the trend-difference test (Section 2) utilising one realisation only.

- (iii) Extension beyond 50 years shows that the almost biennial cycle (with $(a + bt)\Delta = 10$ days) leads, after about 37 years, to a reversal of the odd-even year trend difference. This induces a fluctuation constituting a period of almost 74 years. Correspondence with similar periods found in other geophysical time series may be incidental. Note, that a quasi-biennial cycle is required for a description of the time fluctuations.

Although the concept of a linear superposition of trend, annual and quasi-biennial cycles plus noise appears to describe the odd-even trend differences, it is not sufficient to explain the spatial distribution, which may be linked to teleconnection and large scale flow patterns. In the following section the single station temperature trend analysis is extended to global fields to describe the spatial coherences of the half-century trends (1951-2000) and their associated odd-even year trend differences.

4. Continents and oceans

Global distributions of the half-century trends with odd- and even-year trend differences are presented in this section. Fig. 3 shows the odd-even year temperature trend differences for the second part of the century (1951 to 2000). The 90% (and higher) threshold is exceeded for both positive and negative odd-even year trend differences. The following regions are identified:

- (i) Positive odd-even year differences occur over the continents in central and northern Europe, eastern Asia and China, on the east coast of North America, as well as in a few regions of Africa and Australia. Over the oceans, large coherent patterns are noted in the Arctic Ocean, the central North Atlantic, the Equatorial and the South Atlantic, and, along the circumpolar current, in the eastern and western basins of the South Pacific and the Indian Ocean.
- (ii) Negative odd-even year differences are significant in the boreal forests of North-West America. Over the oceans they occur in the Beaufort Sea, in the northern and southern parts of the North Atlantic, in the South Pacific near the Humboldt current, in the equatorial parts of the Indian ocean and, less markedly, patterns along the circumpolar current.

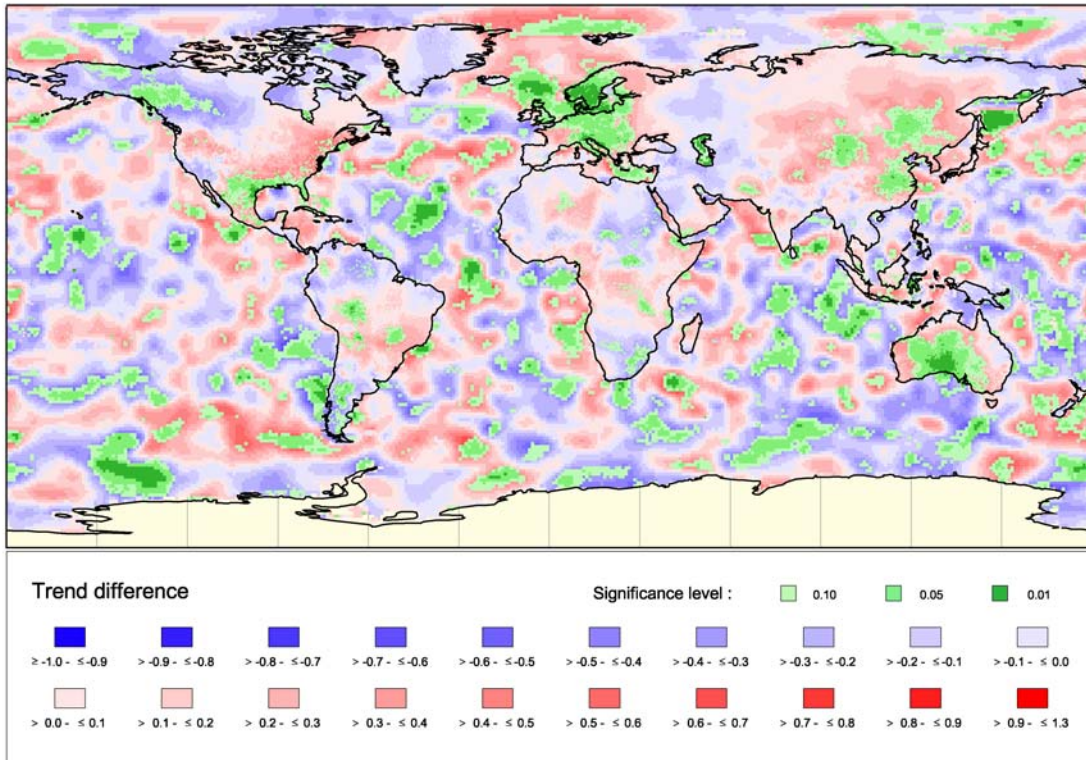


Fig. 3: Spatial all-year near-surface temperature trend differences (in K/century) 1951-2000. The statistical significance exceeding 90% is coloured green.

These regional distributions of the odd-even year trend difference suggest that they may be excited by an biennial forcing from the tropics: The excitation of these teleconnection modes requires a source which may be traced to tropics, where SST and the sea level pressure (SLP) are governed by quasi-biennial fluctuations (QB, BARNETT 1991): “The tropospheric QB variations described are not due to an interaction of annual cycle with itself or to simple modulation of the annual cycle. The QB variations do bear an intermittent relation to the annual cycle so the latter may be important to their generation, for instance through a cyclostationary coupling of the ocean-atmosphere system, but not in manner consistent with direct causality.” In summarizing, the quasi-biennial tropical cycle exciting extra-tropical teleconnection patterns may generate the observed odd-even year trend differences. These, for example, are large near the centres of the Eurasian teleconnection patterns, which are connected to the western North Pacific. Finally, it should be noted that the global view presented here for the half-century (1951 to 2000) represents merely a snapshot of an otherwise slowly varying pattern, which evolves on a longer period (as suggested in the previous section 3).

5. Conclusions

This note reports on the space-time variability of annual mean temperature trends. A remarkable asymmetry is observed between odd and even years, which together constitute the all-year temperature trend. The odd-even year asymmetry appears to be consi-

tent over large contiguous areas over the continents and extends over periods of 40 to 50 years. A first-order linear concept is able to generate time series with similar features. These are a large annual cycle plus a weak almost-biennial cycle superimposed on a prevailing linear trend and modified by noisy year-to-year variability. A quasi-biennial fluctuations (QB) of the SST and the sea level pressure (SLP) has been identified in the tropics (BARNETT, 1991), which may induce a forcing of the signs of the centres of action, which are associated with the Eurasian and other teleconnection patterns, to generate the observed odd-even year trend difference fields. Further research is required to analyse the mechanism by which the tropical QB may generate the observed odd-even year trend difference and to achieve a comprehensive description of all processes involved. This, however, lies beyond the scope of this report, whose aim is to document results of an observational trend analysis.

References

- BARNETT, T. P: Interaction of multiple time scales in the tropical climate system. *J. Climate* 4 (1991), 269-285
- BLOOMFIELD, P: Trends in global temperature. *Climatic Change* 21 (1992), 1-16
- DZHALILOV, N. S., J. STAUDE and V. N. ORAEVSKY: Eigenoscillations of the differentially rotating sun: I. 22-year, 4000year, and quasi-biennial modes. *Astron. Astrophys.* 384 (2002), 282 pp
- FRAEDRICH, K., F.-W. GERSTENGARBE and P. C. WERNER: Climate shifts during the last century. *Climatic Change* 50 (2001), 405-417
- GEORGIEVA, K., V. TSANEV and B. KIROV: Solar asymmetry, QBO and climate. Proceedings of the SPARC2000 - 2nd General Assembly of the SPARC/WCRP Project, Mar del Plata, Argentina, Nov. 6-10, (2000)
- IPCC: Climate change 2000, Summary for policy makers. Cambridge University Press, Cambridge UK (2001)
- JONES, P.D., M. NEW, D. E. PARKER, S. MARTIN and I. G. RIGOR: Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophysics*, 37 (1999), 173-199
- NEW, M. and M. HULME: 1961-90 Mean Climatologies and 1901-1995 Monthly Gridded Time Series, (extended to 1998). Climate Research Unit, University of East Anglia (1999)
- NODC: World Ocean Atlas 1998 (WOA98). NOAA Ocean Climate Laboratory, National Oceanographic Data Center (1999)
- SCHÖNWIESE, C.-D. and J. RAPP: Climate trend atlas for Europe based on observations 1891-1990. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (1997)
- SHELTING, B. D. and V. N. OBRIDKO: Quasi-biennial oscillations of the solar global magnetic field. *Astron. and Astrophys. Trans.* 20 (2001), 491pp
- SPEARMAN, C: The Method of "Right and Wrong Cases" (Constant Stimuli) Without Gauss' Formulae. *Brit. J. Psychol.* 2 (1908), 227-242
- WERNER, P. C., F.-W. GERSTENGARBE, K. FRAEDRICH and H. OESTERLE: Climate change in the North Atlantic/European Sector. *Intern. J. of Climatology* 20 (5) (2000), 463-471

Zur Relevanz der Extremwerte meteorologischer Größen

*H. Pethe*¹⁾ und *J. Riemann*²⁾

¹⁾Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Physik

²⁾MC-Wetter, Meteorologische Dienstleistungen GmbH
Berlin, Deutschland

Abstract

In this article meteorological extreme values near the earth surface are represented with reference to their importance for the eventual change of climate.

Die Wertebereiche der meteorologischen Größen sind im Allgemeinen global, regional und lokal sehr groß. Das betrifft zum einen die Variationen von Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung sowie Lufttemperatur und Luftfeuchte mit der Höhe. Zum anderen werden in der Nähe der Erdoberfläche große klimabedingte Unterschiede beobachtet, aber auch starke Variationen der Elemente an einem Ort als Folge des charakteristischen Witterungsablaufes bei gleichzeitig saisonal dominierten Unterschieden.

Um einen Eindruck von der Variabilität meteorologischer Größen und ihrer Bandbreite zu vermitteln, enthält folgende Tabelle (nach HUPFER und KUTTLER, 1998; aktualisiert und wesentlich erweitert) eine Zusammenstellung von Extremwerten an der Erdoberfläche. Eine ausführliche Beschreibung der bedeutendsten Extremereignisse des 20. Jahrhunderts für Deutschland findet man bei BISSOLLI ET AL. (2001).

Tabelle: Meteorologische Extremwerte in der Nähe der Erdoberfläche

Element	Detaillierte Daten	Wert
Lufttemperatur		
<i>Maximum</i>	Welt: Al-Aziziyah, Libyen (112 m NN), 13.09.1922 Deutschland: Brauneberg-Juffer, Rheinland-Pfalz, 11.08.1998 Berlin: 11.07.1959 u. 09.08.1972	58,0 °C 41,2 °C 38,0 °C
<i>Minimum</i>	Welt: Wostok, Antarktis (3420 m NN), 21.07.1983 bewohnter Ort: Oimjakon (740 m), Sibirien, Febr. 1964 Deutschland: Hüll (Kreis Pfaffenhofen), Bayern, 12.02.1929 Berlin: 11.02.1929	-91,5 °C -71,1 °C -37,8 °C -26,0 °C
<i>Maximale Temperaturdifferenzen</i>	im Laufe eines Jahres: Werchojansk, Sibirien (-70,0 / 36,7 °C) im Laufe eines Tages: Browning, Montana, USA (6,6 / -48,9 °C)	106,7 K 55,5 K
<i>Maximale Durchschnittstemperatur</i>	Welt: Dallol, Äthiopien (79 m NN), Nov. 1960 - Okt. 1966	34,6 °C
<i>Minimale Durchschnittstemperatur</i>	Welt: am Pol der Unzugänglichkeit, Antarktis	-58,2 °C
<i>Schnellster Temperaturanstieg</i>	Welt: Spearfish, South Dakota, USA, 22.01.1943	von -20 °C auf +7 °C in 2 Min.

Luftdruck an der Erdoberfläche (reduziert auf NN, 0 °C u. Normalschwere)		
<i>Maximum</i>	Welt: Agata (263 m), Sibirien, 31.12.1968 Deutschland: Berlin, 23.01.1907	1083,8 hPa 1057,8 hPa
<i>Minimum</i>	Welt: Taifun bei Okinawa, Japan Deutschland: Osnabrück, 26.02.1989 Berlin: 07.01.1955	856,0 hPa 949,5 hPa 966,6 hPa
<i>Stärkster Luftdruckanstieg</i>	Europa: Caen, Frankreich, 26.12.1999, 06 bis 09 Uhr MEZ (nach Orkan „Lothar“, zuvor extrem starker Luftdruckfall von 27,7 hPa zwischen 03 und 06 Uhr MEZ)	29,0 hPa
Windgeschwindigkeit		
<i>Maximum</i>	Welt: Wichita Falls, Texas, USA, Tornado Welt: Mt. Washington, New Hampshire, USA, max. Geschwindigkeit an der Oberfläche	450 km h ⁻¹ 416 km h ⁻¹
<i>Böen</i>	Europa: Zugspitze, Bayern, 12.06.1985	93 m s ⁻¹
<i>Höchster 10-Minuten Durchschnittswert</i>	Welt: Mt. Washington, New Hampshire, USA, 12.04.1934	372 km h ⁻¹
<i>Maximaler Sturm Schaden</i>	Welt: Hurrikan „Frederic“, USA, 1979	2,3 Mrd. US\$
Niederschlag		
<i>Maximale Niederschlags-höhe in 12 Monaten</i>	Welt: Cherrapunji, Indien, August 1860 - Juli 1861	26461 mm
<i>Maximale mittlere jährliche Niederschlagshöhe</i>	Welt: Mt. Waialeale, Hawaii, USA, 1920-1958	12344 mm
<i>Maximale jährliche Niederschlagshöhe</i>	Deutschland: Balderschwang, Allgäu (1050m NN), 1970 Berlin: Berlin-Dahlem 1926	3503,1 mm 805 mm
<i>Maximale monatliche Niederschlagshöhe</i>	Welt: Cherrapunji, Indien, Juli 1861 Deutschland: Oberreute, Bayern, Mai 1933 und Stein, Bayern, Juli 1954 Berlin: Berlin-Dahlem, August 2002	9300 mm 777 mm 258,5 mm
<i>Maximale tägliche Niederschlagshöhe</i>	Welt: Cilaos, Reunion, 15./16.03.1952 Deutschland: Zinnwald-Georgenfeld, Erzgebirge, 11./12.08.2002 Deutschland: Werder, Brandenburg, 29.06.1994 (in 3 Stunden!) Berlin: Berlin-Schmöckwitz, 08.08.1978	1870 mm 312 mm 236,3 mm 177,3 mm
<i>Maximale Regenintensität (Minutenregen)</i>	Welt: Barst, Guadeloupe, 26.11.1970 Deutschland: Füssen, Allgäu, 25.05.1920, 126 mm in 8 min	38,1mm min ⁻¹ ca. 15,1 mm min ⁻¹
<i>Minimale jährliche Niederschlagshöhe</i>	Deutschland: Straußfurth, Thüringen, 1911	242 mm
<i>Minimale durchschnittliche Niederschlagshöhe</i>	Welt: Oase Dachla, Ägypten, Messperiode 1932-1985	0,7 mm
<i>Minimale monatliche Niederschlagshöhe</i>	Deutschland: Lindenberg, Brandenburg, Oktober 1908 und Barth, Mecklenburg-Vorpommern, Juli 1994	0 mm
<i>Längste Trockenheit</i>	Welt: Atacama-Wüste bei Calama, Chile, ca. 1571-1971	400 Jahre

Schneefall u. -decke		
<i>Maximaler Schneefall in 12 Monaten</i>	Welt: Mt. Rainier (4392 m NN), Paradise, Washington, USA, 19.02.1971-18.02.1972	3110 cm
<i>Maximaler Schneefall an einem Tag</i>	Welt: Silver Lake, Colorado, USA, 14./15.04.1921	193 cm
<i>Maximale Schneedeckenhöhe</i>	Welt: in der kalifornischen Sierra Nevada, März 1911	1146 cm
	Deutschland: Zugspitze, Bayern, 02.04.1944 Berlin: 06.03.1970	830 cm 52 cm
<i>Späteste Schneedecke</i>	Deutschland: Feldberg, Schwarzwald, 04.06.2001, noch 5 cm am 05.06.2001	11 cm
Nebel		
<i>Höchste mittlere Anzahl von Nebeltagen im Jahr</i>	Welt: Walfischbucht, Südafrika, 1958-1964	139 Tage
<i>Maximale Anzahl von Nebeltagen/Jahr</i>	Deutschland: Brocken, Harz, 1958	330 Tage
<i>Maximale Andauer von Nebel</i>	Deutschland: Neuhaus/Rennweg, Thüringer Wald, ab 07.05.1996	242 Stunden
Sonnenscheindauer		
<i>Maximale jährliche Sonnenscheindauer</i>	Welt: Sahara, Libyen (entspricht 97% des astronomisch möglichen Wertes) Deutschland: Klippeneck, Krs. Tuttlingen, Bayern, 1959	4300 Stunden 2329 Stunden
<i>Höchste durchschnittliche Sonnenscheindauer</i>	Welt: Yuma, Arizona, 1951-1978 (entspricht 91% des astronomischen Maximums)	4040 Stunden
<i>Maximale monatliche Sonnenscheindauer</i>	Deutschland, Kap Arkona, Rügen, Juli 1994	414 Stunden
<i>Minimale jährliche Sonnenscheindauer</i>	Deutschland: Ruhpolding, Chiemgau, 1995	929,1 Stunden
<i>Geringste durchschnittliche Sonnenscheindauer</i>	Welt: Süd-Orkney-Inseln, 1903-1950 und 1978-1991 (entspricht 11% des astronomischen Maximums)	478 Stunden
<i>Minimale monatliche Sonnenscheindauer</i>	Deutschland: Großer Inselsberg, Thüringen, Dez. 1965	0 Stunden
Gewitter		
<i>Maximale jährliche Zahl an Gewittertagen</i>	Welt: Bogor, Java, Indonesien	322 Tage
<i>Maximale Anzahl der Tage mit Wintergewittern</i>	Deutschland: Berlin, Februar 2002	7
<i>Maximale Zahl der elektrischen Entladungen bei einem Wintergewitter</i>	Deutschland: Berlin und Umgebung, 13.03.1994	11
<i>Teuerster Gewitter-Hagel-Sturm</i>	Deutschland: München, 12.07.1984	3 Mrd. DM
<i>Extrem starke Hageldecke</i>	Deutschland: Westeifel, 23.07.2001 (bei schwerem Gewitter mit Hageldecke)	25 cm
<i>Schwerstes Hagelkorn</i>	Welt: Gopalganj, Bangladesch, 14.04.1986	1 kg
<i>Schwerstes vermessenes Hagelkorn</i>	Coffeyville, Kansas, USA, 03.09.1970, 19 cm Durchmesser, 44,5 cm Umfang	750 g

Sonstige Angaben		
<i>Maximale Meeresoberflächentemperatur</i>	Persischer Golf	36,5 Grad
<i>Maximale Andauer eines Regenbogens</i>	Nord-Wales, Großbritannien, 14.08.1979	3 Stunden
<i>Tiefster Dauerfrostboden</i>	Lenabecken, Sibirien	1500 Meter
<i>Äquatornächster beobachteter Eisberg</i>	Südatlantik	26 °S, 26 °W
<i>Wärmster und kältester Winter seit 1755</i>	Deutschland	1974/75 und 1829/30
<i>Wärmster und kältester Sommer seit 1755</i>	Deutschland	1947 und 1816

Die Tabelle widerspiegelt bereits das Auftreten neuer Extremereignisse, besonders in den letzten Jahren (auffällig seit 1990), mit Extremwerten, die eine bisher nicht gekannte Größenordnung aufweisen (neue Wetterrekorde).

So zeigte sich der Herbst 2001 beispielsweise im Berliner Raum von der extremsten Seite: Am krassesten der Wechsel vom kältesten und regenreichsten September überhaupt zum bisher wärmsten Oktober seit Beginn der Messungen (wobei der Oktober im Mittel zum ersten Mal signifikant wärmer war als der September).

Auch der Winterablauf 2001/2002 zeigte besonders eindrucksvoll die extreme Seite der Wetterpalette mit neuen Rekordwerten: Stürme von ungewohnter Wucht (darunter 3 Schneestürme), starke Temperaturschwankungen mit großen positiven Abweichungen vom Mittelwert im Februar, das Auftreten von Gewittern in jedem Wintermonat (im Dezember 1 Gewittertag, im Januar 4 Gewittertage, im Februar 7 Gewittertage) mit einer ungewöhnlich hohen Zahl von elektrischen Entladungen (mit insgesamt 12 Gewittertagen in den Wintermonaten im Raum Berlin/Brandenburg wurden bereits nahezu 25% der im Mittel jährlich möglichen Gewittertage erreicht).

Und schließlich wird der Sommer 2002 bereits als der Katastrophensommer der letzten 100 Jahre apostrophiert (Jahrhundert-Flutkatastrophe in Sachsen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg und Bayern, schwerste Gewitterstürme mit Rekordniederschlagssummen sowie tornadoartigen Erscheinungen usw.).

Auch weltweit reihen sich Extremereignisse aneinander, wobei Intensität und markante Wechsel auffällig sind (USA 2002 im April: anfangs Tage mit Schneefall, dann heiße Tage mit mehr als 30 °C mit teilweise neuen Hitzerekorden für April, dann wieder ein Schneefallereignis; Nordafrika: regenreichstes Frühjahr seit Jahrzehnten).

Es tritt die Frage auf, wieweit die veränderte Bandbreite der Extremwerte der meteorologischen Größen bzw. ihr überschreiten noch mit dem klimatologisch-statistisch definierten bzw. gesicherten Normbereich verträglich ist. Als Tatsache erweist sich, dass die Extremereignisse insbesondere in den letzten beiden Jahrzehnten und die jüngsten Wetterrekorde die z. T. auch sehr kontroverse Debatte um Klimaänderungen wieder auf einen der vorderen Plätze in der öffentlichen Aufmerksamkeit gerückt haben.

Grundlage und Inhalt einer solchen Diskussion sind folgende relevante Aspekte (s. auch SCHÖNWIESE ET AL., 2002):

1. Es werden tatsächlich weltweite Klimaänderungen beobachtet, die andauern und sich in den letzten beiden Jahrzehnten sogar verstärkten. Dabei ist die Vielfalt der Klimaänderungen bzw. Klimavariabilität zu beachten, die sich darin äußert, dass sich Langfristrends, Fluktuationen und relativ kurzfristige Anomalien sowie Extremereignisse überlagern und das zu berücksichtigende, ausgeprägte regionale jahreszeitliche Besonderheiten auftreten. Es können vom existierenden Grundtrend episodische Abweichungen auftreten bzw. Kurzereignisse mit entgegengesetztem Vorzeichen wirken, die extreme Schwankungen der Witterungserscheinungen nach sich ziehen.

2. Der Temperaturanstieg in Deutschland ist mit 0,9 °C im 20. Jahrhundert überdurchschnittlich hoch (global gemittelt beträgt der Temperaturanstieg 0,6 °C), wobei das Jahr 2000 das wärmste seit 1761 war. Generell waren seit 1988 (bis auf 1996) alle Jahre zu warm; von den 11 wärmsten Jahren seit 1947 stellten sich 10 in den letzten 13 Jahren ein. Was die Winter betrifft, so gab es seit dem Schneekatastrophen-Winter 1986/87 in Norddeutschland, also in den letzten 15 Jahren, 13 zu milde Winter (praktisch keine Winter) - mit Ausnahme des normal verlaufenen Winters 1996/97 und des zuvor aufgetretenen singulären Winters 1995/96, der immerhin in der Rangfolge der kältesten Winter an siebter Stelle des 20. Jahrhunderts steht.

Insgesamt spricht die markante Erwärmung für den anthropogen akzelerierten Treibhauseffekt der Erde, der auch deutliche Änderungen beim Luftdruck, Wind, Niederschlag und Sonnenschein bedingt und auf eine Verschiebung zur subtropischen Klimazone sowie zur Zunahme der ihr möglichen Extremwetterlagen und damit auf den Beginn einer Klimaänderung hindeutet.

3. Die mit dem Treibhauseffekt korrelierende Änderung im Luftdruck- bzw. Windfeld könnte sich im Folgenden bestätigen: In den 70er Jahren waren für Berlin/Brandenburg 19 Sturmtage pro Jahr normal, heute liegt das Mittel bereits bei 29 Tagen. Befürchtet wird eine weitere Zunahme von Stürmen aufgrund eines höheren Energiepotentials (Zunahme des Wasserdampfpotentials) der Atmosphäre wie überhaupt mehr und heftigere Unwetter auf die Tagesordnung zu rücken scheinen (Musterbeispiel Orkan „Lothar“ im Dezember 1999 oder Gewitterstürme mit tornadoartigen Erscheinungen im Sommer 2002, s. Tabelle).

4. Beim Niederschlag sind allgemein eine signifikante Zunahme in Mittel- und Nordeuropa und eine Abnahme im Mittelmeergebiet auffällig. In Deutschland ist ein markanter Anstieg der Winterniederschläge (mit Hochwassersituationen) zu beobachten, andererseits eine Abnahme der Sommerniederschläge (Wasserstress für Pflanzen) nicht zu übersehen; besonders im Raum Berlin/Brandenburg häufen sich die sommerlichen Dürreperioden. In vielen Jahren tritt bereits im Frühjahr eine abrupte Trockenperiode auf, die u.a. zu einer hohen Waldbrandgefahr führt. Dieses Bild wird durch die Zunahme singulär extremer Niederschlagsereignisse oft verzerrt.

5. Nicht zuletzt zu beachten sind die Folgen der globalen Erwärmung für die Ökosysteme, wobei der „Klimaalarm“ besonders auch das Gletschersystem der Erde betrifft.

Das Alarmsignal Klima lässt sich zweifellos aus der aktuellen Bandbreite der Extremwerte der meteorologischen Größen ablesen. Mit Sicherheit ist anzunehmen, dass die obige Ta-

belle bald und immer häufiger zu aktualisieren bzw. erweitern ist und dass die Diskussionen und Untersuchungen über den beginnenden Klimawandel bzw. die Klimaentwicklung eine neue Qualität erreichen.

Literatur

- BISSOLLI, P., L. G. RING und CH. LEFEBVRE: Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert. DWD Klimastatusbericht (2001), 20-31.
- SCHÖNWIESE, C.-D., ET AL.: Stellungnahme zu Klimaänderungen. DMG (2002), 17-21
- HUPFER, P. und W. KUTTLER (Hrsg.): Witterung und Klima. Begr. v. E. HEYER. 10., völlig neubearbeitete Auflage, B.G. Teubner, Stuttgart und Leipzig 1998, 413 S.

Zirkulationsdynamik mediterraner Niederschlagsschwankungen – kanonische Korrelationsanalyse für das Winterhalbjahr seit Mitte des 20. Jahrhunderts

J. Jacobeit und A. Dünkeloh
Universität Würzburg, Geographisches Institut
Würzburg, Deutschland

Abstract

Based on NCEP/NCAR reanalysis data and highly resolved (0.5°x0.5°) monthly rainfall grids (CRU, Norwich) geopotential heights (500 and 1000 hPa levels) for the North-Atlantic-European area and Mediterranean rainfall data were analysed by a common CCA for the months of October to March during the period 1948-1998. Five canonical correlation patterns of strong robustness represent the main relations between circulation and rainfall variability for the whole winter half year including modifications due to the exposition with respect to preferred flow directions depending on circulation patterns and their polarity. The first pair of canonical patterns strongly reflects the Mediterranean oscillation. Rainfall trends for the last decades marked by widespread decreases in the Mediterranean area may be attributed to particular changes over time in several of these basic circulation patterns.

1. Einführung

Niederschlagsschwankungen sind von höchster Bedeutsamkeit für Wasserhaushalt und Wasserverfügbarkeit, insbesondere in Gebieten wie dem Mittelmeerraum, die aufgrund jahreszeitlich alternierender Zirkulationsregime (Subtropenhocheinfluss, frontal-zyklonale Steuerung) periodische Trockenzeiten erleben. Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation vermögen einen erheblichen Teil der interannuellen bis dekadischen Niederschlagsvariabilität zu erklären, wie es auch für den Mittelmeerraum bereits in zahlreichen Untersuchungen aufgezeigt worden ist.

Dabei standen anfänglich Arbeiten im Vordergrund, die das variable Niederschlagsgeschehen mit unterschiedlichen synoptischen Mustern in Zusammenhang stellten (MET. OFFICE, 1962; REITER, 1975). Seit der allgemeinen Verbreitung zunehmend leistungsfähigerer Rechensysteme bestimmen quantitative Analysen das Forschungsfeld. Erwähnt seien lediglich einige Arbeiten, die sich auf den gesamten Mittelmeerraum beziehen (teilregionale Studien liegen darüber hinaus in großer Anzahl vor). Dabei richtet sich der Blick z.B. auf Zusammenhänge zwischen Niederschlagsverhältnissen und der Höhenströmung im 500-hPa-Niveau (JACOBET, 1985; 1987). CONTE ET AL. (1989) arbeiten die so genannte « Mediterrane Oszillation » als Zirkulationsregime mit gegensätzlichen Druck- und Niederschlagsanomalien zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerraum heraus. Zirkulationsbedingte Niederschlagsanomalien quer durch den Mittelmeerraum werden von MAHERAS ET AL. (1999) behandelt, LITTMANN (2000) stützt sich in seinem Niederschlagsbezug auf eine empirische Wassertypenklassifikation. Besonders hervorzuheben sind CORTE-REAL ET AL. (1995), die Zusammenhänge zwischen Zirkulation und bodennahem Klima bereits mittels kanonischer Korrelationsanalyse untersucht haben, allerdings ohne jahreszeitliche Differenzierung und ohne Beschreibung der zeit-

lichen Entwicklung von Musterpaaren. QUADRELLI ET AL. (2001) schließlich verwenden für den Niederschlag ein (allerdings nur grob aufgelöstes) Gitterfeld ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$), ihre hemisphärisch erstreckte Zirkulationsanalyse für die Kernwintermonate umfasst einen Zeitraum von 16 Jahren.

Die vorliegende Studie stützt sich auf einen neuerlich verfügbaren Niederschlagsdatensatz (siehe Kap. 2), der in seiner hohen 0.5° -Auflösung auch noch topographische Einflüsse an größeren Gebirgszügen widerspiegelt und multidekadische Analysen ermöglicht (hier über die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts). Es werden die niederschlagsreichen Monate des Winterhalbjahres (Oktober bis März) betrachtet, wobei aus den resultierenden Zeitkoeffizienten der kanonischen Korrelationsanalyse auch Hinweise auf zirkulationsdynamische Ursachen rezent beobachteter Niederschlagstrends abgeleitet werden können.

2. Daten

Die verwendeten Geopotentialdaten entstammen dem NCEP/NCAR-Reanalyse-datensatz (KALNAY ET AL., 1996; KISTLER ET AL., 2001), der in horizontaler 2.5° Auflösung, für mehrere Atmosphärenniveaus und in 6-stündlicher Auflösung mittlerweile zurück bis ins Jahr 1948 zur Verfügung steht. Für die vorliegenden Analysen wurden monatlich gemittelte 1000- und 500-hPa-Geopotentialfelder des Zeitraums 1948-1998 im nordatlantisch-europäischen Ausschnitt $20^\circ\text{N} - 70^\circ\text{N}$ und $50^\circ\text{W} - 40^\circ\text{E}$ herangezogen (777 Gitterpunkte).

Die verwendeten Niederschlagsdaten entstammen dem hochaufgelösten ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) Gitternetzdatensatz der Climatic Research Unit (CRU) in Norwich, der mit monatlicher Auflösung für nahezu das gesamte 20. Jahrhundert (1901-1998) über den festländischen Arealen der Erde vorliegt (NEW ET AL., 1999, 2000). Er basiert ausschließlich auf Beobachtungsdaten und zeichnet sich im Vergleich zu häufig inhomogenen und lückenhaften Einzelstationszeitreihen durch optimierte interne Konsistenz aus. Dies wurde u.a. dadurch erreicht, dass fehlende Stationswerte nicht aus den Absolutwerten benachbarter Stationen abgeschätzt wurden, sondern aus deren Anomalien gegenüber einer Referenzperiode, die durch maximale Stationsdichte und minimale Datenlücken gekennzeichnet ist. Derartige Anomalien erweisen sich in hohem Maß als repräsentativ für Gebiete, deren Stationszeitreihen signifikant miteinander korreliert sind. Unter Verwendung von Mittelwert und Standardabweichung aus der Referenzperiode lassen sich diese Anomalien stationsspezifisch wieder in Niederschlagswerte transformieren, die anschließende Erzeugung von Gitternetzdaten wurde mit speziellen Interpolationsverfahren (thin-plate splines) bewerkstelligt (NEW ET AL., 2000). Zusätzlich wurden topographische Parameter herangezogen, die u.a. die Berücksichtigung von Luv- und Leeseiteneffekten zur Folge haben. Im Bereich des Mittelmeerraumes darf der Datensatz als besonders verlässlich gelten, da er auf einem vergleichsweise dichten Stationsmessnetz beruht. Für die vorliegende Analyse wurden 1366 Gitterboxen ausgewählt, die einen mediterran geprägten Untersuchungsraum repräsentieren. Als Abgrenzungskriterien dienten vorherrschende Winterregen an der nördlichen Peripherie sowie eine regenzeitliche Mindestmonatsmenge von 15 mm Niederschlag an der südlichen Peripherie.

3. Methodik

Die Bestimmung multivariater Zusammenhänge zwischen den beiden Variablengruppen der Geopotentialfelder und der Niederschlagsgitterboxen erfolgt mittels Kanonischer Korrelationsanalyse (CCA). Dieses mittlerweile verbreitete Verfahren geht auf ein ursprünglich von HOTELLING (1936) entwickeltes Interdependenzmodell zurück und hat erst Mitte der 1980er Jahre Einzug in die Klimaforschung gehalten (z.B. BARNETT und PREISENDORFER, 1987; NICHOLLS, 1987). Eine explizite Beschreibung der Methode findet sich etwa bei VON STORCH und ZWIERS (1999).

Als Ergebnis einer CCA erhält man für die beiden synchron analysierten Variablengruppen kanonische Musterpaare, deren Zeitkoeffizienten maximal korreliert sind, d.h. die Varianzen in den beiden Variablengruppen werden derartig organisiert, dass aufeinander bezogene Musterpaare entstehen, die sowohl wesentliche Varianzanteile in der zugehörigen Variablengruppe erklären als auch den jeweils maximal möglichen Zusammenhang zwischen den beiden Gruppen repräsentieren. Mittels Rao's F-Test lässt sich dabei die Anzahl der signifikanten kanonischen Musterpaare bestimmen. Im vorliegenden Fall verkörpern sie optimierte Zusammenhänge zwischen atmosphärischen Zirkulationsmustern und mediterranen Niederschlagsverteilungsmustern, die zugehörigen Zeitkoeffizienten geben Auskunft darüber, in welchen Zeitabschnitten das betreffende Musterpaar Zirkulation-Niederschlag erhöhte Bedeutsamkeit im atmosphärischen Geschehen erlangt.

Da zur Erfassung der großräumigen Zirkulation zwei Parameter herangezogen werden (geopotentielle Höhen des 1000- und des 500-hPa-Niveaus), resultieren jeweils zwei entsprechende, zusammengehörige Zirkulationsmuster, die einem maximal korrelierten Niederschlagsverteilungsmuster zugeordnet sind. Weiterhin wurde die kanonische Korrelationsanalyse nicht mit den Originalvariablen selbst durchgeführt, sondern mit den resultierenden Zeitkoeffizienten vorgeschalteter Hauptkomponentenanalysen (PCA) dieser Originalvariablen. Hintergrund dafür ist der Tatbestand, dass bei einer CCA unbehandelte Originalvariablen die jeweiligen Varianzerklärungsanteile der Muster in der zugehörigen Variablengruppe nicht optimiert werden. Vorgeschaltete PCAs bedeuten dagegen eine dimensionsreduzierende Informationsverdichtung mit Herausfilterung von Hintergrundrauschen, wodurch sich die Erklärungsanteile der CCA-Muster optimieren lassen. Nach Rücktransformation vom Hauptkomponenten-Raum in den Originalvariablen-Raum (VON STORCH und ZWIERS, 1999) sind die CCA-Muster auch wieder als Anomalien in absoluten Einheiten darstellbar, wenn die vorgeschalteten PCAs auf Kovarianz-Basis durchgeführt worden sind.

Nach anfänglichen CCAs getrennt für jeweils einen Monat über den Zeitraum 1948-1998 ergab sich der klare Befund, dass sich die monatspezifischen Musterpaare drei verschiedenen Grundtypen zuordnen lassen. So zeigen die Musterpaare der Monate Oktober bis März weitgehend ähnliche Eigenschaften, sie konstituieren gleichsam einen „Wintertyp“ in der Zirkulationsdynamik mediterraner Niederschlagsschwankungen. Deutliche Unterschiede dazu weisen dagegen die Musterpaare der Monate April und Mai („Frühjahrstyp“) sowie der Monate Juni bis September („Sommertyp“) auf. Im Folgenden werden die Monate des „Wintertyps“ betrachtet und in einer gemeinsamen jahreszeitlichen Analyse behandelt, wobei als Eingangsdaten absolute Abweichungen von gitterpunktspezifischen monatlichen Mittelwerten des Gesamtzeitraums verwendet werden. Die vorgeschalteten PCAs liefern jeweils 12 Zirkulations- sowie Nieder-

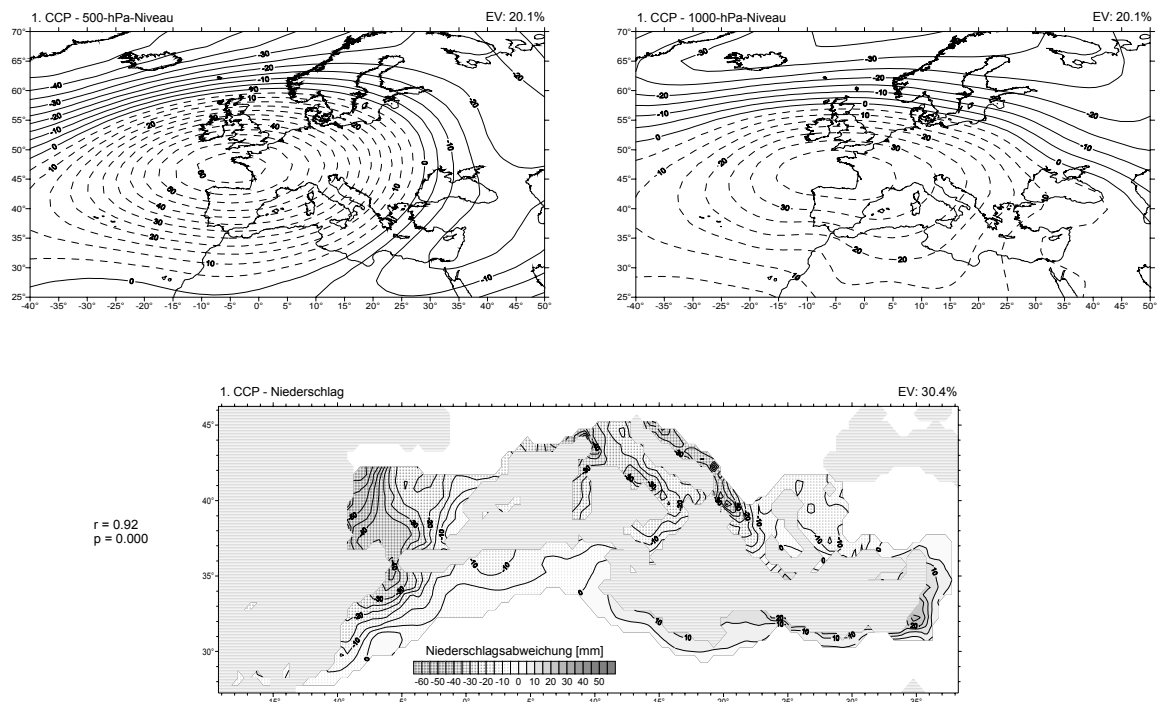
schlags-Hauptkomponenten mit gut 95% bzw. 71% Gesamtvarianzerklärungsanteil als Basis für die nachfolgend diskutierte CCA.

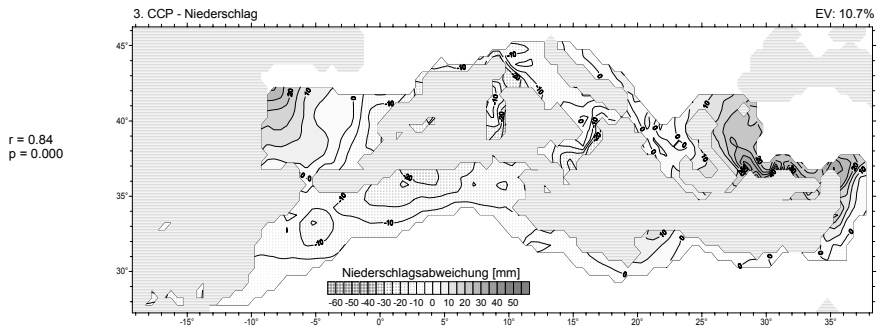
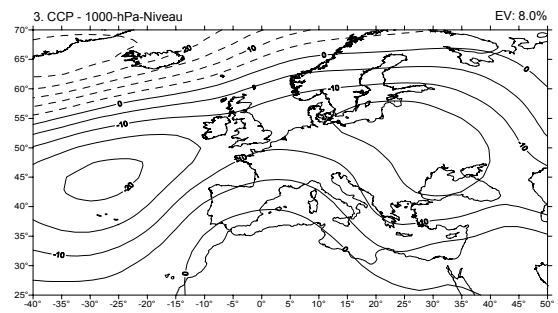
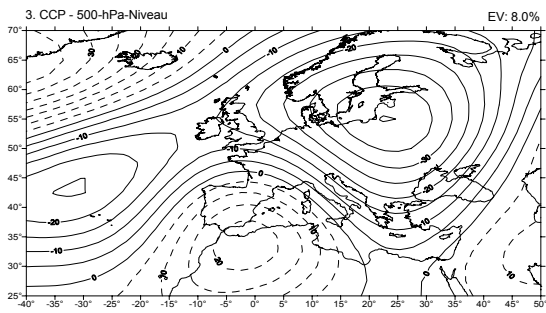
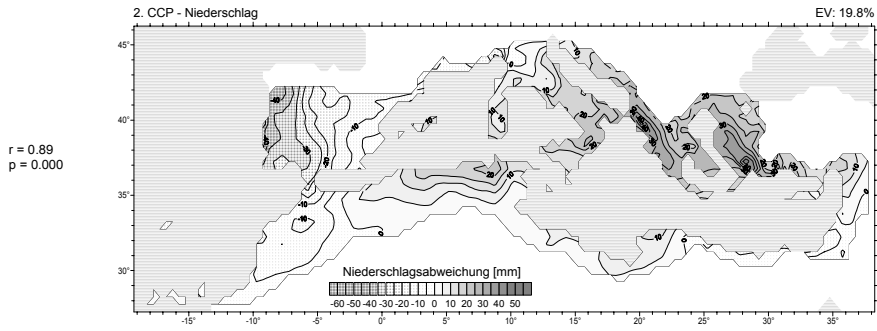
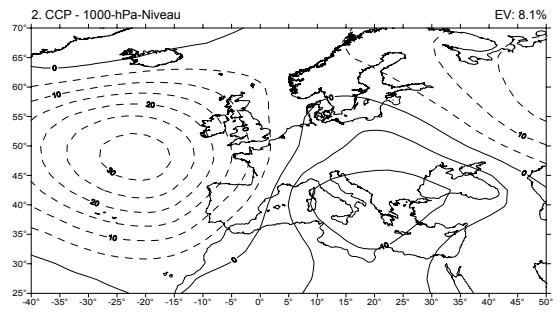
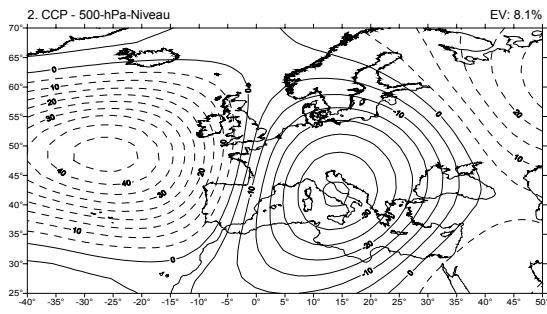
4. Ergebnisse

4.1 Kanonische Zirkulations- und Niederschlagsmuster

Signifikante kanonische Korrelationskoeffizienten ergeben sich bei 0.1% Irrtumswahrscheinlichkeit für acht kanonische Musterpaare, von denen hier nur die ersten fünf betrachtet werden. Sie erweisen sich als robust gegenüber Variationen in der Anzahl einfließender Hauptkomponenten und alternativen Abgrenzungen des Untersuchungsgebietes, überdies zeigen sie starke Verwandtschaft zu immer wiederkehrenden Musterpaaren, die sich auf der Grundlage einzelmonatlicher Analysen ergeben. Die weiteren signifikanten Musterpaare besitzen nur mehr kanonische Korrelationskoeffizienten $r < 0.5$ sowie jeweils relativ geringe Varianzerklärungsanteile und bleiben somit unberücksichtigt.

Das Musterpaar erster Ordnung ($r = 0.92$) liefert jeweils die mit Abstand höchsten Erklärungsanteile (ca. 30% beim Niederschlag und etwa 20% bei den geopotentiellen Höhen). Abb. 1 zeigt als Zirkulationsmuster eine zonale Strömungskonfiguration mit entgegengesetzten Druckzentren über Südwest-Europa und an der nördlichen Peripherie des Untersuchungsgebiets. Im 500-hPa-Niveau wird darüberhinaus eine weitere Anomalie über dem östlichen Mittelmeerraum erkennbar (gegenpolig zum südwesteuropäischen Zentrum), die bei korrelations- anstelle kovarianzbasierter Analyse noch wesentlich deutlicher in Erscheinung tritt. Das zugehörige Niederschlagsmuster zeigt entgegengesetzte Abweichungen zwischen dem gesamten westlichen bis zentralen und dem südöstlichen Mittelmeerraum.





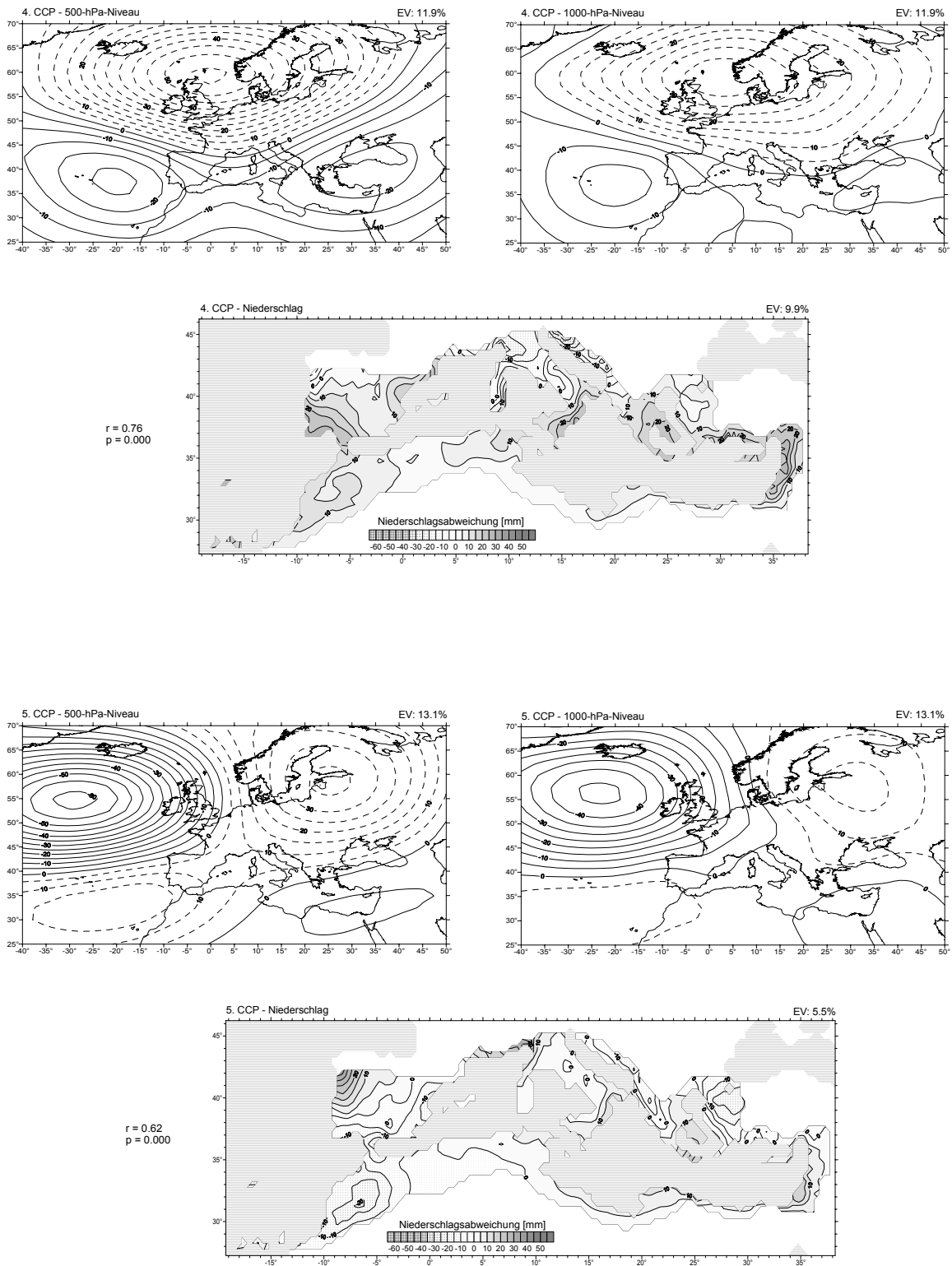


Abb. 1: Kanonische Korrelationsmuster (CCP) für 500- und 1000-hPa-Niveau im Großraum Nordatlantik-Europa sowie für Niederschläge im Mittelmeerraum (Oktober – März 1948-1998). EV: Erklärte Varianz, r: kanonischer Korrelationskoeffizient, p: Signifikanzniveau.

Die Kopplung zwischen Zirkulations- und Niederschlagsmuster ist klimatologisch plausibel. Im positiven Modus sorgt der Hochdruckeinfluss im südwestlichen Quadranten für stark unterdurchschnittliche Niederschläge, während der südöstliche Mittelmeerraum unter dem Einfluss eines Höhentroges insbesondere an den nordexponierten Küstenabschnitten (Nordküste von Libyen und Ägypten, Levante, südliche Ägäis) überdurchschnittliche Niederschläge erhält (nördliche Luftmassenzufuhr). Bei negativer Polung des Musterpaares bedingt dagegen ein Tiefdrucktrog im Längsbereich Großbritannien/Iberien die Advektion labiler Luftmassen aus westlicher Richtung, wie es sich auch in der deutlichen Niederschlagsbegünstigung westexponierter Regionen ausdrückt; gleichzeitig gelangen stromabwärts des Troges trockene nordafrikanische Luftmassen in den antizyklonal dominierten südöstlichen Mittelmeerraum. Das erste Musterpaar zeigt also große Ähnlichkeiten zur „Mediterranen Oszillation“ nach CONTE ET AL. (1989). Gleichzeitig ist es stark korreliert mit der Nordatlantischen (NAO) bzw. der Arktischen Oszillation (AO) und verdeutlicht damit die winterliche Einbeziehung der mediterranen Subtropen in das führende Zirkulationsregime des nordatlantisch-europäischen Großraumes.

Das zweite kanonische Musterpaar ($r = 0.89$) erklärt recht hohe Anteile der Niederschlagsvarianz (ca. 20%), jedoch einen relativ geringen Teil der Geopotentialvarianz (ca. 8%). Das Zirkulationsmuster (Abb. 1) ist durch entgegengesetzte Zentren über dem mittleren Nordatlantik und dem zentralen Mittelmeerraum gekennzeichnet, wodurch sich vorherrschend meridionale Strömungsverhältnisse ergeben. Das zugehörige Niederschlagsmuster wird durch einen großen Anomaliebereich im gesamten zentralen bis nordöstlichen Mittelmeerraum geprägt, dem kleinere inverse Zentren über West-Iberien und im südöstlichsten Sektor gegenüberstehen. Der indizierte Zusammenhang Zirkulation-Niederschlag ist erneut leicht nachvollziehbar: im positiven Modus ist ein zyklonaler Trog im zentralen Längsbereich für die verbreiteten positiven Niederschlagsanomalien verantwortlich, wobei sich die vorherrschenden Strömungsrichtungen noch in der Verteilung der besonders niederschlagsbegünstigten Regionen widerspiegeln (nordwestlich exponierte Bereiche im Westteil sowie südwestlich exponierte im Ostteil des Anomalieraumes); Richtung Atlantik stellen sich mit Annäherung an das dortige Hochdruckzentrum zunehmend trockene Verhältnisse ein. Bei negativer Polung kehren sich die skizzierten Charakteristika entsprechend um.

Die weiteren Musterpaare zeigen neben dem abnehmenden r auch rückläufige Erklärungsanteile beim Niederschlag, jedoch teilweise wieder höhere Anteile bei den geopotentiellen Höhen (Abb. 1). Das dritte Zirkulationsmuster ist durch gleichsinnige Druckzentren im östlichen Längsbereich (mit Ausdehnung in den östlichen Mittelmeerraum) und im Raum der Azoren sowie ein entgegengesetztes Zentrum im Bereich von Nordwest-Afrika gekennzeichnet, das zugehörige Niederschlagsmuster zeigt in konsistenter Weise inverse Zentren um das westliche Mittelmeerbecken (besonders Südrand) und das östliche Becken (besonders Nordrand). Das vierte Zirkulationsmuster wird von einer großräumigen Druckanomalie mit Kern über der Nordsee geprägt, die schwächeren Pendanten entgegengesetzten Vorzeichens liegen im Westen und Osten des südlichen Breitenbereichs; fast der gesamte Mittelmeerraum zeigt gleiches Vorzeichen im zugehörigen Niederschlagsmuster. Schließlich stehen sich im fünften Zirkulationsmuster zwei dominante Anomaliezentren in den höheren Mittelbreiten gegenüber, während der Mittelmeerraum nur untergeordnet betroffen wird; im zugehörigen Niederschlagsmuster zeigt sich folgerichtig die deutlichste Entsprechung an der atlantischen Peripherie des Untersuchungsraumes.

Zirkulation und Niederschlag sind auch für die letztgenannten Musterpaare in analoger Weise aufeinander abgestimmt, wie es für die ersten beiden Paare ausgeführt worden ist. Besonders deutlich zeigt sich dies in den jeweiligen Varianten mitteleuropäischer Hochdruckanomalien mit positiven Niederschlagsanomalien unter Zykloneinfluss in westlichen und östlichen Partien des Mittelmeerraums (Musterpaare 3 und 4). Das fünfte Zirkulationsmuster hat zwar nur mehr begrenzten Einfluss auf die mediterrane Niederschlagsvariabilität, ist aber in seiner Ähnlichkeit zum ostatlantischen Telekonnektionsmuster (EA) nach WALLACE und GUTZLER (1981) besonders hervorzuheben.

4.2 Zeitliche Entwicklung der Musterpaare

Die Zeitkoeffizienten des ersten kanonischen Musterpaares zeigen deutliche Häufungen negativer Phasen in den 1950er und 1960er Jahren, positiver Phasen in den 1980er und 1990er Jahren (Abb. 2). Entsprechend des hohen kanonischen Korrelationskoeffizienten ($r = 0.92$) verlaufen die zeitlichen Entwicklungen von Zirkulations- und Niederschlagsmuster sehr ähnlich. Als Folge gehäufter Hochdrucklagen über dem südwestlichen Quadranten in den letzten beiden Jahrzehnten ergeben sich musterabhängige Niederschlagsreduktionen für den größten Teil des westlichen und zentralen Mittelmeerraums, nur im südöstlichen Sektor resultieren daraus überdurchschnittliche Niederschläge.

Die Zeitkoeffizienten des zweiten Musterpaares zeigen dagegen zumeist eine ausgeglichene Entwicklung (Abb. 2). Lediglich ab 1988 stellt sich abrupt eine starke Häufung negativer Zeitkoeffizienten ein, die eine Zunahme von Hochdruckanomalien über dem zentralen Mittelmeerraum und zugehörige Niederschlagseinbußen im entsprechenden Einflussbereich impliziert. Für West-Iberien sind damit aber überdurchschnittliche Niederschläge verknüpft, die den rezenten Abnahmetrend aus Musterpaar 1 zum Teil kompensieren.

Musterpaar 3 oszilliert mit fünf- bis zehnjährigen Zyklen, zeigt aber keine längerfristigen Trends. Dagegen wird bei Musterpaar 4 ab Mitte der 1970er Jahre eine deutliche Häufung negativer Zeitkoeffizienten erkennbar (Abb. 2). Dies impliziert eine Häufung von Tiefdruckanomalien mit Kern über der Nordsee, verbunden sind damit positive Druckanomalien im subtropischen Breitenbereich und reduzierte Niederschlagsbeiträge fast im gesamten Mittelmeerraum.

Die Zeitkoeffizienten des fünften Musterpaares bewegen sich zwischen 1970 und der Mitte der 1980er Jahre gehäuft im positiven Bereich, um anschließend bevorzugt negatives Vorzeichen anzunehmen (Abb. 2). Für die atlantische Peripherie des Untersuchungsraumes bedeutet dies einen gegenläufigen Beitrag (Abnahme im Norden, Zunahme im Süden) zur allgemeinen Niederschlagsentwicklung, der allerdings aufgrund der geringen Rolle in der Niederschlagsvarianzerklärung nur untergeordnet wirksam wird.

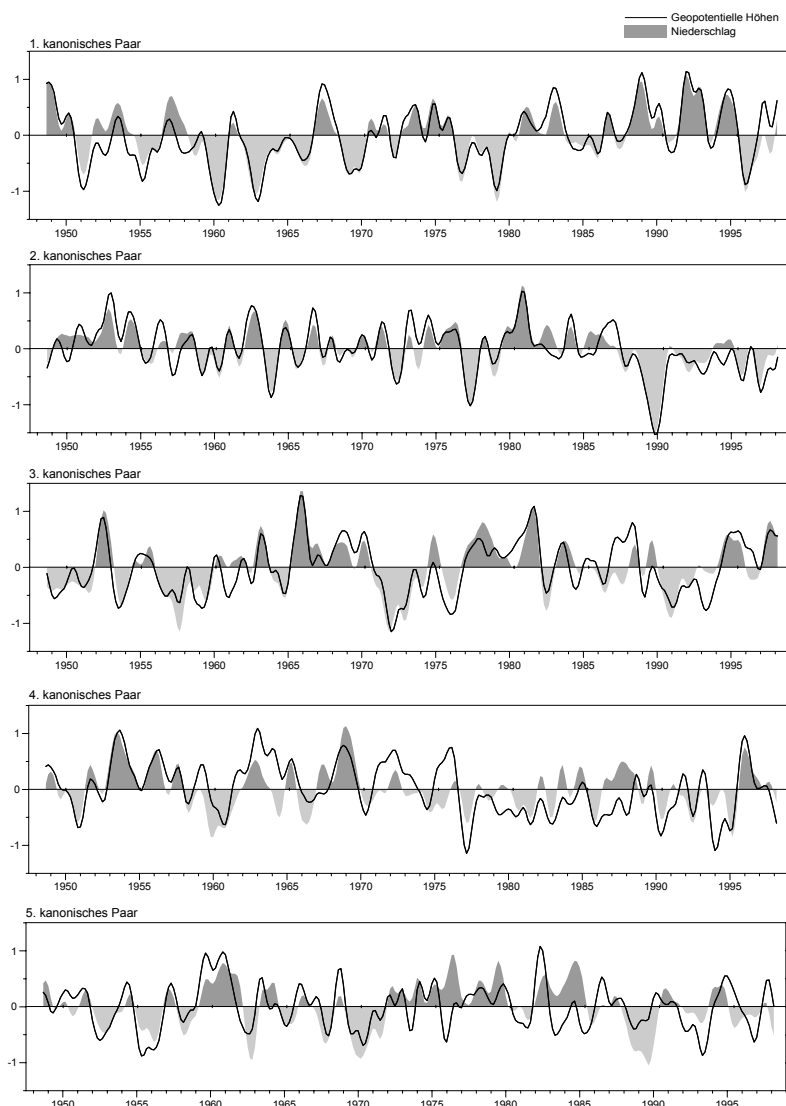


Abb. 2: Tiefpassgefilterte Zeitkoeffizienten (Gauss-Filterperiode 10 Jahre) der kanonischen Musterpaare aus Abbildung 1.

5. Resümee

Kanonische Musterpaare, deren Zeitkoeffizienten eine erkennbare Entwicklungstendenz aufweisen, operieren überwiegend in Richtung eines zirkulationsbedingten Niederschlagsrückgangs für weite Teile des Mittelmeerraums im Winterhalbjahr der letzten ein bis zwei Jahrzehnte. Dies gilt für den zunehmenden Hochdruckeinfluss im Westen und Osten nach Musterpaar 4, die steigende Antizyklonalität im Zentrum und Osten nach Musterpaar 2 sowie die häufigeren Positivphasen der Mediterranen Oszillation nach Musterpaar 1. Letzteres überkompensiert westliche Niederschlagszunahmen nach Musterpaar 2, während lediglich im südöstlichsten Mittelmeerraum leicht ansteigende Niederschläge resultieren. Unterschiedlichste Trendstudien (z.B. MAHERAS, 1988; SCHÖNWIESE ET AL., 1993; MAHERAS ET AL., 1994; PIERVITALI ET AL., 1997; ESTEBAN-PARRA ET AL., 1998; BUFFONI ET AL., 1999; JACOBET, 2000; XOPLAKI ET AL., 2000)

zeichnen zwar bereits ein ähnliches Gesamtbild, einschließlich der Ausnahmestellung des Südostens (SCHÖNWIESE ET AL., 1993; BEN-GAI ET AL., 1998). Durch die kanonische Verknüpfung mit Geopotentialdaten und den gesamtmediterranen Untersuchungsansatz gelingt es jedoch darüber hinaus, diese regional differenzierte Niederschlagsentwicklung zusammenhängend auf spezifische Veränderungen in der großräumigen Zirkulationsdynamik zurückzuführen.

Die vorgelegten Musterpaare erweisen sich als robust, kennzeichnen die wesentlichen Prozesse für das gesamte Winterhalbjahr und beinhalten aufgrund höherer räumlicher Auflösung auch expositionsbedingte Modifikationen der zirkulationsmusterabhängigen Niederschlagsvariabilität. Überdies stellen sie eine geeignete Grundlage dar, mit einschlägigen Verfahrensweisen (z.B. HUPFER ET AL., 1998) zu einer regional differenzierten Abschätzung künftiger Niederschlagsänderungen im Mittelmeerraum unter der Bedingung einer weiteren anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffekts zu gelangen.

Literatur

- BARNETT, T. und R. PREISENDORFER: Origins and levels of monthly and seasonal forecasts skill for the United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Mon. Wea. Rev.* 115 (1987), 1825-1850.
- BEN-GAI, T., A. BITAN, A. MANES, P. ALPERT und S. RUBIN: Spatial and Temporal Changes in Rainfall Frequency Distribution Patterns in Israel. *Theor. Appl. Climatol.* 61 (1998), 177-190.
- BUFFONI L., M. MAUGERI und T. NANNI: Precipitation in Italy from 1833 to 1996. *Theor. Appl. Climatol.* 63 (1999), 33-40.
- CONTE, M., S. GIUFFRIDA und S. TEDESCO: The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. In: *Proceedings of the Conference on Climate and Water, Vol 1. Publ. of the Academy of Finland, Helsinki, 1989, 121-137.*
- CORTE-REAL, J., X. ZHANG und X. WANG: Large-Scale Circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *Int. J. Clim.* 15 (1995), 1135-1150.
- ESTEBAN-PARRA, M.J., F.S. RODRIGO und Y. CASTRO-DIEZ: Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *Int. J. Climatol.* 18 (1998), 1557-1574.
- HOTELLING, H.: Relations between two sets of variates. *Biometrika* 28 (1936), 321-377.
- HUPFER, P., CH. BAERENS, M. KOLAX und B. TINZ: Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste. *Spezialarbeiten Met. Inst. HU Berlin, 1998, 202 S.*
- JACOBEIT, J.: Die Analyse großräumiger Strömungsverhältnisse als Grundlage von Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum. *Würzburger Geogr. Arbeiten* 63, 1985, 284 S.
- JACOBEIT, J.: Variations of trough positions and precipitation patterns in the Mediterranean area. *J. Climatol.* 7 (1987), 453-476.
- JACOBEIT, J.: Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum. *Petermanns Geogr. Mitt.* 144 (2000), 22-33.
- KALNAY, E. ET AL.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77 (1996), 437-472.
- KISTLER, R. ET AL.: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 82 (2001), 247-268.
- LITTMANN, T.: An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall. *Theor. Appl. Climatol.* 66 (2000), 161-171.
- MAHERAS, P.: Changes in precipitation conditions in the western Mediterranean over the last century. *J. Climatol.* 8 (1988), 179-189.

- MAHERAS, P., M.J. ALCOFORADO, S. GUIKA & M. VAFIADIS: Relations entre les périodes sèches et humides des précipitations et les indices de circulation atmosphérique au Portugal durant la dernière période séculaire. *Pub. Assoc. Int. Climatol.* 7 (1994), 241-248.
- MAHERAS, P., E. XOPLAKI & H. KUTIEL: Wet and Dry Monthly Anomalies Across the Mediterranean Basin and their Relationship with Circulation, 1860-1990. *Theor. Appl. Climatol.* 64 (1999), 189-199.
- METEOROLOGICAL OFFICE: *Weather in the Mediterranean I: General Meteorology*. H.M. Stationary Office, London 1962, 362 pp.
- NEW, M.G., M. HULME und P.D. JONES: Representing twentieth century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *J. Clim.* 12 (1999), 829-856.
- NEW, M.G., M. HULME und P.D. JONES (2000): Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: Development of a 1901-1996 monthly terrestrial climate fields. *J. Clim.* 13 (2000), 2217-2238.
- NICHOLLS, N.: The use of canonical correlation to study teleconnections. *Mon. Wea. Rev.* 115 (1987), 393-399.
- PIERVITALI, E., M. COLACINO und M. CONTE: Signals of Climatic Change in the Central-Western Mediterranean Basin. *Theor. Appl. Climatol.* 58 (1997), 211-219.
- QUADRELLI, R., V. PAVAN und F. MOLTENI: Wintertime variability of the Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies. *Clim. Dyn.* 17 (2001), 457-466.
- REITER, E.R.: *Handbook for Forecasters in the Mediterranean*. Tech. pap. No. 5-75, Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93940, 1975, 344 pp.
- SCHÖNWIESE, C.D., J. RAPP, T. FUCHS und M. DENHARD: *Klima-Trend-Atlas Europa 1891-1990*. Ber. Zentrum f. Umweltforschung 20, Universität Frankfurt/M., 1993.
- VON STORCH, H. und F.W. ZWIERS: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge 1999, 485 pp.
- WALLACE, J.M. und D.S. GUTZLER: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.* 109 (1981), 784-812.
- XOPLAKI, E., J. LUTERBACHER, R. BURKARD, I. PATRIKAS und P. MAHERAS: Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Clim. Res.* 14 (2000), 129-146.

Curt Weikinn's Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas

M. Börngen

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie
Leipzig, Deutschland

Abstract

Weikinn's source texts to weather history of Europe are very important for the climate research. In the first half of the 20th Century Curt Weikinn (1888-1966) copied from several thousand city chronicles and other works about 90000 texts to weather extremes. The reports on inundations, storm tides and other hydrographic events are published. These data are the basis of several scientific investigations. The task of the future is to prepare the remaining texts over temperature extremes, precipitation events, gales, hail impacts and other meteorological phenomena for the scientific use.

1. Vorbemerkung

„Noch nie war [...] das öffentliche Interesse an der Entwicklung des Klimas so groß wie heute. Die Gründe dafür liegen zum einen in der gesicherten Existenz bemerkenswerter rezenter natürlicher Klimaschwankungen und der realistischen Möglichkeit anthropogener Klimaänderungen großen Maßstabes, was beides das Klimaproblem in eine Reihe mit den anderen, ebenfalls von Klima und Klimaentwicklung nicht unbeeinflussten globalen Problemen rückt“ (HUPFER, 1991). Die vor rund einem Jahrzehnt gemachte Feststellung hat bis heute nicht an Aktualität eingebüßt. Das sich sogar noch verstärkende Interesse am Klima und seiner Veränderlichkeit war letztlich dafür verantwortlich, sich jetzt wieder an Curt Weikinn und seine für die Klimaforschung bedeutsame Sammlung historischer Texte zu extremen Witterungsereignissen zu erinnern.

2. Curt Weikinn und die Herausgabe seiner Quellentexte

Curt Weikinn (Abb. 1) wurde am 2. Mai 1888 in Berlin geboren und besuchte dort das Andreas-Realgymnasium. Nach dem Abitur hörte er an der Berliner Universität bei Gustav Hellmann meteorologische Vorlesungen (SCHRÖDER, 1968). Dies dürfte Weikinn's Interesse für seine spätere Quellensammlung geweckt haben. Gleichwohl scheint er kein reguläres Meteorologiestudium absolviert zu haben, er hat vielmehr, wie an ihn adressierte Briefumschläge vermuten lassen, bei einer Bank gearbeitet.

Weikinn beruft sich im Vorwort des ersten Bandes der Quellentexte auf die Forderung, die auf der Internationalen Meteorologenkonferenz 1905 und auf der Hauptversammlung des Gesamtvereins der deutschen Geschichts- und Altertumsvereine 1906 erhoben wurde, nämlich die schriftlichen Überlieferungen der verschiedenen Länder hinsichtlich Nachrichten über anomale Naturerscheinungen wie Überschwemmungen, Dürre, strenge Winter durchzusehen und diese systematisch zu sammeln. Schließlich sei die Sammlung solcher Witterungserscheinungen für die Aufklärung der Klima- aber auch der Wirtschaftsgeschichte der betreffenden Region von erheblicher Bedeutung.



Abb. 1: Curt Weikinn 1888-1966 (aus SCHRÖDER, 1968, S. 195).

WEIKINN (1958) schätzte die Ende des 19., Anfang des 20. Jahrhunderts entstandenen Sammlungen von Naturereignissen zu einem großen Teil als wertlos ein, darunter auch den heute noch bekannten und häufig benutzten "Katalog bemerkenswerter Witterungsereignisse" von HENNIG (1904). Hauptpunkt seiner Kritik war, dass diese Werke zu einem großen Teil auf Kompilationen und nicht auf die Quellen selbst zurückgehen. Weikinn wollte dies akkurater machen, und so hat er vor allem in der Zeit vor dem zweiten Weltkrieg – danach machten sich die zahlreichen Kriegsverluste nachteilig bemerkbar – systematisch historische Quellen nach brauchbarem Material durchgesehen. „Reiche Fundgruben ... bieten zahlreiche Stadt-Chroniken oder -Geschichten, soweit“, wie er betont, „die betreffenden Nachrichten aus Aufzeichnungen der Stadtarchive oder aus Tagebucheintragungen einzelner Bürger der betreffenden Städte stammen“ (WEIKINN, 1958, S. VI). Diese Orientierung auf die Erstbeschreibung eines Ereignisses ist sehr wichtig, da durch häufiges Umschreiben mannigfaltige Verfälschungen vorkommen können.

Weikinn hat die Auszüge zunächst auf kleine, etwa 10 cm breite und 15 cm hohe Zettel geschrieben (Abb. 2). Dabei befinden sich auf der Vorderseite 1. die Zeitangabe (Jahr sowie Jahreszeit oder genaues Datum), 2. die Ortsangabe, 3. die Witterungsbeschreibung im Originaltext, bei Angaben aus neuerer Zeit auch Instrumentenbeobachtungen und 4. (in Klammern gesetzt) die Quellenangabe. Die Blöcke 3 und 4 sind mitunter auch mehrfach vorhanden. Auf der Rückseite können sich weitere Informationen befinden, z. B. Übersetzungen der zahlreichen lateinischen Texte. Von diesenzetteln gibt es schätzungsweise 80000 bis 100000 Stück. (Wenn man z. B. 50 Jahre lang jeden Tag 5 Zettel schreibt, kommt man – ohne Berücksichtigung der Schaltjahre – auf 91250!)

Nach dem Zweiten Weltkrieg fand Weikinn, der inzwischen Invalidenrentner war, Unterstützung bei Hans Ertel (1904-1971). (Da Ertel kurzzeitig – im Jahre 1922 – ebenfalls als Bankangestellter tätig gewesen war, ist vielleicht nicht auszuschließen, dass sich er und Weikinn auf diese Weise kennen gelernt haben.) Ertel war viele Jahre Direktor des früheren Instituts für Physikalische Hydrographie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin und zeitweise Vizepräsident der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Er bemühte sich 1951 zunächst um ein Stipendium für Weikinn und beschäftigte diesen ab Oktober 1952 als wissenschaftliche Hilfskraft (BBAW, Akademiearchiv). Außerdem setzte er sich dafür ein, dass die Akademie die Drucklegung der

Weikinn'schen Arbeit übernahm. Diese Konstellation dürfte auch erklären, warum zuerst, als Band I, die hydrographischen Erscheinungen (Überschwemmungen, Zu- und Aufgänge der Gewässer, sehr niedrige Wasserstände, Sturmfluten) und nicht, was näherliegender gewesen wäre, die meteorologischen Beobachtungen zur Veröffentlichung gebracht wurden.

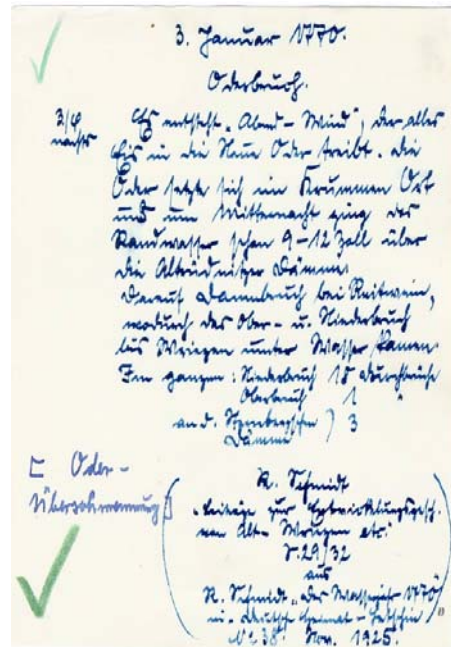


Abb. 2: Alle Berichte einschließlich Quelle (innerhalb runder Klammer) und beabsichtigter Randbemerkung (Datum, Ort und – in eckiger Klammer – Ereignis) hat Weikinn zunächst auf kleine Zettel notiert (Wiedergabe dieses Zettels in gedruckter Form siehe WEIKINN 2000, Nr. 1219).

Im Jahre 1958, Curt Weikinn war damals 70 Jahre alt, erschien im Akademie-Verlag der erste Teilband (WEIKINN, 1958) mit einer Auflagenhöhe von 500 Exemplaren. Die Aufnahme in der Fachpresse war günstig. So lobte der Klimatologe Karl KNOCH (1959) „den großen Eifer und den Willen der Exaktheit, mit dem der Verfasser sich in das Aufspüren der Quellen und ihr Studium versenkt hat, eine Arbeit, die nur mit einer gewissen Verbissenheit bewältigt werden kann“. Der Referent hoffte, dass in absehbarer Zeit auch die Folgebände der Öffentlichkeit übergeben würden. Dies traf auch zunächst ein; im Abstand von ein bis zwei Jahren erschienen der zweite bis vierte Band (WEIKINN, 1960, 1961, 1963). Daneben hat Weikinn Mitte der 60-er Jahre kleinere Arbeiten zu speziellen Themen in den „Acta Hydrophysica“ herausgebracht (WEIKINN, 1965/66a, b, 1966/67a, b).

Die Vollendung seines Werkes durfte Curt Weikinn jedoch nicht mehr erleben; er verstarb am 27. Dezember 1966 an den Folgen einer akuten Lungenentzündung. Die von ihm bereits weitgehend fertiggestellten, die Zeiträume 1751-1800 und 1801-1850 umfassenden Manuskripte blieben zunächst ungedruckt liegen. Februar 1970 wurde die Herausgabe der Bände 5 und 6 ins Auge gefasst; der Meteorologische Dienst der DDR war bereit, die Finanzierung zu übernehmen. Es bestand die Absicht, das erste der beiden Manuskripte dem Verlag Ende 1970 zu übergeben, so dass die Auslieferung Anfang 1972 erfolgen konnte (BBAW, Akademiearchiv). Geldmangel und vielleicht auch die durch Ertels Tod nicht mehr vorhandene ideelle Förderung verhinderten dies.

Man kann von Glück sprechen, dass sowohl Weikinn's Manuskripte wie auch seine Zettelsammlung in das Archiv des Instituts für Länderkunde (ehemals Institut für Geogra-

phie und Geoökologie der Akademie der Wissenschaften der DDR) in Leipzig gelangt sind, wo das Material sachkundig aufbewahrt wird und auch eingesehen werden kann. Dadurch – und selbstverständlich nicht zuletzt dank finanzieller Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft – war es möglich, in den letzten Jahren die Manuskripte für die Teile 5 (WEIKINN, 2000) und 6 (WEIKINN, 2002) zu bearbeiten und herauszugeben.

In der äußeren Form, bei leicht verändertem Format, halten sich diese Bände weitgehend an die vorliegenden Ausgaben. Bei der intensiven Nutzung der früheren Bände traten jedoch einige Mängel zutage, die bestimmte Modifizierungen veranlassten. Die wichtigste und auffälligste ist die Nummerierung der Quellentexte zur bequemeren Auffindung einer gesuchten Angabe. Aufwendig war die Aktualisierung der Orts- und Gewässernamen, da Weikinn die Namen nach den Quellentexten benutzt. Diese waren jedoch häufig, u. a. durch veränderte nationale Zugehörigkeit, nicht mehr zutreffend. Bei den Flüssen wurde sich bemüht, das übergeordnete Stromgebiet festzustellen.

3. Zum Inhalt und zur Auswertung der Weikinn'schen Quellentexte

Die vorliegenden 6 Teilbände enthalten 23160 Einträge. In Abb. 3 ist die Anzahl der Datensätze dargestellt, die Weikinn für die Jahre von 1400 bis 1850 zu hydrologischen Extremsituationen gefunden hat. Für den genannten Zeitraum sind es 22424 Meldungen. Die dargestellte Reihe ist 5-jährig übergreifend gemittelt. Der Winter wurde dem Jahr zugeordnet, in das der Januar fällt.

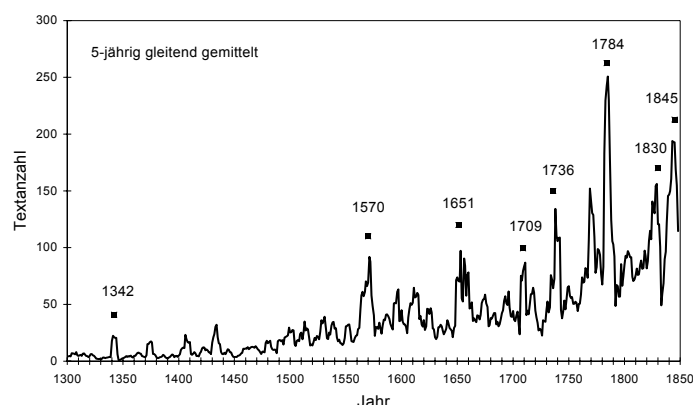


Abb. 3: Zahl der Weikinn'schen Quellentexte pro Jahr (5-jährig übergreifend gemittelt) für den Zeitraum 1300 - 1850. Aus dem generellen Anstieg treten hydrologisch-klimatologisch "bemerkenswerte" Jahre dank überdurchschnittlich vieler Berichte klar hervor.

Zunächst ist naturgemäß eine Zunahme zur Gegenwart hin zu beobachten, wobei allerdings dieser Anstieg im 17. Jahrhundert infolge des 30-jährigen Krieges flacher ist. Diesem allgemeinen Verlauf sind kürzerfristige Schwankungen überlagert. Sie werden als Wechsel zwischen „ruhigen“ Zeiten und Zeiten mit „bemerkenswerten“ Witterungsereignisse gedeutet. Dabei kann die Häufung der Meldungen durch viele Berichte zu einem Geschehen und/oder durch eine rasche Folge mehrerer Ereignisse zustande kommen. Eine ähnliche Feststellung hat schon vor 120 Jahren HELLMANN (1883) bei der statistischen Auswertung des historischen meteorologischen Schrifttums gemacht. Er fand dabei den gleichen generellen Verlauf und wies ausdrücklich darauf hin, dass das Auftreten ungewöhnlicher meteorologischer Erscheinungen die schriftstellerische Aktivität befördert.

Die in der Abbildung angegebenen Jahre sind solche, aus denen besonders viele Berichte vorliegen. Diese hydrologisch (oder auch klimatologisch) interessanten Jahre werden durch folgende Ereignisse charakterisiert:

- 1342: im Juli ein für geschichtliche Zeit einmaliges Hochwasser
- 1570 und 1651: im Februar europaweit Überschwemmungen
- (1708)/1709: harter Winter in Mitteleuropa
- 1736: bedeutendste Oder-Sommerhochwasser
- 1784: im Februar europaweit Überschwemmungen
- (1829)/1830: harter Winter in Mitteleuropa
- 1845: schwere Hochwasser, u. a. im Elbegebiet.

Im Titel der Weikinn-Bände heißt es "Witterungsgeschichte Europas". Richtiger wäre sicher, von „Mitteleuropa“ zu sprechen, denn der überwiegende Teil der Meldungen betrifft den deutschsprachigen Raum, Frankreich, Dänemark, Westpolen und Tschechien. Über Italien (außer Südtirol), die iberische Halbinsel, Großbritannien, Skandinavien, Russland (außer ehemals Westpreußen) und den Balkan (mit Ausnahme von Siebenbürgen) finden sich nur gelegentliche Äußerungen.

Für die sechs vorliegenden Bände sind ungefähr 2500 Quellen herangezogen worden. Eine nach Ort und Zeit gegliederte Übersicht zur Literatur findet sich bei SCHMIDT (2000).

Schon KNOCH (1959) weist darauf hin, dass „das Werk durchaus keine trockene Lektüre“ ist. Das gilt im besonderen Maße für die ersten Bände, deren zeitgenössische Berichte mit für unsere Ohren unbeholfenen Formulierungen ein plastisches Bild der gewaltigen Katastrophen zeichnen. Fast willkürlich herausgegriffen sei hierzu ein Text aus dem zweiten Teilband (WEIKINN, 1960, S. 120), der eine Überschwemmung Anfang Juni 1533 in Süd- und Mitteldeutschland beschreibt: „im anfang brachmonats hat sichs mit grossen regen begeben, daß alle wasser [...] durch den gelingen regen sint ausgebrochen, die heuser an ettlichen enden viech weib man und kinder erseuft, das gras uff dem feld sampt anderm getreide verflust und hinweg gefurt, die weinberg und ander gewelde zerrissen und umbgschlaift“. Worte bzw. Wendungen, die heute flapsig wirken, wie „ersaufen“ oder auch „den Geist aufgeben“, gehörten damals eben zum normalen Sprachgebrauch. Gleichermaßen ruft die Reihenfolge „viech weib man und kinder“ unwillkürlich Schmunzeln hervor.

Weikinn hat die Texte nicht immer ganz wörtlich zitiert; zum Beispiel ist unter dem 5. August 1698 (alter Stil) folgende auf Sachsen bezogene Meldung zu finden: "Es sind die Wasser von tägigen starcken Regen abermahls angelauffen und übergangen." Die gleichlautende Formulierung findet sich unter dem 26. August des gleichen Jahres. In der zitierten Quelle (VOGEL, 1714) findet man den zusammenfassenden Eintrag: "Den 5. Augusti und wiederum d. 26. Aug. sind die Wasser von tägigen starcken Regen abermahls angelauffen und übergangen".

Die Texte des vorliegenden Teils der Quellensammlung, also des hydrographischen Bandes, halten im wesentlichen drei Ereignisformen fest: 1. Sturmfluten an Nord- und Ostsee, 2. Eisverhältnisse der Binnengewässer sowie der Nord- und Ostsee und 3. abnorme Wasserstände, also Niedrigwasser oder Hochwasser bzw. Überschwemmungen. Die letzte Gruppe ist zahlenmäßig die größte, von der Beschreibung her sind die der Sturmfluten am ausführlichsten. Vielfach wird auf die meteorologischen Ursachen der hydrographischen Ereignisse kurz hingewiesen, also auf die Wind-, die Temperatur- und die Niederschlagsverhältnisse.

Die Weikinn'schen Quellentexte enthalten sowohl qualitative wie auch quantitative An-

gaben, wobei natürlich der Anteil der quantitativen gegenüber den qualitativen mit der Zeit zunimmt. Die Zahlenangaben liegen meist nicht in der heute üblichen Maßeinheit vor, sondern in einer für den Ort und die Zeit üblichen Einheit (Fuß, Zoll usw.). Im allgemeinen bereitet die Umrechnung keine Schwierigkeiten, es sei denn, es gibt Angaben wie folgt: „Den 1. Merzen [1740] ist der Bodensee von hier bis 2 oder 3 Büchenschuß hinein überfrozen, [...]“ (WEIKINN, 1963, S. 258).

Problematischer ist zuweilen – wie bei allen historischen Schriftquellen – die zeitliche Zuordnung, da man es vielfach mit ungewohnten Monatsbezeichnungen, mit Heiligtagen, veralteten Kalendersystemen oder überhaupt mit einem anderen Zeitverständnis (s. hierzu z. B. WITTE, 1991) zu tun hat.

Für die Bearbeiter und Herausgeber der jüngsten Teilbände war es naheliegend, das vorliegende Material für verschiedene wissenschaftliche Untersuchungen zu nutzen. Dies waren zum einen Analysen von Einzelereignissen, so der Oder-Überschwemmung 1736 (MILITZER ET AL., 1999) unter dem Eindruck des Oderhochwassers von 1997 oder des Jahrtausendhochwassers von 1342 (TETZLAFF ET AL., 2002), und zum anderen die Erarbeitung von Hochwasserchronologien ausgewählter Ströme. Neben der Oder stand hierbei die Elbe im Mittelpunkt des Interesses. Auf diese Untersuchung sei kurz eingegangen, zumal sie infolge der katastrophalen Überschwemmungen im August 2002 besondere Aktualität bekommen hat.

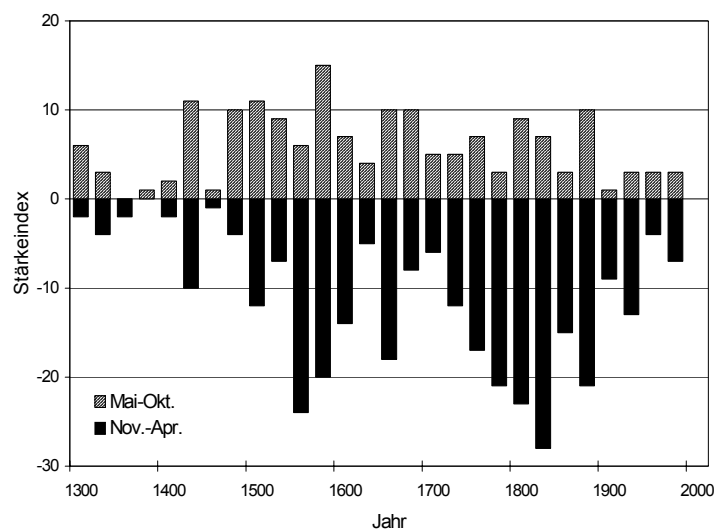


Abb. 4: Ausmaß (Anzahl und Stärke) der Elbe-Überschwemmungen von 1300 bis 2000.

Die Elbe ist der Strom, der in den sechs Weikinn-Bänden mit Abstand am häufigsten erwähnt wird: etwa 2250mal, gefolgt vom Rhein mit rund 1000 Nennungen. Um einen Überblick über das Hochwassergeschehen der letzten Jahrhunderte zu gewinnen, wurden alle überlieferten Hochwasser der Elbe je nach Stärke mit einem Index zwischen 1 (leichtes Hochwasser) und 3 (sehr starkes Hochwasser) versehen. Die Vergabe des Index richtet sich nach der Form der Beschreibung (etwa „Überschwemmung“, „große Überschwemmung“, „größte Überschwemmung seit Menschengedenken“), der Zahl der Zitate, der Größe des wirtschaftlichen Schadens, der Zahl der Todesopfer usw. Für die Zeit von 1301 bis 1850 konnten so 275 Überschwemmungen erkannt werden, d. h. durchschnittlich jedes zweite Jahr tritt eine, meist kleinere, Überschwemmung auf.

Um die Chronologie in die Gegenwart weiterzuführen, wurde auf spezielle Jahrbücher (KÖNIGLICHE ELBSTROM-BAUVERWALTUNG, 1893) oder elektronische Medien (Daten des Global Runoff Data Centre sowie <http://www.wetteronline.de>) zurückgegriffen.

Entsprechend Pegelhöhe und Abflussmenge erfolgte auch bei diesen Daten eine Einteilung in die Stärkeklassen 1 bis 3.

Die Indizes wurden über jeweils 25 Jahre summiert, getrennt nach Winter- (November bis April) und Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) (Abb. 4). Es zeigt sich, dass Überschwemmungen mal weniger (oder schwächer), mal häufiger (bzw. stärker) auftreten. Besonders eindrucksvoll ist die winterliche Hochwasseraktivität Ende des 16. und Anfang des 19. Jahrhunderts. Die Variabilität der Sommerhochwasser ist deutlich geringer ausgeprägt. Entgegen der in jüngster Zeit häufig geäußerten Meinung kann nicht von einer Zunahme der Hochwasser in den letzten Jahrzehnten gesprochen werden. Eine detaillierte Untersuchung von Mudelsee, Börngen und Tetzlaff wird demnächst vorgelegt.

4. Vorhaben zur vollständigen Erschließung der Weikinn'schen Quellentexte

Mit dem Erscheinen des 6. Teilbandes der Weikinn'schen Quellensammlung liegt der Band I „Hydrographie“ nunmehr geschlossen vor. In nächster Zeit sollen zumindest Teile dieser Datensammlung dem Publikum in elektronischer Form zur Verfügung gestellt werden.

Die publizierten Weikinn-Bände geben schätzungsweise 30% der von Curt Weikinn gesammelten Quellentexte wieder. Es laufen gegenwärtig intensive Bemühungen, auch den „Rest“, deren Gegenstand Temperaturextreme, Niederschlagsereignisse, Orkane, Hagelschläge u. a. meteorologische Phänomene sind (Band II), der Fachwelt zur Verfügung zu stellen und damit den Fundus an Klimadaten zu erweitern.

Literatur

- HELLMANN, G.: Repertorium der deutschen Meteorologie. Verlag Wilh. Engelmann, Leipzig 1883, XXII S., 996 Spalten.
- HENNIG, R.: Katalog bemerkenswerter Witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis 1800. Abh. d. Preuß. Meteorol. Inst. 2 (1904).
- HUPFER, P. (Hrsg.): Das Klimasystem der Erde. Akademie-Verlag, Berlin 1991, 464 S.
- KNOCH, K.: Buchbesprechung. Gerlands Beiträge zur Geophysik 68 (1959), 318-320.
- KÖNIGLICHE ELBSTROM-BAUVERWALTUNG: Hydrologischer Jahresbericht von der Elbe für 1892. Baensch, Magdeburg 1893.
- MILITZER, ST., BÖRNGEN, M., TETZLAFF, G.: Das Oderhochwasser von 1736. Ein Analogon zum Jahrhunderthochwasser 1997. - Geoökodynamik 20 (1999), 309-322.
- SCHMIDT, M.: Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850. Oldenbourg-Industrieverlag, München 2000, 330 S.
- SCHRÖDER, W.: Curt Weikinn†. Z. f. Meteorologie 20 (1968), 195-196.
- TETZLAFF, G., BÖRNGEN, M., MUDELSEE, M., RAABE, A.: Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrographischer Sicht. - Wasser & Boden 54 (2002), 41-49.
- VOGEL, J. J.: Leipzigisches Geschicht-Buch oder Annales, ... Lankischens Buchhandlung, Leipzig 1714 (2. Aufl. 1756).
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 1 (Zeitwende - 1500). Akademie-Verlag, Berlin 1958, VIII, 531 S.
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 2 (1501-1600). Akademie-Verlag, Berlin 1960, VI, 486 S.

- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 3 (1601-1700). Akademie-Verlag, Berlin 1961, VI, 586 S.
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 4 (1701-1750). Akademie-Verlag, Berlin 1963, VI, 381 S.
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 5 (1751-1800). Herausgegeben u. bearbeitet von Michael Börngen u. Gerd Tetzlaff. Borntraeger-Verlag, Berlin, Stuttgart 2000, VIII, 674 S.
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850, Hydrographie Teil 6 (1801-1850). Herausgegeben u. bearbeitet von Michael Börngen u. Gerd Tetzlaff. Borntraeger-Verlag, Berlin, Stuttgart 2002, VI, 728 S.
- WEIKINN, C.: Katastrophale Dürrejahre während des Zeitraums 1500-1850 in den Flußgebieten der heutigen Deutschen Demokratischen Republik. Acta Hydrophysica 10 (1965/66a), 33-54.
- WEIKINN, C.: Ein Beitrag zur Hochwasserhäufigkeit im östlichen Erzgebirge. Acta Hydrophysica 10 (1965/66b), 163-176 u. 11 (1966/67a), 121-132.
- WEIKINN, C.: Bemerkenswerte hydrometeorologische Erscheinungen früherer Jahrhunderte in Europa, I. Teil: Sehr starke bzw. verbreitete Hagelfälle in den Jahren 1100-1400. Acta Hydrophysica 11 (1966/67b), 181-206.
- WITTE, W.: Der Aussagewert von historischen hydrologischen Daten im Vergleich zu meteorologischen und (para-)phänologischen Daten für die Rekonstruktion der Witterung im Mittelrheingebiet seit dem 14. Jahrhundert. Würzburger Geographische Arbeiten 80 (1991), 149-181.

Archivalien

Berlin-Brandenburgische Akademie der Wissenschaften (BBAW), Akademiearchiv, Bestand Akademieleitung, Nr. 25, 681, 682; Bestand Akademieleitung, Personalien, Nr. 663; Bestand Akademie-Verlag Nr. 2350.

Jahreszeitliche Struktur beobachteter Temperatur- und Niederschlagstrends in Deutschland

C.-D. Schönwiese

Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt a. M.
Institut für Meteorologie und Geophysik
Frankfurt a. M., Deutschland

Abstract

In the context of the discussion of global or regional climate change, in addition to extreme events, long-term trends are of outstanding interest. However, because of the pronounced variability of climate in relation to time and space, special regional analyses are necessary. In consequence, such an analysis with focus on Germany and the climate elements surface air temperature such as precipitation is presented. In particular, the seasonal/monthly trend characteristics related to selected time intervals between 1891 and 2000 are considered. One of the most spectacular results is an intensifying warming and wetness in winter whereas the summer warming is accompanied by a trend change from decreasing to increasing precipitation in recent decades.

Zusammenfassung

Im Rahmen der Diskussion des globalen bzw. regionalen Klimawandels sind, neben Extremereignissen, Langfristrends von besonderem Interesse. Doch erfordert die ausgeprägte Klimavariabilität in Zeit und Raum spezielle regionale Detailuntersuchungen. Daher wird hier eine solche Analyse für Deutschland und die Klimaelemente bodennahe Lufttemperatur sowie Niederschlag vorgestellt, mit besonderem Blick auf die jahreszeitlichen/monatlichen Besonderheiten der Trends in ausgewählten Zeitintervallen zwischen 1891 und 2000. Am auffälligsten ist dabei die sich verstärkende winterliche Temperatur- und Niederschlagszunahme, während im Sommer, unter ebenfalls Erwärmung, eine Trendwende von abnehmendem zu in den letzten Dekaden zunehmendem Niederschlag eingetreten ist.

1. Klimatologischer Hintergrund

Das globale Klima ist offensichtlich zeitlich/räumlich variabel und sowohl die beobachteten bzw. rekonstruierten Strukturen dieser Variabilität als auch deren Ursachen sind Gegenstand intensiver wissenschaftlicher wie öffentlicher Diskussionen, insbesondere was mögliche anthropogene Einflüsse im Rahmen der Umweltproblematik betrifft (HOUGHTON ET AL., 2001; HUPFER, 1991, 1996; LOZÁN ET AL., 1998, 2001; SCHÖNWIESE, 1995). Die räumliche Variabilität bewirkt, dass das globale Klima regional sehr differenziert in Erscheinung tritt, und zwar nicht nur was den gegenwärtigen Klimazustand betrifft (wie er auch immer definiert sein mag), sondern auch hinsichtlich der verschiedenen Komponenten der zeitlichen Variabilität wie Trends, Varianz und Extremwertverhalten. Leider sind der Aussagekraft der Klimamodellierung, gerade bei der Simulation relativ kleinräumiger regionaler Strukturen, aber auch generell-quantitativ wegen der nicht vollständig verstandenen Rückkopplungen im Klimasystem, deutliche Grenzen gesetzt, wobei hier vorwiegend die globalen gekoppelten Zirkulationsmodelle (GCM) von Atmosphäre und Ozean gemeint sind (HOUGHTON ET AL., 2001).

Deshalb, und da die Problematik der Klimaänderungen, insbesondere der anthropogenen, nicht nur auf ihnen selbst, sondern vor allem auf deren Auswirkungen beruht, und da gerade bei diesen Auswirkungen die regionalen Besonderheiten von ausschlaggebender Bedeutung sind, ist es wichtig, auch klimadiagnostische Betrachtungen der Klimavariabilität auf der Grundlage der Beobachtungsdaten durchzuführen. Dies gilt sowohl global in möglichst weitgehender regionaler Differenzierung als auch für Detailanalysen hinsichtlich ausgewählter Regionen. Es liegt nahe, unter anderem auch aus Gründen der Datenverfügbarkeit, dies für Europa bzw. Deutschland zu tun. In Fortführung bzw. Ergänzung zu früheren derartigen Arbeiten (RAPP und SCHÖNWIESE, 1996; SCHÖNWIESE und RAPP, 1997; RAPP, 2000; SCHÖNWIESE, 2002) wird im folgenden eine neoklimatologische (d.h. auf direkt gewonnenen Beobachtungsdaten beruhende) Trendanalyse der bodennahen Lufttemperatur und des Niederschlags für Deutschland vorgestellt. Der Fokus liegt hier allerdings weniger auf den selbst innerhalb Deutschlands erheblich ausgeprägten (sub)regionalen Besonderheiten (vgl. dazu o.a. Literatur), sondern auf den jahreszeitlichen Strukturen.

2. Methodische Aspekte und Motivation

Zeitreihen von Klimaelementen weisen im allgemeinen eine Überlagerung unterschiedlicher Strukturen auf (ERHARD ET AL., 1992; SCHÖNWIESE, 2000), nämlich linearer oder nicht-linearer Trend (falls nicht entdeckbar, Mittelwert), Jahresgang (saisonale Komponente), weiteren mehr oder weniger zyklischen Variationskomponenten, ggf. eine sog. glatte Komponente (in der üblichen spektralen Varianzanalyse nicht mehr auflösbarer tieffrequenter Variationsanteil, auch episodische oder polynomiale Komponente genannt) und unregelmäßigen Variationen, die auch das Eintreten damit verbundener extremer Werte beinhalten (konventionell als relativ kurzfristige und relativ starke Abweichungen vom Mittelwert bzw. Trend definiert; alternative Definition siehe GRIESER ET AL., 2000, 2002).

Obwohl es sinnvoll ist, beispielsweise das Extremwertverhalten vom Trendverhalten zu trennen, da rein rechnerisch Trends auch allein auf zufällig in der Nähe des Reihenanfangs bzw. -endes auftretende Extremwerte (möglicherweise sogar Messfehler) zurückgehen können, sollen hier die „tatsächlichen“ Trends ohne vorangehende Zeitreihenzerlegung betrachtet werden. Sie können somit unterschiedliche strukturelle (nicht zu verwechseln mit den physikalischen) Ursachen haben.

Trendanalysen sollten darüber hinaus der Frage nachgehen, ob die gefundenen Trends linear sind oder nicht. Bei einer entsprechenden Analyse von 41 europäischen monatlichen Temperaturreihen, die Trends bis zur 5. Ordnung zuließ, stellten sich unter 35 gefundenen signifikanten (Niveau 95 %) Trends 29 als linear und 6 als nicht-linear heraus, von letzteren die Mehrzahl positiv progressiv (GRIESER ET AL., 2000). Dies deckt sich qualitativ mit vielen anderen derartigen Untersuchungen und lässt den Schluss zu, dass bei der Temperatur und nicht zu kurzen (d.h. mindestens mehrere Jahrzehnte) bzw. nicht zu langen (d.h. nicht wesentlich über 100 Jahre hinausgehenden) Zeitintervallen ein lineares Trendverhalten weitaus am häufigsten ist, was die Vergleichbarkeit der Trendwerte von Datenreihe zu Datenreihe sehr erleichtert.

Weniger gerechtfertigt ist dieser Schluss i.a. bei Niederschlagsreihen. So zeigte die gleiche oben genannte Untersuchung bei 81 deutschen Niederschlagsreihen nur etwa in der

der Hälfte der Fälle ein lineares, ansonsten überwiegend ein progressives Trendverhalten. Da zudem Trends im allgemeinen zeitlich nicht stabil sind, worauf noch näher einzugehen ist, lassen sich progressive Trends häufig auf eine Verstärkung linearer Trends zurückführen, wenn sukzessiv unterschiedliche Subzeitintervalle der Analyse zugrundegelegt werden. Dieses Vorgehen, wie es im folgenden angewandt wird, beinhaltet den Vorteil, dass die Vergleichsmöglichkeiten erhalten bleiben.

Die Signifikanzprüfung von Trends zielt auf die Frage ab, wie deutlich sie sich von der überlagerten zusätzlichen Variabilität unterscheiden, mit dem Problem, dass auch statistisch nicht-signifikante Trends real und insbesondere wirkungsvoll sein können. Trotzdem sollte auf Signifikanzprüfungen nicht verzichtet werden. Am einfachsten ist dabei die Errechnung des Trend-/Rauschverhältnisses T/R , wobei T der Trendwert und R meist durch die Standardabweichung der Ausgangsdaten repräsentiert ist. Im Fall einer Normalverteilung gilt dann näherungsweise für $T/R > 1$ ein Signifikanzniveau von $S_i = 70\%$ (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0,3$) und für $T/R > 2 \rightarrow S_i = 95\%$ ($\alpha = 0.05$). Etwas aufwendiger ist der parameterfreie (keine Normalverteilung voraussetzende) Mann-Kendall-Trendtest (SCHÖNWIESE, 2000; SCHÖNWIESE und RAPP, 1997).

3. Ergebnisse

3.1 Temperaturtrends

Zunächst soll ein Blick auf die Schätzwerte der bodennahen Lufttemperatur für das Flächenmittel Deutschland, kurz die Deutschland-Temperatur, geworfen werden, die in ihren Jahresanomalien (Referenzzeitintervall 1961-1990; der Anomaliewert 0 entspricht $8,3\text{ °C}$) nach RAPP (2000) in Abb. 1 dargestellt ist. Dabei stützen sich die Werte ab 1761 auf lediglich 4, ab 1891 auf 31 und ab 1951 auf 75 Stationen ab. Wesentlich mehr Stützstellen weisen die entsprechenden sog. Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes auf (MÜLLER-WESTERMEIER, 2002), die jedoch erst ab 1901 vorliegen. Da ab dieser Zeit die Unterschiede sehr gering sind, ist die in Abb. 1 dargestellte Reihe nur für 1997-2001 durch diese Rasterdaten ergänzt.

Ausser den in Säulenform dargestellten Jahresanomalien sind in Abb. 1 noch eine 20-jährige Glättung (Gauß'scher Tiefpaßfilter, Methodik s. SCHÖNWIESE, 2000), die obere und untere Grenze der doppelten Standardabweichung (2σ) sowie die linearen Trends 1761-1890 und 1891-2000 eingezeichnet. Diese Trends betragen $-0,2\text{ °C}$ ($T/R \ll 1$) bzw. $+0,9\text{ °C}$ ($T/R = 1,3$, entsprechend $S_i = 70\%$), wobei die säkulare Erwärmung noch etwas höher als die der entsprechenden global gemittelten Daten ist (dort $+0,7\text{ °C}$, $T/R = 2,7$, entsprechend 99% Signifikanz; vgl. SCHÖNWIESE, 2002; HOUGHTON ET AL., 2001). Die wesentlich höhere Signifikanz des Globaltrends erklärt sich aus der Tatsache, dass räumliche Mittelung die Varianz (und somit das „Rauschen“) verringert, folglich T/R erhöht. Trotzdem ist der säkulare Temperaturanstieg sicherlich auch in Deutschland real, wie beispielsweise die markante Rückzugsreaktion der Alpengletscher zeigt (HÄBERLI ET AL., 2001; ESCHER-VETTER, 2002).

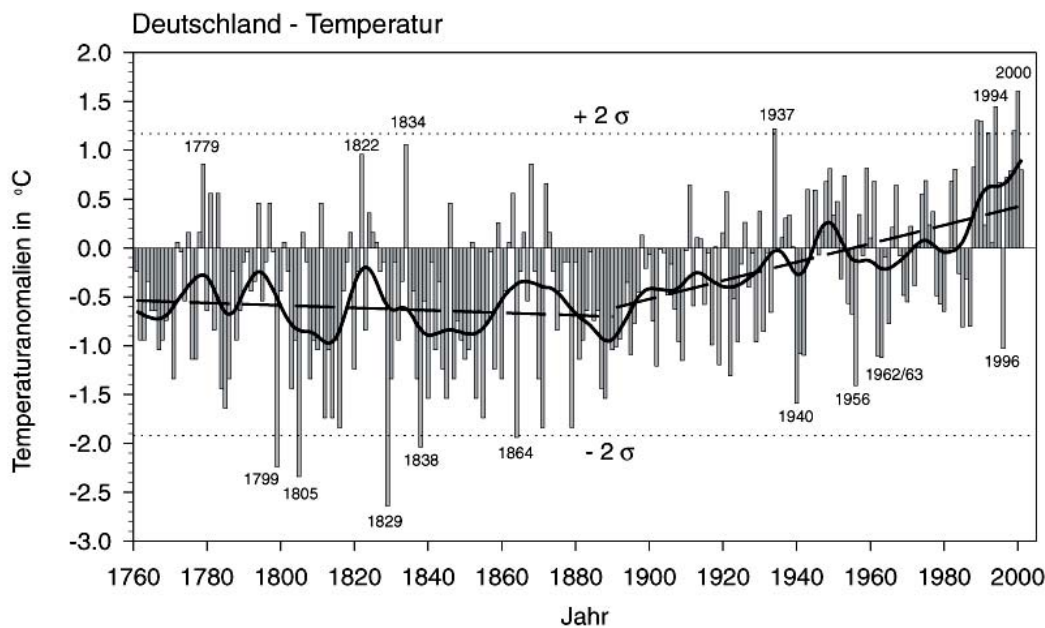


Abb 1: Jahresanomalien (Säulen) der bodennahen Lufttemperatur 1761-2001, Flächenmittel Deutschland, Daten nach RAPP (2000), 1997-2001 ergänzt nach MÜLLER-WESTERMEIER (2002), mit 20-jähriger Glättung (dicke Kurve) und linearen Trends 1761-1890 bzw. 1891-2000 (gestrichelte Linien); ausserdem sind die obere und untere Grenze der doppelten Standardabweichung (2σ) eingezeichnet (gepunktete horizontale Linien) sowie einige relativ warme bzw. kalte Jahre angegeben (mit dem bisherigen Wärmerekord im Jahr 2000).

Es soll nun aber der Frage nachgegangen werden, inwieweit die einzelnen Jahreszeiten zur säkularen Erwärmung in Deutschland beigetragen haben und ob es dabei Hinweise auf Trendabschwächungen oder -verstärkungen in den letzten Jahrzehnten gibt. Zu diesem Zweck wurden für die Vergleichszeitintervalle 1891-1990 (säkular), 1961-1990 (letzte CLINO-Periode, CLINO = climate normals) und 1981-2000 (nach Abb. 1 und auch global ungefähr Zeit der stärksten Erwärmung) für alle Monate des Jahres die linearen Trends und Trend-/Rauschverhältnisse (T/R) berechnet. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengestellt, einschließlich der Trends für die meteorologischen Jahreszeiten (Frühling = März, April und Mai; Sommer = Juni, Juli und August; usw.) und das Jahresmittel.

Dabei zeigt sich zunächst, daß die Trends sowohl monatlich als auch zeitlich (d.h. hinsichtlich der Referenzzeitintervalle) sehr unterschiedlich sind, auch wenn die Erwärmungstrends deutlich überwiegen (1891-1990 gar kein Abkühlungstrend, 1961-1990 im April, Juni und September Abkühlungstrends, 1981-2000 im Juli und November sowie vernachlässigbar klein, im Herbst). Die Signifikanzen (Si) sind, wie bei einer relativ kleinräumigen Untersuchung nicht anders zu erwarten, sehr mager: Nur in wenigen Fällen wird das Niveau 70 % ($T/R > 1$) überschritten, das Niveau 95 % ($T/R > 2$) gar nicht. Andererseits sind aber deutliche Trendverstärkungen erkennbar, so bei den Jahresdaten (jeweils pro Dekade von 0.07 °C, 1891-1990, über 0.23 °C, 1961-1990, auf 0.53 °C, 1981-2000), Frühlingsdaten (von 0.05 über 0.18 auf 0.6 °C pro Dekade) und insbesondere Winterdaten (von 0.07 über 0.53 auf 1.08 °C pro Dekade), die den stärksten Beitrag zur Erwärmung liefern. Da im Winter auch die Varianz relativ hoch ist, bleiben jedoch auch in diesen Fällen die Si-Werte unter 95 %.

Tabelle 1: Trends der bodennahen Lufttemperatur (in °C), Flächenmittel Deutschland, für die angegebenen Zeitintervalle, Monate, Jahreszeiten und das Jahresmittel (auf der Datengrundlage nach RAPP, 2000, ab 1997 ergänzt nach MÜLLER-WESTERMEIER, 2002; vgl. auch SCHÖNWIESE, 2002). Auf dem Niveau 70 % signifikante Trends sind durch Kursivschrift gekennzeichnet.

Monat bzw. Jahreszeit	1891-1990	1961-1990	1981-2000
Januar	0,78 °C	1,53 °C	1,85 °C
Februar	0,21 °C	0,04 °C	4,59 °C
März	0,52 °C	1,54 °C	0,91 °C
April	0,37 °C	- 1,09 °C	1,50 °C
Mai	0,49 °C	1,18 °C	1,15 °C
Juni	0,29 °C	- 0,94 °C	1,14 °C
Juli	0,42 °C	0,57 °C	- 0,37 °C
August	0,94 °C	1,10 °C	1,13 °C
September	0,99 °C	- 0,34 °C	0,04 °C
Oktober	1,45 °C	0,90 °C	0,04 °C
November	1,18 °C	0,20 °C	- 0,34 °C
Dezember	0,88 °C	3,27 °C	0,34 °C
Frühling	0,46 °C	0,54 °C	1,19 °C
Sommer	0,55 °C	0,24 °C	0,63 °C
Herbst	1,20 °C	0,25 °C	- 0,08 °C
Winter	0,68 °C	1,60 °C	2,15 °C
Jahr (insgesamt)	0,72 °C	0,68 °C	1,06 °C

Da es zudem (sub)regionale (d.h. innerhalb Deutschlands) Strukturen der Temperatur-trends gibt, die hier nicht betrachtet werden – erwähnt sei aber beispielsweise, dass 1966-1995 die stärkste winterliche Erwärmung mit über 2.2 °C im Nordosten von Deutschland zu verzeichnen ist, die geringste mit unter 1 °C in Teilen Westdeutschlands (RAPP, 2000; vgl. auch Rapp und Schönwiese, 1996) – ist festzuhalten, dass eine detaillierte Trendanalyse der Beobachtungsdaten ein recht kompliziertes Bild ergibt, mit ausgeprägten Strukturen, denen man mit der Pauschalaussage „Erwärmung“ keinesfalls gerecht wird.

3.2 Niederschlagstrends

Wie im Fall der Temperatur soll auch die Niederschlagsbetrachtung mit einer Zeitreihe des Flächenmittels Deutschland beginnen, vgl. Abb. 2, wo die Monatssummen 1971-2002 (endend mit August 2002) dargestellt sind; Datenquelle sind hier allein die Rasterdaten des Deutschen Wetterdienstes, siehe MÜLLER-WESTERMEIER (2002), wo auch die Jahres- und Jahreszeitenwerte des insgesamt verfügbaren Datenmaterials (ab 1901) in graphischer Form zu finden sind. Die ausgeprägte Monat-zu-Monat-Variabilität ist deutlich zu erkennen, so dass sich das Auffinden von systematischen/signifikanten Trends bei diesem Klimatelement erwartungsgemäß noch wesentlich schwieriger gestaltet als bei der Temperatur. Auf extreme Niederschlagsmonate soll im folgenden nicht eingegangen werden, obwohl beispielsweise die relativ hohen Werte 12/93 (Dezember 1993) und 1/95 (Januar 1995) mit katastrophalen Winterhochwässern im Rheineinzugsgebiet, 8/2002 (letzte Säule der Graphik Abb. 2) mit einem noch katastrophale-

ren Sommerhochwasser im Elbe-Einzugsgebiet verbunden waren. Da die entsprechenden Starkniederschläge, insbesondere im Sommer, aber nicht flächendeckend in Deutschland aufgetreten sind, fallen sie bei dieser Art der Analyse weniger auf als bei regional/zeitlich höheraufgelösten Betrachtungen. (Der deutschlandweite Rekordmonat 1971-2002 war 10/98.)

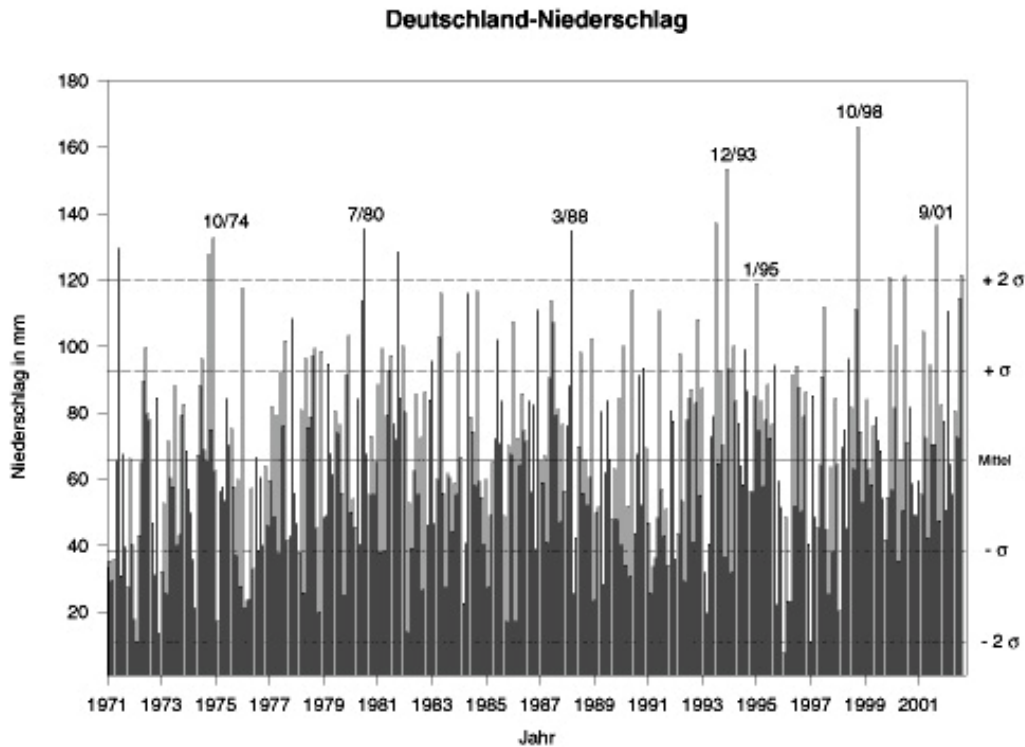


Abb. 2: Monatsanomalien (Säulen) des Niederschlages Januar 1971 - August 2002, Flächenmittel Deutschland, Daten nach Deutscher Wetterdienst (MÜLLER-WESTERMEIER, 2002) bzw. Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie, mit Mittelwert (ausgezogene Linie), sowie oberen und unteren Grenzen der einfachen (σ) bzw. doppelten (2σ) Standardabweichung (gestrichelte Linien); zudem sind einige Monate (in der Form Monat/Jahr) mit relativ hohem Niederschlag angegeben (Säule ganz rechts: 8/2002).

Was nun die Trends betrifft, so sind sie sowohl für das in Abb. 2 gezeigte Zeitintervall, weiterhin für das CLINO-Intervall 1961-1990 (wie in Tab. 1, ansonsten etwas abweichend) sowie das gesamte Zeitintervall (1901-2000) berechnet worden, und zwar wiederum für alle Monate, Jahreszeiten und das Jahr insgesamt. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 zusammengefasst. Dabei zeigen sich wiederum ausgeprägte Strukturen, die sich wie bei der Temperatur in unterschiedlichen Trendwerten für die einzelnen Monate und Zeitintervalle äussern, und die statistischen Signifikanzen sind eher noch geringer: Lediglich das 70 % - Niveau ($T/R > 1$) wird in einigen Fällen überschritten, und zwar mit einer Ausnahme (August 1961-1990) nur in der Referenzperiode 1971-2000 (Niederschlagsanstiege in den Monaten Februar, März, September und dem Winter insgesamt). Allerdings sind die Beträge der Trends nicht unerheblich, wobei ähnlich wie bei der Temperatur vor allem der Winter hervortritt: Zunahme insgesamt (1901-2000) um rund 19%, Trendverstärkung in jüngerer Zeit auf einen Wert von rund 35 % bezüglich 1971-2000. Dies schlägt auch bei den Jahressummen durch, und zwar mit einer Zunahme insgesamt (1901-2000) um rund 9 % und bezüglich 1971-2000 um rund 15 %.

Tabelle 2: Trends der Niederschlagssummen (in mm und Prozent), Flächenmittel Deutschland, für die angegebenen Zeitintervalle, Monate, Jahreszeiten und die Jahressumme (auf der Datengrundlage Deutscher Wetterdienst, MÜLLER-WESTERMEIER 2002). Auf dem Niveau 70 % signifikante Werte sind durch Kursivschrift gekennzeichnet.

Monat/Jahreszeit	1901-2000	1961-1990	1971-2000
Januar	+ 6.2 mm (10.5 %)	+ 20.3 mm (33.3 %)	4.2 mm (6.8 %)
Februar	+ 8.7 mm (17.6 %)	+ 6.0 mm (12.1 %)	<i>31.0 mm (64.4 %)</i>
März	+ 16.0 mm (31.4 %)	+ 16.4 mm (29.0 %)	<i>28.2 mm (47.9 %)</i>
April	- 1.2 mm (2.2 %)	- 10.7 mm (18.4 %)	- 0.2 mm (0.4 %)
Mai	+ 7.5 mm (11.5 %)	- 18.2 mm (25.5 %)	- 5.0 mm (7.5 %)
Juni	+ 13.8 mm (17.5 %)	+ 4.1 mm (4.8 %)	- 11.8 mm (14.2 %)
Juli	- 8.3 mm (9.7 %)	- 3.5 mm (4.5 %)	+ 21.5 mm (26.7 %)
August	- 12.2 mm (15.3 %)	- 22.3 mm (28.8 %)	+ 0.6 mm (0.9 %)
September	+ 2.7 mm (4.2 %)	+ 14.7 mm (24.1 %)	+ 22.4 mm (34.9 %)
Oktober	+ 2.5 mm (4.2 %)	+ 14.4 mm (25.8 %)	+ 17.2 mm (28.0 %)
November	+ 11.6 mm (18.9 %)	- 2.4 mm (0.4 %)	- 12.6 mm (19.1 %)
Dezember	+ 18.4 mm (28.5 %)	+ 14.3 mm (20.3 %)	+ 19.3 mm (26.5 %)
Frühling	+ 22.4 mm (13.0 %)	- 12.6 mm (6.8 %)	+ 23.0 mm (12.9 %)
Sommer	- 6.7 mm (2.7 %)	- 21.7 mm (9.1 %)	+ 10.3 mm (4.4 %)
Herbst	+ 16.7 mm (9.1 %)	+ 26.7 mm (14.5 %)	+ 26.9 mm (14.1 %)
Winter	+ 33.1 mm (19.1 %)	+ 39.2 mm (21.9 %)	+ 64.4 mm (35.2 %)
Jahr (insgesamt)	+ 65.7 mm (8.5 %)	+ 33.1 mm (4.2 %)	+ 114.8 mm (14.6 %)

Im Sommer ist insgesamt eine geringe Abnahme um rund 3 % eingetreten, die innerhalb 1961-1990 mit rund 9 % noch etwas stärker ausfällt, jedoch 1971-2000 in eine Zunahme um rund 4 % übergegangen ist. Wie ein Blick auf die Monatswerte verrät, haben dazu vor allem die Monate Juli und August beigetragen, während der Juni jeweils das umgekehrte Trendverhalten zeigt. Der Frühling hat sich ab 1961 qualitativ ähnlich wie der Sommer verhalten (mit einem höheren Trendwert 1971-2000), der Herbst (mit generell geringeren Trendwerten, insbesondere 1971-2000) ähnlich dem Winter.

4. Zusammenschau und Wertung

Temperatur und Niederschlag sind nicht unabhängig voneinander und reagieren gemeinsam auf die atmosphärische Zirkulation, die ihrerseits eine Folge der externen Antriebe und internen Wechselwirkungen im Klimasystem ist (HUPFER, 1991, 1996; HUPFER und KUTTLER, 1998; SCHÖNWIESE, 2003). Allerdings sind die Temperatur-Niederschlag-Korrelationen jahreszeitlich unterschiedlich: Im Winter sind, beispielsweise bei zonal orientierten Großwetterlagen (hoher NAO-Index; NAO = Nordatlantik-Oszillation), Temperatur und Niederschlag relativ hoch, bei Hochdruckwetterlagen tief; es herrscht daher eine positive Korrelation vor. Im Sommer bringen dagegen Hochdruckwetterlagen hohe Temperaturen und geringen Niederschlag bzw. Nordwestwetterlagen kühl-feuchte Witterung, so daß in dieser Jahreszeit eher negative Korrelationen dominieren. Allerdings können im Sommer hohe Temperaturen, wenn sie mit labiler Schichtung verknüpft sind, auch Starkniederschläge hervorrufen. Generell komplizierter sind die Zusammenhänge in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst.

Tabelle 3: Übersicht der Temperatur- und Niederschlagstrends in den einzelnen Jahreszeiten in Deutschland; Werte über 1 ° C bzw. 10 % sind durch Fettdruck hervorgehoben (nach RAPP, 2000; SCHÖNWIESE, 2002). Beim Winter- und Jahresniederschlag weichen die auf Rasterdaten beruhenden Trendanalysen (vgl. Tab. 2, dort z.T. aber auch andere Zeitintervalle) etwas von den nachstehend wiedergegebenen Werten ab.

Klimaelement, Zeitspanne	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Temperatur, 1891 - 1990	+ 0,6 °C	+ 0,7 °C	+ 1,2 °C	+ 0,8 °C	+ 0,8 °C
1961 - 1990	+ 0,8 °C	+ 0,4 °C	0	+ 1,7 °C	+ 0,7 °C
1981 - 2000	+ 1,3 °C	+ 0,7 °C	- 0,1 °C	+ 2,3 °C	+ 1,1 °C
Niederschlag, 1891 - 1990	+ 11 %	0 %	+ 16 %	+ 19 %	+ 9 %
1961 - 1990	- 9 %	- 8 %	+ 10 %	+ 20 %	+ 3 %
1971 - 2000	+ 13 %	+ 4 %	+ 14 %	+ 34 %	+ 16 %

Vergleicht man nun die Temperatur- und Niederschlagstrends in Deutschland für verschiedene Jahreszeiten und Zeitintervalle (auf einen monatlichen Vergleich soll hier verzichtet werden, obwohl die Tabellen 1 und 2 dies erlauben; siehe dazu RAPP, 2000), wie das in Tab. 3 geschehen ist (dort einheitliche stationsbezogene Datenbasis nach RAPP, 2000, daher im Fall des Niederschlags leichte Abweichungen zu den in Tab. 2 angegebenen Rasterdaten-bezogenen Trends), so ist im Winter die Temperaturzunahme erwartungsgemäß mit einer Niederschlagszunahme konsistent, und dies trifft sogar auf die Trendverstärkung der letzten Jahrzehnte zu. Dies erhöht sozusagen die physikalische Signifikanz der Ergebnisse, obwohl die statistische nach wie vor bescheiden ausfällt.

Im Sommer sind trotz sich ebenfalls (bei insgesamt geringeren Werten) verstärkender Erwärmung die Niederschlagstrends unterschiedlich gewesen: Langfristig ist kein, 1961-1990 ein gering abnehmender und 1971-2000 ein gering zunehmender Trend festzustellen. Während die Abnahme mit der oben genannten negativen Korrelation konsistent ist, könnte eine Zunahme von extremen Niederschlagsereignissen diese Korrelation sozusagen umkehren. Auch wenn die jüngsten Hochwasserereignisse (Oder im Sommer 1997, Elbe und Nebenflüsse sowie weitere Regionen vorwiegend Osteuropas im Sommer 2002; vgl. u.a. BISSOLLI ET AL., 2002) als Indiz dafür angesehen werden könnten, sind diese Entwicklungen noch unklar, so dass gerade hinsichtlich extremer Witterungsereignisse noch großer Forschungsbedarf besteht (zeitlich/regional verfeinerte Analysen).

Der Herbst hat sich besonders eigenartig verhalten: Während er säkular den höchsten Temperaturtrend zeigt, verbunden mit einem deutlichen Niederschlagsanstieg (somit eine Korrelation ähnlich den Wintergegebenheiten), ist in den letzten Jahrzehnten – bei anhaltendem Niederschlagsanstieg – kaum mehr ein Temperaturtrend zu entdecken. Im Frühling gibt es gewisse Ähnlichkeiten mit den Sommer-Trends, einschließlich der Trendumkehr beim Niederschlag in den letzten Jahrzehnten.

Zurück zu den Winter- und Sommerbetrachtungen: Hier kann eine Beziehung zu den Trends der Großwetterlagen hergestellt werden, wie sie aus Tab. 4, bezogen auf die Station Potsdam, nach Hupfer (cit. HUPFER und SCHÖNWIESE, 1998) ersichtlich ist. Da-

nach haben im Vergleich der CLINO-Perioden 1901-1930 bis 1961-1990 die winter-milden Großwetterlagen in letzter Zeit und die sommer-warmen systematisch zuge-nommen, die sommer-kühlen entsprechend abgenommen. Im Winter hat es erst eine Zunahme und dann (1961-1990) eine leichte Abnahme der kalten Großwetterlagen ge-geben. Ähnliches, insbesondere bei den damit zusammenhängenden Temperatur- und Niederschlagstrends, zeigt sich auch in Klimamodellsimulationen (GCM) zum anthropo-genen Treibhauseffekt (HOUGHTON ET AL., 2002), obwohl diese Simulationen eher großräumige Relevanz haben und dort die Niederschlagssignale besonders unsicher sind. Dies gilt auch für Versuche, den anthropogenen Treibhauseffekt und damit konkurrierende weitere anthropogene sowie natürliche Steuerungsmechanismen (z.B. Sonnenaktivität, Vulkanismus, El Niño, NAO) in den Beobachtungsdaten nachzuweisen (GRIESER ET AL., 2000).

Tabelle 4: Häufigkeit der Großwetterlagen mit unterschiedlichen Temperaturbedingungen in Europa, bezogen auf die Station Potsdam (nach Hupfer, hier nach Hupfer und Schönwiese, 1998).

Periode	Sommer-warm	Sommer-kühl	Winter-mild	Winter-kalt
1901 - 1930	31.6 %	51.0 %	39.3 %	27.1 %
1931 - 1960	40.4 %	49.3 %	35.8 %	33.3 %
1961 - 1990	46.7 %	42.3 %	43.1 %	31.2 %

Und bei beiden Vorgehensweisen, Modellsimulationen und Beobachtungsdatenstatistik, zeigt sich, einschließlich der Querverbindungen zur NAO, im Winter (Erwärmung, Niederschlagszunahme, anscheinend auch Zunahme extremer Niederschläge) ein deutlicheres und konsistenteres Bild als im Sommer (wo nach GCM-Simulationen in Mitteleuro-pa, verbunden mit der Erwärmung, eher eine Niederschlagsabnahme erwartet wird). Die weiter bestehenden Unsicherheiten sowie die Ursachenfrage der Klimavariabilität er-fordern, dass Modellrechnungen und Klimadiagnostik Hand in Hand vorankommen, wobei es bei der Erfassung zeitlich und vor allem räumlich differenzierter Klimaände-rungsstrukturen deutliche Vorteile im Bereich der Klimadiagnostik gibt.

Danksagung

Herrn Kollegen P. Hupfer danke ich für viele wertvolle Kontakte und insbesondere für die gute Kooperation bei unserem gemeinsamen Beitrag für die deutsche und englische Ausgabe des von ihm zusammen mit J.L. Lozán und H. Graßl herausgegebenen Buchs „Warnsignal Klima“. Hin-sichtlich der Datenbeschaffung danke ich dem beim Deutschen Wetterdienst angesiedelten Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie, insbesondere unserem dortigen gemeinsamen Mit-arbeiter (im Rahmen eines DEKLIM-Projektes) Dr. J. Grieser, meiner Mitarbeiterin Frau Dipl.-Met S. Trömel für die Unterstützung bei der Berechnung der Niederschlagstrends.

Literatur

- BISSOLLI, P., L. GÖRING und C. LEFEBVRE: Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), Klimastatusbericht 2001 (2002), 20-31.
- ERHARD, U., ET AL.: Praktisches Lehrbuch Statistik. 4. Aufl., Verlag moderne industrie, Lands-berg/Lech 1992, 326 S.
- ESCHER-VETTER, H.: Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert. In Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001 (2002), 51-57.

- GRIESER, J., T. STAEGER und C.-D. SCHÖNWIESE: Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht Nr. 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M. 2000, 228 S.
- GRIESER, J., S. TRÖMEL and C.-D. SCHÖNWIESE: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. Theor. Appl. Climatol. 71 (2002), 171-183.
- HÄBERLI, W., M. HÖLZLE and M. MAISCH: Glaciers as key indicator of global climate change. In Lozán, J.L., H. Graßl and P. Hupfer (eds.): Climate of the 21st Century: Changes and Risks. Wiss. Auswertungen + GEO, Hamburg 2001, 212-220.
- HOUGHTON, J.T., ET AL. (eds.): Climate Change 2001. The Scientific Basis (Contribution of WG1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)). Univ. Press, Cambridge 2001, 881 pp.
- HUPFER, P. (Hrsg.): Das Klimasystem der Erde. Akademie Verlag, Berlin 1991, 464 S.
- HUPFER, P.: Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte. B.G. Teubner Verlagsges., Stuttgart/Leipzig 1996, 335 S.
- HUPFER, P., und W. KUTTLER (Hrsg., begründet von E. Heyer): Witterung und Klima. 10. Auflage, B.G. Teubner, Stuttgart/Leipzig 1998, 413 S.
- HUPFER, P., und C.-D. SCHÖNWIESE: Zur beobachteten Klimaentwicklung im 19. und 20. Jahrhundert. In Lozán, J.L., H. Graßl und P. Hupfer (Hrsg.): Warnsignal Klima. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Wiss. Auswertungen + GEO, Hamburg 1998, 99-113.
- LOZÁN, J.L., H. GRAßL und P. HUPFER (Hrsg.): Warnsignal Klima. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Wiss. Auswertungen + GEO, Hamburg 1998, 465 S.; aktualisierte englischsprachige Ausgabe: Climate of the 21st Century: Changes and Risks. 2001, 449 pp.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G.: Klimatrends in Deutschland. In Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001 (2002), 114-124.
- RAPP, J.: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2000, 143 S.
- RAPP, J., und C.-D. SCHÖNWIESE: Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Band 5, Serie B, Frankfurter Geowiss. Arbeiten, Frankfurt a.M. 1996, 255 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimaänderungen. Fakten, Analysen, Prognosen. Springer (TB), Berlin 1995, 224 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. Aufl., Borntraeger, Stuttgart 2000, 298 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Beobachtete Klimatrends im Industriezeitalter. Ein Überblick global/Europa/Deutschland. Bericht Nr. 106, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M. 2002, 93 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimatologie. 2. Aufl., Ulmer (UTB), Stuttgart 2003, 440 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D. and J. RAPP: Climate Trend Atlas of Europe - Based on Observations 1891-1990. Kluwer Ac. Publ., Dordrecht 1997, 228 pp.

Niederschlag und Verdunstung im Raum Trier

A. Helbig

Universität Trier

Fachbereich VI Geographie / Geowissenschaften, Fach Klimatologie
Trier, Deutschland

1. Einleitung

Änderungen im Langzeitverhalten des Niederschlages und der Verdunstung, sei es in den Mittelwerten als auch in den Extremwerten, haben große Bedeutung für hydrologische und wasserwirtschaftliche Fragestellungen. Die Kenntnis der statistischen Eigenschaften der Größen Niederschlag und Verdunstung unter den heutigen Klimabedingungen bildet dabei ebenso eine wichtige Grundlage der wasserwirtschaftlichen Planung und der ihr vorausgehenden hydrologischen Untersuchungen wie die Abschätzung möglicher zukünftiger Veränderungen dieser Wasserhaushaltsgrößen. Fragen des Hochwasserschutzes sowie der Wasserversorgung sind davon betroffen.

Im Rahmen der regionalklimatischen Analysen im Teilprojekt B1 „Regionalklima, Strömungsfeld und Ausbreitungsbedingungen“ und in Verbindung mit Untersuchungen im Projekt DEFLOOD der KHR (Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebiets) zur Analyse der Effektivität von Hochwasser-Reduktionsmaßnahmen speziell im Einzugsgebiet der Mosel steht die statistische Beschreibung der Niederschlagsreihe von Trier in Verbindung mit Reihen weiterer Stationen im Moseleinzugsgebiet, ihrer Extremwerte, der Andauer von Niederschlagsperioden und die Bewertung ihrer zeitlichen Änderungen im Vordergrund (HELBIG 2001).

2. Niederschlag

2.1 Niederschlagsbeobachtungen im Raum Trier

In der Region Trier, liegen von zwei kleinen Lücken abgesehen, meteorologische Beobachtungen seit 1783 vor. Niederschlagsbeobachtungen wurden seit 1806 zunächst an Standorten innerhalb des Stadtgebiets in der Umgebung des Gymnasiums, im Schulgarten des Gymnasiums (Friedrich-Wilhelm-Gymnasium) und später an den Stationen Trier-Stadt und Trier-Petrisberg angestellt. Verfügbar sind für den Zeitraum 1806 bis 1900 bisher nur die Monatssummen des Niederschlages und erst ab 1901 auch die Tagessummen. Vom Jahre 1849 ab wurden die Beobachtungen im Auftrage des Preußischen Meteorologischen Instituts und mit von dort gelieferten Instrumenten, sowie nach der von dort herausgegebenen Instruktion angestellt. Die wechselnden Beobachtungsorte sind der Tab.1 zu entnehmen.

Die nachstehenden Auswertungen beziehen sich zunächst auf die lange Reihe der Monatssummen des Niederschlages von 1806 - 1990. Die statistische Analyse der Tagessummen des Niederschlages basiert dagegen auf den Reihen ab 1908 bzw. 1948 in Trier-Stadt und Trier-Petrisberg.

Moselhochwasser treten am häufigsten in den Monaten Dezember, Januar und Februar auf. Die Analyse der Niederschlagsreihen erfolgt deshalb vertieft für diese Jahresabschnitte.

Tabelle 1: Niederschlagsbeobachtungen in Trier: Standorte und Beobachter nach KESSLER (1936)

Standort: In der Nachbarschaft des Gymnasium (Jesuitenstr.)

- 1783 – 1813 Ludwig Müller, Trier
 1783 – 1787 anfangs eigene Instrumente, danach mit Geräten der Mannheimer Societas Meteor. Palatina
 Michael Franz Josef Müller in Echternach
 1780 – 1813 Daten im Meteorologischen Tagebuch
- 1814 – 1832 Michael Franz Josef Müller (Bruder von L.Müller), danach selbst beendet. Beobachtungen in 18 Bänden niedergelegt, Auszug der Arbeiten 1822 in „Trierische Chronik“

Standort: Gymnasium

- 1801 – 1836 Meteorologische Beobachtungsreihe im Gymnasium.
 1802 – 1815 Henri Meurer, Prof. für Physik Gymnasium Regenmesser nicht geschützt
 gegen Verdunstung, ungenau (siehe Äußerung Flesch)
 1816 - 1836 Jakob Großmann
 1828 – 1847 Heinrich Schwendler, Lehrer am Gymnasium, keine Eintragung für den Regenmesser vorgenommen
- 1848 – 1880 Johann Jakob Flesch, Prof. für Mathe und Physik.
 1848 sei Station vom Statistischen Büro Berlin übernommen worden, ab 1849 Instrumente aus Berlin und Daten zuverlässig
 1859 – Nov. 1863 zusätzlich Beobachter Carl Lichtenberg
- 1879 – 1893 Ludwig Piro, Prof. für Physik am Gymnasium
- 1893 – 1905 Sassenfeld, Prof. für Physik am Gymnasium
 1880 , 1890 unbedeutende Stationsverlegungen

Standort: Egbertstr. (Wein- und Obstbauschule, später Staatliche Landesversuchs-Anstalt für Weinbau, Obstbau und Landwirtschaft)

- 1901 - Niederschlagsstation (bis 1904 Fachlehrer Dopieralla), ab 1904 Station 2. Ordnung in Egbertstr.
 seit 1905 – 1938 Beobachter Fischer (**heute Trier-Stadt**)

Standort: Petrisberg 1

- 1930 - 1936 in halber Höhe des Petrisberges (200 m ü. NN) Station 1. Ordnung am „Institut für Klimaforschung“ an der Provinzlehranstalt für Weinbau (seit 1929, ab 1934 vom Reichsamt für Wetterdienst übernommen als „Agrarmeteorologische Forschungsstelle“)

Standort: Petrisberg 2

- 1937 - Verlegung der Agrarmeteorologischen Forschungsstelle Petrisberg in einen Neubau (265 m ü. NN) (**heute Trier-Petrisberg**)

2.2 Innerannuelle Variabilität des Niederschlags

Die mittleren Jahrgänge für verschiedene 30jährige Perioden zeigen im Jahresgang eine große Variabilität. Die größte Veränderung war vor und nach der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert zu beobachten. Die Monatswerte liegen nach 1900 systematisch höher (Abb. 1).

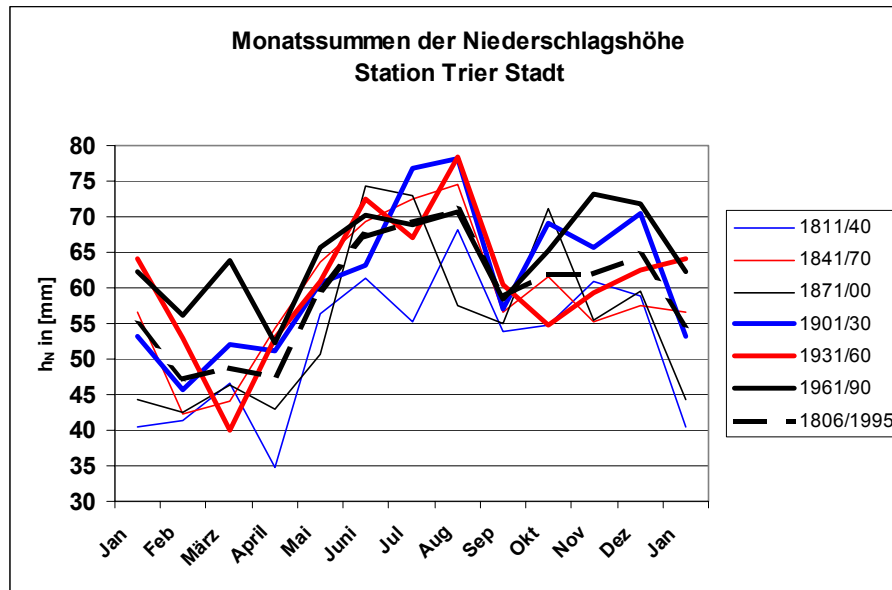


Abb. 1: Mittlere monatliche Werte der Niederschlagshöhen am Gymnasium und an der Station Trier - Stadt für die Jahresreihen 1811/40, 1841/70, 1871/00, 1901/30, 1931/60 und 1961/90 (aus HELBIG und KRAHE, 2001)

2.3 Großwetterlage und Niederschlag

In Mittelpunkt der Untersuchung steht zunächst das Trendverhalten des Niederschlages im Zusammenhang mit Kenngrößen der großräumigen atmosphärischen Strömung. Dies geschieht unter dem Gesichtspunkt, dass die Korrelation des Niederschlages mit Kenngrößen der atmosphärischen Strömung die Basis vieler statistisch basierter Ansätze zur Regionalisierung der Ergebnisse von Klimamodellen bildet. Diesen Ansätzen liegt vielfach die Annahme zu Grunde, dass der statistische Zusammenhang beider Größen zeitlich unverändert bleibt. Am Beispiel der langen Trierer Reihe soll geprüft werden, inwieweit diese Annahme zunächst einmal für den historischen Zeitraum gilt.

Die Analyse der Kopplung der Niederschlagsereignisse mit den Großwetterlagen nach Heß und Brezowsky (GERSTENGARBE und WERNER, 1999) zeigt bei der Betrachtung der kumulativen Niederschlagssummen jeweils im Winterhalbjahr für den Zeitraum 1908 – 1934 (Station Trier-Stadt) bzw. 1948 – 1998 (Station Trier-Petrisberg) für die fünf niederschlagsreichsten Großwetterlagen, daß die Großwetterlagen 2 und 3 dominieren und der relative Anteil der Großwetterlage 2 im Zeitintervall 1948 – 1998 deutlich zugenommen hat (Tab. 2 a,b).

2.4 Winterniederschlag und Lufttemperatur

Die Temperaturzunahme in den Wintermonaten führt zu einer Verminderung des Schneeanteils an den Niederschlägen und damit zu einer Veränderung bei der Hochwassergenerierung mit Konsequenzen für die Hochwasserwahrscheinlichkeit im Moseleinzugsgebiet. Es ist die Tendenz zu erkennen, dass in immer geringerem Maße

Tabelle 2a: Kumulative Niederschlagssummen pro Großwetterlage in Trier-Stadt für die Winterhalbjahre 1908/34 ($P \geq 0.1 \text{ mm/d}$)

Rang	Großwetterlage Nr.	Bezeichnung	Niederschlagssumme, mm	relativer Anteil %
1.	2	Westlage, zyklonal	2588.2	27.1
2.	3	Südliche Westlage	1792.1	19.0
3.	8	Nordwestlage, zyklonal	617.5	6.5
4.	17	Trog Mitteleuropa	523.2	5.5
5.	11	Tief Mitteleuropa	324.2	3.4

Tabelle 2b: Kumulative Niederschlagssummen pro Großwetterlage in Trier-Petrisberg für die Winterhalbjahre 1948/98 ($P \geq 0.1 \text{ mm/d}$)

Rang	Großwetterlage Nr.	Bezeichnung	Niederschlagssumme mm	relativer Anteil %
1.	2	Westlage, zyklonal	7270,4	38.4
2.	3	Südliche Westlage	1688.6	8.9
3.	6	Südwestlage, zyklonal	1501.7	7.9
4.	8	Nordwestlage, zyklonal	1121.4	5.9
5.	4	Winkelförm. Westlage	1044.6	5.5

der Niederschlag in einer Schneedecke gespeichert wird und zunehmend als flüssiger Niederschlag fällt. Zudem ist der Trend der Winterniederschläge positiv. Zur Prüfung dieser beiden Effekte wurden in den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar die Niederschläge jeweils getrennt addiert, je nach dem ob sie bei einer mittleren Lufttemperatur von $\geq 3^\circ\text{C}$ oder $< 3^\circ\text{C}$ fielen. In Abb. 2 lassen sich die oben erwähnten Trends deutlich erkennen. In den Wintern seit 1948 fielen immer mehr Niederschläge als Regen bei Lufttemperaturen oberhalb 3°C .

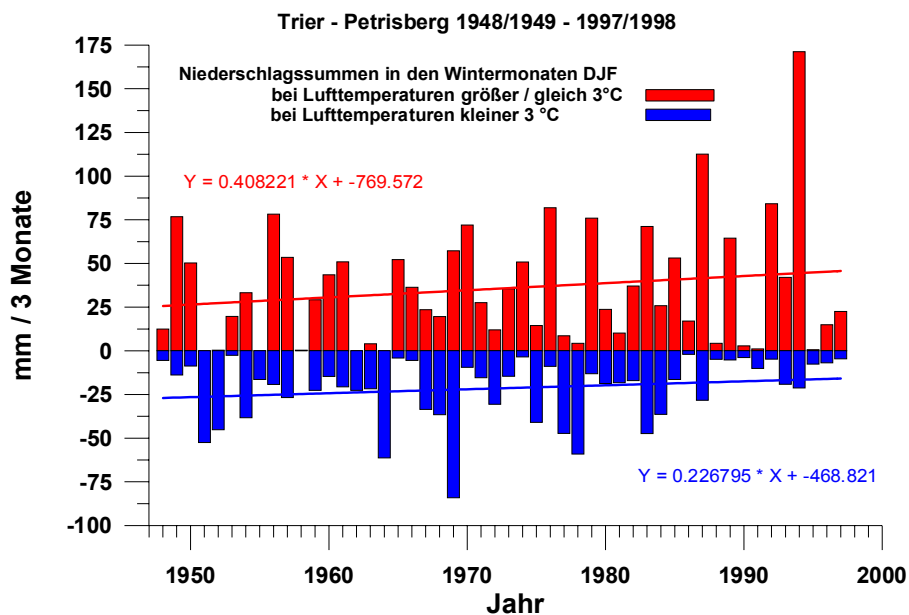


Abb. 2: Trend der Winterniederschläge in Trier- Petrisberg

Die Information über den Phasenzustand des Niederschlags läßt sich ebenso wie das Auftreten einzelner Niederschlagsarten (Sprühregen, Regen, Schauer und Schnee) auch aus den für acht Termine pro Tag (00, 03, 06 Uhr UTC ...) vorliegenden synoptischen Beobachtungen (SYNOP) aus der Gruppe ww (Wetterzustand zum Termin) gewinnen. Die Auswertungen erfolgten an der Station Trier-Petrisberg für den Zeitraum 1949 bis 1998. Auch hier sind Trends in den Niederschlagsgruppen ww = 5x, 6x und 7x erkenn-

bar (HARDER, 2000), in dem die festen Niederschläge der Gruppe 70 – 75 tendenziell weniger oft gemeldet werden zugunsten der Gruppen mit flüssigen Niederschlag (Tab. 3).

Tabelle 3: Relative Häufigkeit ausgewählter ww – Gruppen bezüglich aller gemeldeten Niederschlag, ww-Gruppen und Vorzeichen des Trends. Trier – Petrisberg 1949 - 1998 (aus HARDER, 2000)

SYNOP ww – Gruppe	Jahr, rel. Häufigkeit, %	Vorzeichen Trend	Wintermonate, rel. Häufigkeit, %	Vorzeichen Trend
50 – 55 Sprühregen	13.6	neg.	18.2	neg.
60 – 65 Regen	52.8	pos.	40.2	pos.
70 – 75 Schnee	9.3	neg.	18.7	neg.
80 – 85 Schauer	8.8	neg.	3.8	pos.
91 – 99 Gewitter	2.6	neg.	0.1	pos.

Bei der Auszählung der Tage mit einer bestimmten Niederschlagsart (ww – Gruppe) erreichen im Mittel die Tage mit Regen den höchsten Wert mit 110 Tagen pro Jahr. Entsprechend dem Trend der Lufttemperatur nehmen die Tage mit Schneeniederschlag zugunsten der Tage mit Regen ab. Der negative Trend der Tage mit Regenschauer, die vorwiegend im Sommer auftreten, könnte mit dem negativen Trend der Sommerniederschläge in Verbindung gebracht werden (Tab. 4).

Tabelle 4: Tage mit bestimmter Niederschlagsart und Großwettertyp aus synoptischen Beobachtungen in Trier-Petrisberg 1949 – 1998

SYNOP ww – Gruppe	Anzahl der Tage / a	Vorzeichen Trend	Häufigster Großwettertyp
50 – 55 Sprühregen	37	neg.	West
60 – 65 Regen	110	pos.	West
70 – 75 Schnee	19	neg.	Südwest, Nord
80 – 82 Regenschauer	30	neg.	Südwest, Tief Mitteleuropa

2.5 Andauerverhalten des Niederschlags

Das Andauerverhalten des Niederschlags hat für viele praktische Anwendungsbereiche große Bedeutung, nicht zuletzt auch für Fragen der natürlichen Versiegelung des Bodens bei langanhaltenden Niederschlägen. In Abb. 3 sind die Häufigkeitsverteilungen der Andauern von Niederschlagsereignissen mit verschiedener Intensität und der Iterationslänge von niederschlagsfreien Tagen dargestellt.

Die maximalen Andauern liegen bei Niederschlagsereignissen mit

Tagessummen größer gleich 10 mm bei 4 Tagen,
 Tagessummen größer gleich 5 mm bei 6 Tagen,
 Tagessummen größer gleich 1mm bei 19 Tagen und
 Tagessummen größer gleich 0,1 mm bei 25 Tagen.

Die längste Trockenperiode dauerte 32 Tage.

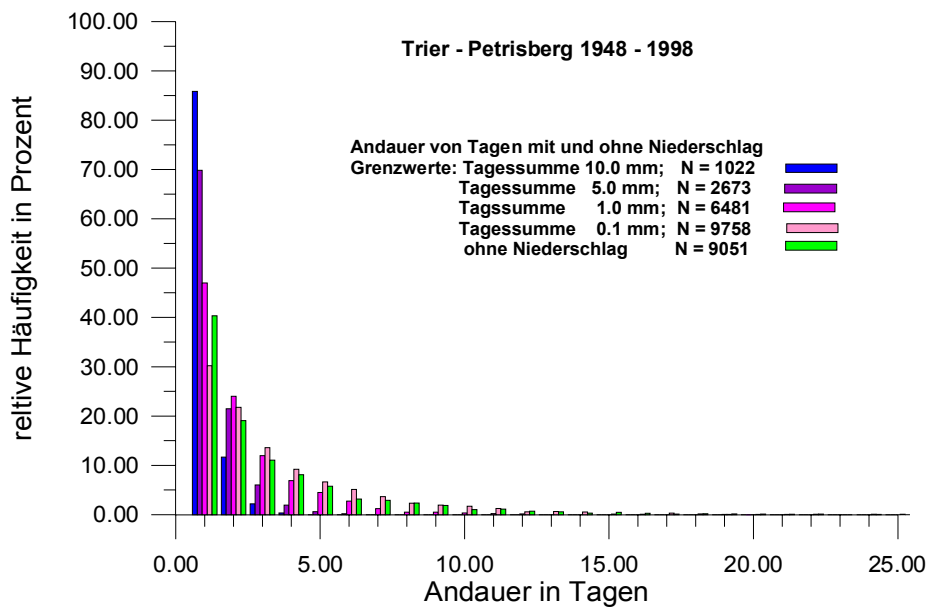


Abb. 3: Häufigkeitsverteilung der Andauern von Niederschlagsereignissen

2.6 Trendanalyse

Die Trendanalyse erfolgt in der vorliegenden Studie durch die Anpassung einer Trendgeraden nach der Methode der kleinsten Abstandsquadrate. Die Signifikanz des Trends wird über das Signal zu Rauschverhältnis (T/s) bestimmt (SCHÖNWIESE, 2000). In der Trendanalyse, hier beispielhaft dargestellt für Trier Stadt (Tab. 5), wurden die Monatsreihen für verschiedene Zeitreihen analysiert. In den Monaten Januar und Dezember sind die Trends am ausgeprägtesten. Negative Trends ergeben für die Zeitreihe 1901/95 im Juli, August und Oktober.

Tabelle 5: Trendanalyse der Niederschlagshöhen in Trier Stadt 1962/95 und 1901/95 (aus HELBIG und KRAHE, 2001)

Trier Stadt														
Trendanalyse	1962/95												Jahr	
	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez		
St_Abw.	39,3	32,0	29,0	25,8	30,9	33,5	30,8	35,3	31,4	35,6	29,8	46,4	139,9	
Achsenabschnitt	-2389	319	-99	-408	916	-178	-222	2258	-657	-833	2397	-1263	-159	
Trend b	1,241	-0,134	0,082	0,232	-0,431	0,124	0,148	-1,106	0,364	0,452	-1,176	0,676	0,473	
	1962	46,6	55,8	62,8	47,5	70,7	64,4	68,3	87,5	56,5	55,0	89,9	63,7	768,5
	1995	87,5	51,3	65,5	55,2	56,4	68,4	73,1	51,0	68,5	70,0	51,1	86,0	784,1
Trend T	41,0	-4,4	2,7	7,7	-14,2	4,1	4,9	-36,5	12,0	14,9	-38,8	22,3	15,6	
T/S	1,043	-0,138	0,094	0,297	-0,460	0,122	0,158	-1,033	0,382	0,420	-1,300	0,481	0,111	

Trier Stadt														
Trendanalyse	1901/95												Jahr	
	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez		
St_Abw.	31,5	29,8	27,4	26,7	31,5	32,4	32,4	38,5	31,3	38,3	30,9	39,6	129,3	
Achsenabschnitt	-399	-201	-262	47	-56	-18	177	406	-89	105	-80	-272	-641	
Trend b	0,236	0,129	0,161	0,002	0,060	0,044	-0,054	-0,170	0,076	-0,022	0,075	0,175	0,715	
	1901	50,9	44,8	44,7	51,8	59,0	66,2	74,2	82,8	56,3	63,7	62,0	61,4	717,7
	1995	73,1	57,0	59,9	52,0	64,7	70,3	69,1	66,8	63,5	61,6	69,1	77,9	784,9
Trend T	22,2	12,2	15,2	0,2	5,7	4,1	-5,1	-16,0	7,2	-2,0	7,0	16,5	67,2	
T/S	0,705	0,409	0,553	0,008	0,181	0,128	-0,157	-0,416	0,230	-0,053	0,227	0,416	0,520	

3. Verdunstung

Die Komponenten des Wasserkreislaufs für ein Fluß-Einzugsgebiet sind in der Wasserbilanzgleichung miteinander verknüpft. Es gilt

$$P = ET + R + \Delta S \quad \text{mm/Zeit}$$

P Gebietsniederschlag, ET Gebietsverdunstung, Evapotranspiration
R Abfluß am Pegel, ΔS Wasservorratsänderung

Für langjährige Mittelwerte gilt mit guter Näherung, daß $\Delta S \cong 0$ ist. Damit eignet sich die Wasserbilanzgleichung zur Abschätzung der mittleren Gebietsverdunstung als Restglied.

3.1 Potentielle Evapotranspiration

Die Ermittlung der realen Evapotranspiration für kürzere Zeiträume ist mit hohem Aufwand verbunden, deshalb benutzt man häufig zur Abschätzung der Wasserbilanz eines Gebietes oder eines Standortes die Werte der potentiellen Evapotranspiration PET, die sich nach verschiedenen Verfahren aus Klimadaten berechnen läßt (DVWK 1996). Aus den Daten der Klimastation Trier-Petrisberg 1948 – 1998 wurden Tageswerte der PET für Gras nach den Verfahren nach Haude (PETH), nach Turc-Wendling (PETTW), nach Penman PETP und als Gras-Referenzverdunstung (ETGR) berechnet. Die Darstellung der langjährig gemittelten Monatssummen zeigt, daß die so bestimmten Werte nur relativ geringe Unterschiede aufweisen (Abb. 4).

Die maximalen Monatssummen der PET im Jahr liegen im Juni bei etwa 105 mm. Die Jahressumme der PET beträgt nach dem Verfahren von Penman im Mittel 636 mm.

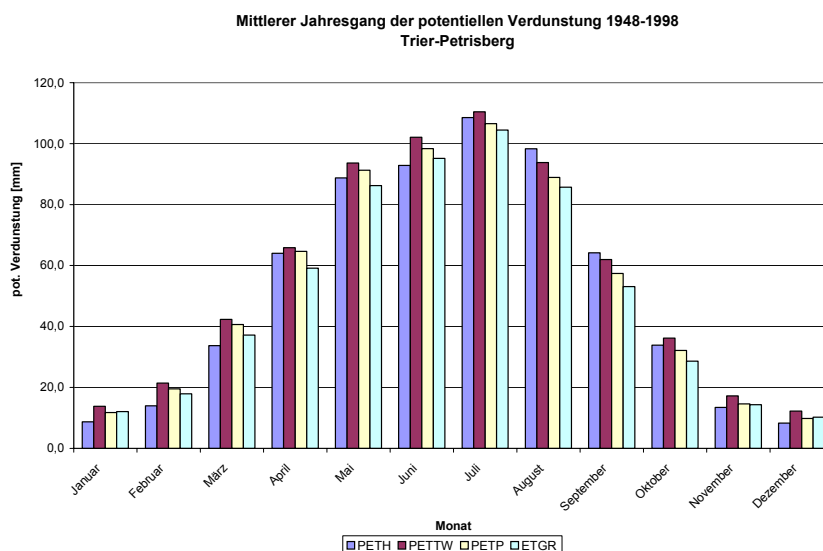


Abb. 4: Mittlere Monatssummen der potentiellen Evapotranspiration für Gras nach verschiedenen Verfahren für Trier-Petrisberg, 1948 - 1998

3.2 Klimatische Wasserbilanz

Zur Abschätzung der Rate der Grundwasserneubildung und der innerannuellen Variation des Bodenwasservorrats dient die Differenz zwischen Niederschlag und potentieller ET, die als klimatische Wasserbilanz KWB kumulativ für den mittleren Jahresverlauf in Abb. 5 dargestellt ist. Die Auffüllungsphase des Bodenwasserspeichers endet im März und danach sinken die kumulativen Summen der KWB in den negativen Bereich. Vom Monat Oktober an übersteigen im Mittel die Niederschläge wieder zunehmend den Verlust durch die potentielle Evapotranspiration (Abb. 5).

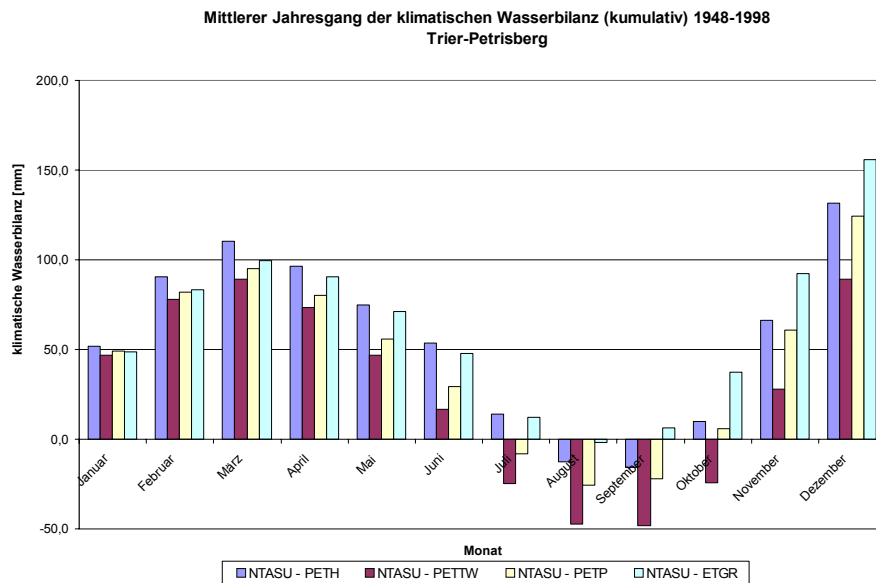


Abb. 5: Mittlerer Jahresgang der klimatischen Wasserbilanz (kumulativ) für Trier-Petrisberg 1948 - 1998

3.3 Wasserbilanz

Für das Gebiet von Rheinland-Pfalz sind mit dem Verdunstungsmodell TRAIN (MENZEL, 1999) Tageswerte der Evapotranspiration in einer räumlichen Auflösung von 500 m x 500 m berechnet worden (KAMPF ET AL., 2001). Für den Zeitraum 1980 – 1999 ergab sich ein Gebietsmittel der Evapotranspiration von 543 mm/a. Mit der korrespondierenden mittleren Niederschlagssumme von 830 mm/a ergibt sich ein Betrag von 285 mm/a, der für den Abfluß und die Grundwasserneubildung zur Verfügung steht. 66 % des Niederschlags werden also im Mittel nicht hydrologisch wirksam.

Danksagung

Der Autor ist dem Deutschen Wetterdienst und dem Potsdam Institut für Klimafolgenforschung für die Bereitstellung von Daten zu Dank verpflichtet. Die Arbeiten erfolgen im Rahmen des von der DFG und dem Land Rheinland-Pfalz geförderten Sonderforschungsbereichs 522 an der Universität Trier und teilweise im Rahmen des INTERREG IIC Projektes IRMA/SPONGE, Teilprojekt DEFLOOD.

Literatur

- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK – Merkblätter 238. 135 S.
- GERSTENGARBE F.-W. und WERNER P.C.(1999): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 – 1998). Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5., verbesserte und ergänzte Auflage Potsdam, Offenbach a. M., 138 S.
- HARDER, A. (2000): Wetter und Witterung unter besonderer Berücksichtigung des Wetterzustandes (ww) aus synoptischen Meldungen der Station Trier- Petrisberg. Univ.Trier. Dipl.arbeit, Fach Klimatologie, unveröff.
- HELBIG, A. (2001): Spatio-Temporal Structure of Precipitation during Flood Events in the Moselle Basin. CHR-Report No. I-20,33-40
- HELBIG, A., KRAHE, P. (2001): Zur Niederschlagsstruktur in der Region Trier. DACH Wien. Österr. Beitr. Meteor. u. Geophysik 27, 399, S. 236.
- KAMPF, J., PLAUL, W. und SCHWEBLER. W. (2001): Grundwasserbericht 2000. Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland Pfalz. 123 S.
- KESSLER, O. (1936): Die 150jährige Reihe der meteorologischen Station Trier 1783-1905. In: Zeitschrift für angewandte Meteorologie 53 (1936), S. 241-250
- MENZEL, L. (1999): Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN. PIK – Report 54
- SCHÖNWIESE C.-D. ET AL. (1986): Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen. Bericht Nr. 65 Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. Aufl. Bornträger, Stuttgart

Rezente Veränderungen der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Berlin-Dahlem, 1931-2000

F.-M. Chmielewski

Humboldt-Universität zu Berlin, Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät
Institut für Pflanzenbauwissenschaften, Lehrgebiet Agrarmeteorologie
Berlin, Deutschland

Abstract

In 2000 seventy years of continuous meteorological observations at Berlin-Dahlem (Albrecht-Thaer-Weg) were done. The site belongs to the experimental station of the Faculty of Agriculture and Horticulture at Humboldt-University of Berlin. Time series of air temperature and precipitation were analysed to detect climate change signals in the long-term observations. In this study also climatic indices as chilling- and heat units, frost- and summer days etc. were considered.

The investigation showed that the most significant climate changes were detectable in winter time. In this period the air temperature increased significantly, the winter strength was reduced and the number of frost days dropped down. As a result the beginning of growing season occurred significantly earlier in the last decade. Changes in precipitation were more difficult to detect. The only significant changes occurred also in winter and were related to the increased temperatures. All these changes of climate elements in winter corresponded well to changes in the circulation pattern across Europe.

Einleitung

Mit Ablauf des Jahres 2000 liegen siebzig Jahre kontinuierlicher Klimabeobachtungen für Berlin-Dahlem (Albrecht-Thaer-Weg) vor. Dies gab Anlass, diese Zeitreihen zusammenfassend zu untersuchen, um Aussagen über die Klimavariabilität an diesem Standort treffen zu können. In dieser Studie werden die Klimaelemente Lufttemperatur, einschließlich ihrer Extrema und die Niederschlagshöhe untersucht. Aus diesen Größen abgeleitete Klimaelemente wie Wärme- bzw. Kältesummen, ausgewählte Ereignistage und die Andauer der Vegetationsperiode werden ebenfalls hierbei berücksichtigt.

Der landwirtschaftliche Versuchsstandort am Albrecht-Thaer-Weg wurde seit Beginn der 1920er Jahre schrittweise als Lehr- und Forschungsstätte der Landwirtschaftlichen Hochschule mit Sitz in Berlin-Mitte eingerichtet, die noch vor dem 2. Weltkrieg als Landwirtschaftliche Fakultät, in die damalige Friedrich-Wilhelms-Universität (heute Humboldt-Universität) integriert wurde. Infolge der Teilung Berlins gehörte der Standort für etwa 40 Jahre zur Technischen Universität Berlin. Im Jahr 1992 wurden die Einrichtungen am Albrecht-Thaer-Weg wieder in die Landwirtschaftlich-Gärtnerischen Fakultät der Humboldt-Universität eingegliedert. Kontinuierliche Klimabeobachtungen werden hier seit 1931 vorgenommen und gegenwärtig durch das Lehrgebiet Agrarmeteorologie am Institut für Pflanzenbauwissenschaften fortgeführt. Das nähere Umfeld der Station hat sich über die Jahrzehnte hinweg kaum verändert und repräsentiert die klimatischen Verhältnisse am aufgelockert bebauten Stadtrand von Berlin.

1. Lufttemperatur und abgeleitete Größen

Die *Jahresmitteltemperatur* für Berlin-Dahlem beträgt für den Bezugszeitraum 1961-1990 9.3 °C ($s = 0.8$ °C). Für den Gesamtzeitraum (1931-2000) ergibt sich ein um

0.1 K höheres Jahresmittel infolge höherer Temperaturen Mitte der 1930er Jahre und vor allem in den 1990er Jahren (Tab. 1).

Tabelle 1: Lufttemperatur (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert in °C) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$).

Zeitraum	1931 – 2000		Bezugsperiode 1961 – 1990				Jahr			
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter				
x	9.4		9.0	17.9	9.7	0.7	9.3			
s	0.9		1.0	1.0	0.8	2.2	0.8			
Max	11.2 (1934)		11.0	19.9	11.7	4.7	10.9			
Min	7.2 (1940)		7.2	15.8	8.2	-4.8	8.1			
Zeitraum			Trends 1931 - 2000 (K/Jahrzehnt)				Jahr			
	x	s	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter				
1931-1940	9.6	1.1	+ 0.08	- 0.10	0.00	+ 0.30**	+ 0.07			
1941-1950	9.3	0.8	stärkster monatlicher Trend (K/Jahrzehnt)							
1951-1960	9.2	0.9								
1961-1970	9.0	0.7					März	Juni	Sept.	Januar
1971-1980	9.3	0.6					+ 0.23*	- 0.18*	- 0.11	+ 0.36*
1981-1990	9.6	1.0								
1991-2000	10.0	0.8								

Das wärmste Jahr war in Berlin-Dahlem immer noch das Jahr 1934 mit einem Jahresmittel der Lufttemperatur von 11.2 °C. Diesem Jahr folgen in absteigender Ordnung die Jahre 1989 und 2000 (je 10.9 °C), 1996 (10.8 °C), 1994 und 1999 (je 10.6 °C) sowie 1992 (10.5 °C), die alle in den letzten 12 Beobachtungsjahren liegen (Abb. 1). Das kälteste Jahr mit einem Jahresmittel von nur 7.2 °C wurde 1940, infolge des außerordentlich strengen Winters 1939/40, beobachtet.

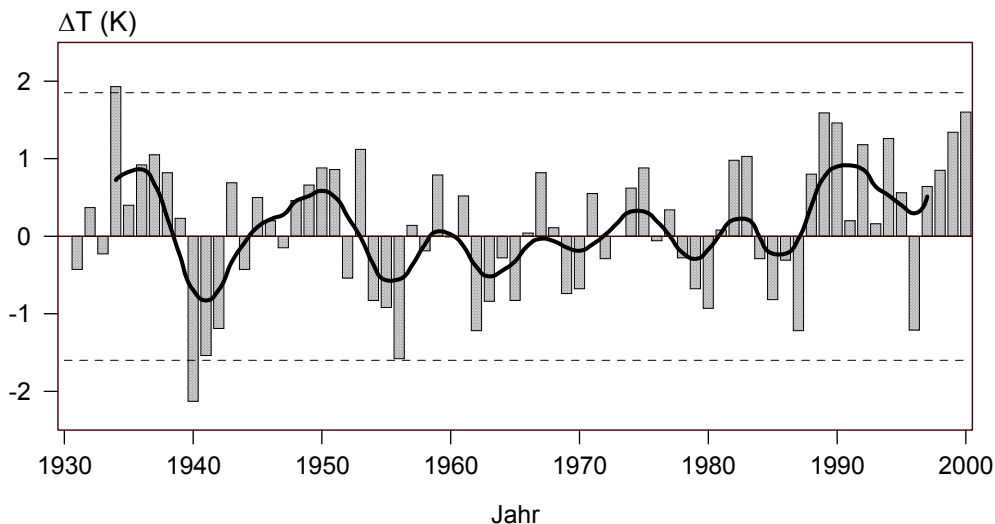


Abb. 1: Jährliche Anomaliewerte der Lufttemperatur in Berlin-Dahlem (ΔT), 1931-2000 zum Bezugszeitraum 1961-1990 (Balken). Fette Linie: 7-jährig tiefpassgefilterte Werte. Die gepunkteten Linien markieren die 2σ -Grenze um den Mittelwert, 1931-2000.

Der Anstieg der Jahresmitteltemperatur in den letzten 70 Jahren beträgt + 0.49 K. Dieser lineare Trend ist noch nicht statistisch gesichert. Seit dem Dezennium 1961-1970 nehmen jedoch die Jahrzehntemittel kontinuierlich zu und erreichen im letzten Jahrzehnt mit 10.0 °C ihren höchsten Wert seit Beobachtungsbeginn.

An dieser Stelle sei angemerkt, dass die Jahresanomaliewerte der 70jährigen Reihe von Berlin-Dahlem außerordentlich gut ($r=0.95$, $p<0.01$) mit den Anomaliewerten der Lufttemperurreihe von Deutschland (RAPP, 2000) korrelieren, was die Repräsentativität dieser Beobachtungsreihe unterstreicht. Dies gilt ebenfalls für die Monatswerte, wobei die Korrelationskoeffizienten hier zwischen 0.89 im Juni und 0.98 im Januar liegen. Infolge lokaler Witterungsprozesse ist die Korrelation der Reihen im Sommer etwas schwächer als in den übrigen Jahreszeiten (s. auch Schönwiese 1998). Der stärkste Trend in der Temperaturreihe für Deutschland wurde mit $+ 0.25$ K pro Jahrzehnt ebenfalls für den Monat Januar berechnet. Hiermit zeigt sich, dass sich die lokalen winterlichen Temperaturänderungen in Berlin sehr gut in die regionalen Trends und damit in die allgemeine Klimaentwicklung einordnen lassen.

Die einzelnen Jahreszeiten und Monate tragen sehr unterschiedlich zum beobachteten Erwärmungstrend bei (Abb. 2). Im Jahreszeitenmittel lässt sich vor allem eine gesicherte Zunahme der Wintertemperatur von 0.30 K pro Jahrzehnt ($p<0.05$) feststellen (Tab. 1). Für die Einzelmonate werden von Mai bis September negative, dagegen von Oktober bis April positive Tendenzen im Temperaturverlauf beobachtet. Statistisch gesicherte Trends ergeben sich nur für wenige Monate, am deutlichsten für den Januar mit einem Temperaturanstieg von 2.5 K ($p<0.10$) bezogen auf den Gesamtzeitraum.

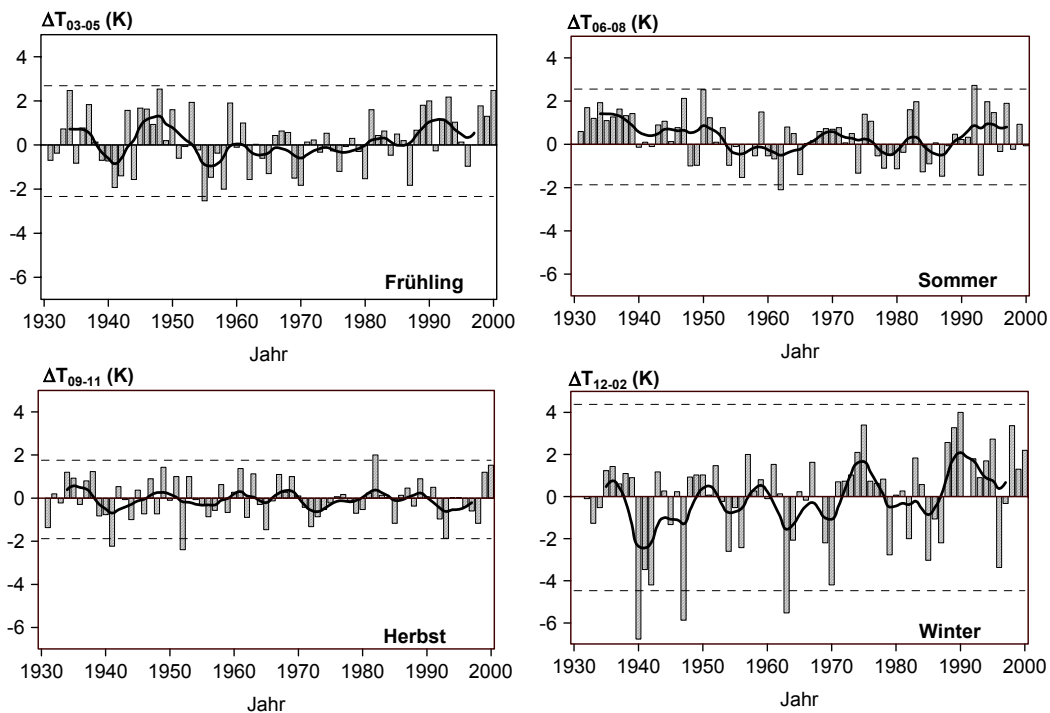


Abb. 2: Jährliche Anomaliewerte der Lufttemperatur in Berlin-Dahlem (ΔT) für Jahreszeiten, 1931-2000 zum Bezugszeitraum 1961-1990 (Balken). Fette Linie: 7jährig tiefpassgefilterte Werte. Die gepunkteten Linien markieren die 2σ -Grenze um den Mittelwert, 1931-2000.

Der winterliche Temperaturanstieg korrespondiert gut mit der Variabilität der Zirkulation über Europa, die für den Witterungsverlauf in Mitteleuropa maßgeblich ist (HURREL UND VAN LOON, 1997; HUPFER, 1996; HURREL, 1995; MALBERG UND FRATTESI, 1995). Bemerkenswert ist vor allem die markante Zunahme in der Häufigkeit (SCHUBERT UND HUPFER, 1992) und Andauer (GERSTENGARBE ET AL., 2000) der zonalen Zirkulationsformen im Winter (Westwetterlagen nach HESS UND BREZOWSKY, 1976) seit Beginn der 1970er Jahre. Ab diesem Zeitpunkt ist auch in der Reihe des

NAO-Index, ein sich unter markanten Schwankungen vollziehender Trend zu positiven Indexwerten im Winter zu beobachten. Seit 1987 wurden mit lediglich einer Ausnahme im Winter 1995/96, nur noch positive Werte berechnet.

Bei der Untersuchung der *Extremwerte* (tägliche Maxima und Minima der Lufttemperatur) zeigen sich deutliche Veränderungen im Verlauf der Minimumtemperatur. Für das Jahresmittel der Minimumtemperatur ergibt sich ein signifikanter Trend von + 0.33 K pro Jahrzehnt ($p < 0.01$). Der positive Trend lässt sich für alle Jahreszeiten gesichert nachweisen. Der stärkste Anstieg der Minima wird ebenfalls im Winter mit + 0.51 K pro Jahrzehnt ($p < 0.01$) beobachtet. Von den Wintermonaten zeigt der Januar die größte Veränderlichkeit (Tab. 2). Die signifikante Zunahme der Minimumtemperatur steht in Übereinstimmung mit weltweiten Befunden (HOUGHTON ET AL., 2001) und deutet auf eine Verstärkung des Treibhauseffekts hin.

Tabelle 2: *Minimum der Lufttemperatur* (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert in °C) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$).

Zeitraum	1931 – 2000		Bezugsperiode 1961 – 1990				Jahr
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	
x	5.4		4.8	13.1	6.7	-1.5	5.8
s	1.1		0.9	0.7	0.8	2.3	0.7
Max	7.4	(1990)	6.7	14.3	8.0	2.4	7.4
Min	1.4	(1940)	3.1	11.3	4.8	-7.3	4.7
Zeitraum			Trends 1931 - 2000 (K/Jahrzehnt)				Jahr
	x	s	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	
1931-1940	4.2	1.1	+ 0.36***	+ 0.19***	+ 0.24***	+ 0.51***	+ 0.33 ***
1941-1950	4.9	1.1					
1951-1960	5.3	0.7	stärkster monatlicher Trend (K/Jahrzehnt)				
1961-1970	5.5	0.7	März	Juni	Oktober	Januar	
1971-1980	5.8	0.6	+ 0.54***	+ 0.21***	+ 0.33***	+ 0.56***	
1981-1990	6.0	0.9					
1991-2000	6.3	0.8					

Tabelle 3: *Maximum der Lufttemperatur* (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert in °C) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$).

Zeitraum	1931 – 2000		Bezugsperiode 1961 – 1990				Jahr
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	
x	13.0		12.7	22.4	13.0	2.7	12.7
s	0.9		1.2	1.1	1.0	2.3	0.9
Max	15.0	(1934)	15.4	24.6	15.6	7.3	14.6
Min	11.2	(1940)	10.4	20.5	11.7	-2.9	11.4
Zeitraum			Trends 1931 - 2000 (K/Jahrzehnt)				Jahr
	x	s	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	
1931-1940	13.3	0.9	+ 0.05	- 0.10	- 0.09	+ 0.24*	+ 0.02
1941-1950	13.1	0.9					
1951-1960	12.8	0.9	stärkster monatlicher Trend (K/Jahrzehnt)				
1961-1970	12.5	0.7	März	Juni	Sep.	Februar	
1971-1980	12.6	0.6	+ 0.14	-0.21**	- 0.24**	+ 0.28	
1981-1990	13.0	1.1					
1991-2000	13.6	1.0					

Die Veränderungen bei den Maximumtemperaturen sind hingegen vergleichsweise gering. Für das Jahresmittel ist kein gesicherter Trend nachweisbar (Tab. 3). Wie beim Tagesmittel der Lufttemperatur zeigt sich auch hier eine kontinuierliche Zunahme der Dezennienmittel seit 1961-1970, mit dem Maximalwert von 13.6 °C für das jüngste Jahrzehnt (1991-2000).

Zur Charakterisierung der Winter und Sommer sind „Kälte- und Wärmesummen“ geeignet (HUPFER und CHMIELEWSKI, 1990). Als Maß für die Winterstrenge wurde die Summe der negativen Tagesmitteltemperaturen von Dezember bis Februar berechnet. Zur Charakterisierung der Sommer wurden die Beträge der Tagesmitteltemperaturen, die oberhalb von 20 °C liegen, aufsummiert. Diese Maßzahlen zeigen ebenfalls beeindruckende Trends, die hauptsächlich im Winter ausgeprägt sind (Abb. 3).

Die *Berliner Winter* zeigen eine deutliche Tendenz zur Milderung. Lediglich durch die Winter 1995/96 und 1996/97 unterbrochen, wurden seit 1988 deutlich zu milde Winter in Berlin beobachtet. Der Unterschied in der Kältesumme zwischen dem kältesten Winter seit 1931 (1939/40: 614 K) und dem mildesten Winter (1974/75: 13 K) beträgt immerhin 601 K. Die mittlere Abnahme in der Kältesummen beträgt 13.1 K pro Jahrzehnt (Tab. 4).

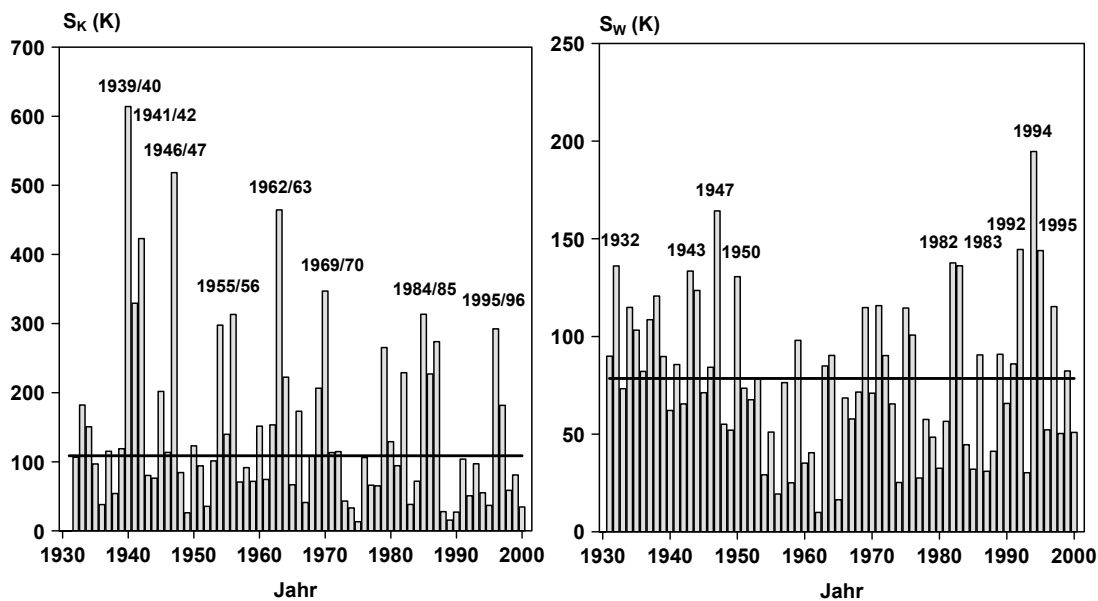


Abb. 3: Vieljähriger Gang der Kältesummen (S_K , links) 1931/1932-1999/2000 und Wärmesummen (S_W , rechts) 1931-2000 für Berlin-Dahlem. Die waagerechten Linien repräsentieren den Mittelwert für den Referenzzeitraum 1961-1990: $S_K = 137.5$ K, $S_W = 67.7$ K. Einige Extremjahre sind durch die Jahreszahlen hervorgehoben.

Die größte *Sommerwärme* wurde mit 194.7 K im Jahr 1994 beobachtet (Tab. 4). In absteigender Ordnung folgen die Sommer 1947 (164 K), 1992 (145 K), 1995 (144 K), 1982 (138 K), 1983 und 1932 (136 K), 1943 (134 K) sowie 1950 (131 K). Der kälteste Sommer wurde im Jahr 1962 (10 K) beobachtet, in dem alle drei Sommermonate deutlich zu kalt waren.

Tabelle 4: *Kälte- (S_K) und Wärmesummen (S_W)* (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert in K) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit ***p<0.01, **p<0.05, *p<0.10).

Zeitraum	S _K		S _W	
	1931 – 2000		1931 – 2000	
x	144.0		78.3	
s	124.8		38.9	
Max	614.1	(1939/40)	194.7	(1994)
Min	13.3	(1974/75)	10.0	(1962)
Trend (K/Jahrzehnt)	- 13.1*		- 2.0	
Zeitraum	x	s	x	s
1931-1940	164.1	174.4	98.1	22.8
1941-1950	197.7	168.1	96.6	38.6
1951-1960	136.7	95.0	55.4	27.1
1961-1970	185.8	133.4	62.6	32.6
1971-1980	94.9	71.4	67.8	35.3
1981-1990	131.9	115.8	72.7	40.0
1991-2000	99.2	80.6	95.1	53.1

Die Sommer zeigen - im Vergleich zu den Wintern - eine geringere zeitliche Veränderlichkeit. Seit dem Jahrzehnt 1951-1960 ist jedoch auch hier ein kontinuierlicher Anstieg der Wärmesummen zu verzeichnen, der jedoch erst im letzten Jahrzehnt wieder das Niveau der beiden ersten Dezennien erreicht. Daher ist über den Gesamtzeitraum keine signifikante Veränderung in der Sommerwärme nachweisbar.

Tabelle 5: *Anzahl der Frosttage* (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit ***p<0.01, **p<0.05, *p<0.10).

Zeitraum	1931 – 2000		Bezugsperiode 1961 – 1990				
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
x	79.3		13.6	-	7.8	50.4	72.1
s	23.2		7.6	-	5.4	16.6	19.9
Max	140	(1940)	32	-	20	83	114
Min	30	(1974, 1990)	2	-	0	23	30
Zeitraum			Trends 1931 - 2000 (Tage/Jahrzehnt)				
	x	s	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
1931-1940	102.6	22.5	- 2.2***	-	- 0.5	- 3.1***	- 5.8***
1941-1950	91.6	21.3	stärkster monatlicher Trend (Tage/Jahrzehnt)				
1951-1960	78.2	16.9					
1961-1970	80.6	20.7	März	-	Nov.	Dez.	
1971-1980	66.5	19.1	- 1.6***	-	- 0.3	- 1.1***	
1981-1990	69.3	18.9					
1991-2000	66.2	21.5					

Die zuvor beschriebenen Veränderungen in der Winterstrenge widerspiegeln sich ebenfalls in der jährlichen Anzahl von *Frosttagen* (Abb. 4). Erwartungsgemäß zeigt die Zahl der Frosttage einen deutlich negativen Trend von -5.8 Tagen pro Jahrzehnt. Während bis zum Ende der 1960er Jahre die jährlich Anzahl der Frosttage im Dezennienmittel deutlich über 70 Tage pro Jahr lag, wurde diese Zahl in den nachfolgenden Jahrzehnten nicht mehr erreicht. Die stärkste Abnahme der Frosttage wurde für die Monate März (-1.6 Tage pro Jahrzehnt, p<0.01) und Dezember (-1.1 Tage pro Jahrzehnt, p<0.01) beobachtet (Tab. 5).

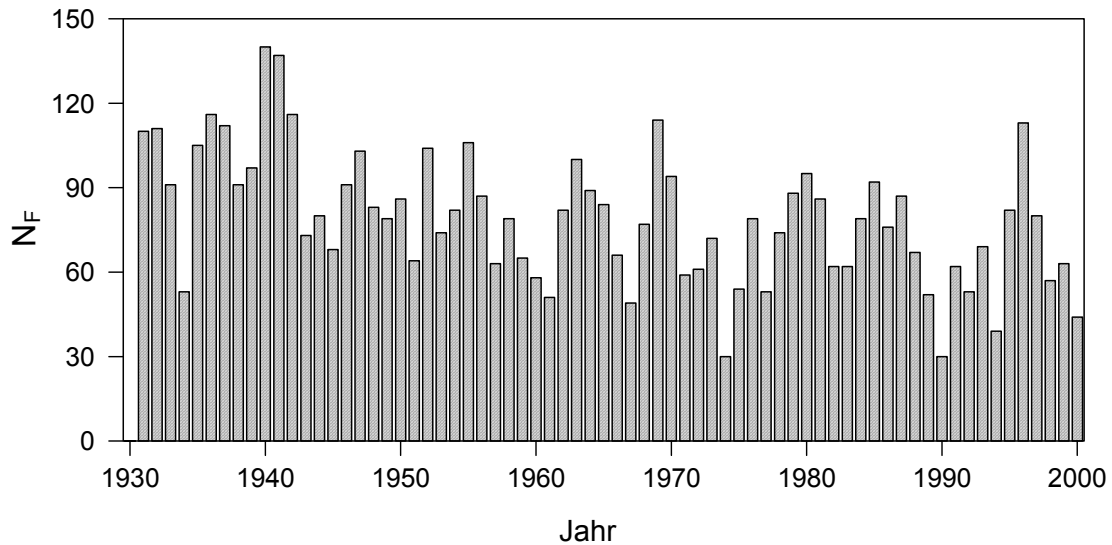


Abb. 4: Jährliche Anzahl von Frosttagen (N_F) in Berlin-Dahlem, 1931-2000.

Veränderungen in der jährlichen Zahl von *Eistagen* sind kaum festzustellen. Lediglich im Herbst und hier vor allem im November ist eine schwache Tendenz zu einer erhöhten Anzahl dieser extremen Tage (+ 0.2 Tage pro Jahrzehnt, $p < 0.10$) zu beobachten. Erwähnenswert ist ebenfalls, dass im Dezennium 1991-2000 mit 18.9 Tagen die geringste mittlere Anzahl von Eistagen seit dem Beobachtungsbeginn beobachtet wurde. Das Maximum von 34.7 Tagen liegt im Zeitraum 1961-1970. Für die Anzahl der *Sommer-* und *heißen Tage* ergeben sich keine nennenswerten Veränderungen am Standort.

Ein für die Land- und Forstwirtschaft relevanter Parameter ist der *Beginn* und das *Ende der thermischen Vegetationsperiode*, der sich ebenfalls aus den Tagesmittelwerten der Lufttemperatur ableiten lässt. Als Beginn der Vegetationsperiode (B_5) kann der Termin im Jahr gewählt werden, an dem das Tagesmittel der Lufttemperatur nachhaltig die 5 °C-Schwelle überschreitet. Um dies zu quantifizieren wurde festgelegt, dass für die nachfolgenden 30 Tage folgende Voraussetzung gegeben sein muss:

$$\sum_i (T_i - 5 \text{ °C}) > 0 \text{ °C} \quad (i = 2, 3, \dots, 30).$$

Der Termin des Vegetationsendes (E_5) wurde durch das Unterschreiten der 5 °C-Temperaturschwelle bestimmt unter der entsprechenden Bedingung, dass

$$\sum_i (T_i - 5 \text{ °C}) < 0 \text{ °C} \quad (i = 2, 3, \dots \text{ Jahresende})$$

erfüllt ist.

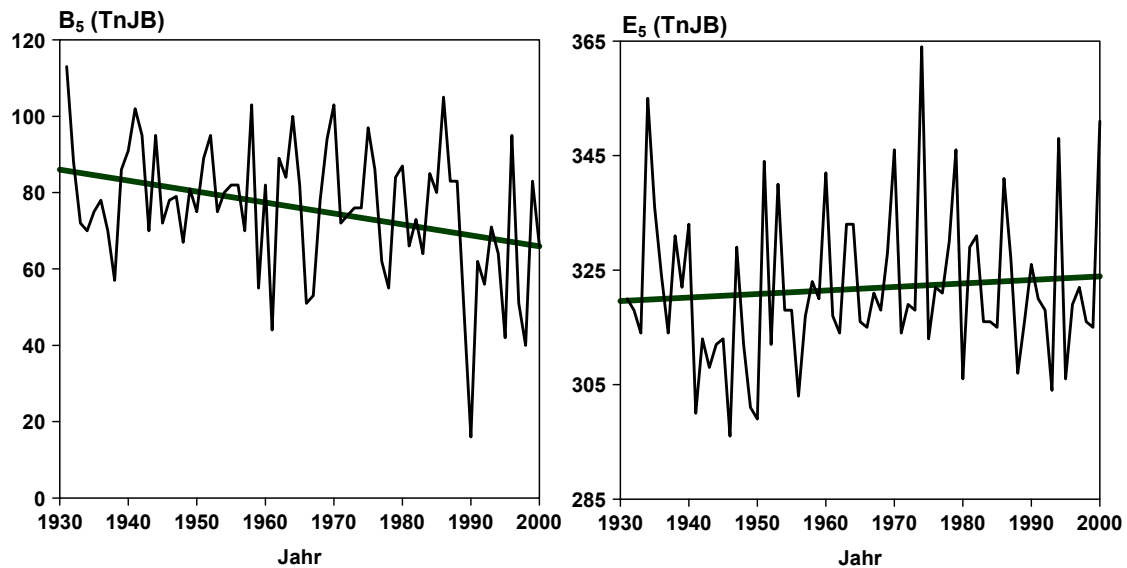


Abb. 5: Beginn (B_5) und Ende (E_5) der thermischen Vegetationsperiode (1931-2000), in Tagen nach Jahresbeginn (TnJB) mit eingezeichnetem linearem Trend (fette Linie).

Der *Beginn der Vegetationsperiode* zeigt, nicht zuletzt infolge der abnehmenden Winterstrenge, einen signifikanten Trend von -2.9 Tagen pro Jahrzehnt ($p < 0.01$). Für den 70jährigen Zeitraum hat sich damit die Vegetationsperiode unter Schwankungen im Mittel um 20 Tage verfrüht (Abb. 5).

Tabelle 6: *Beginn (B_5), Ende (E_5) und Länge der thermischen Vegetationsperiode (L_5)* (x: Mittelwert, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit $*** p < 0.01$, $** p < 0.05$, $* p < 0.10$). TnJB: Tage nach Jahresbeginn.

Zeitraum	B_5 (TnJB)		E_5 (TnJB)		L_5 (Tage)	
	1931 – 2000		1931 – 2000		1931 – 2000	
x	76	(17.03.)	322	(18.11.)	246	
s	18		14		22	
Max	113	(1931)	364	(1974)	310	(1990)
Min	16	(1990)	296	(1946)	198	(1941)
Trend (Tage/Jahrzehnt)	- 2.9^{***}		+ 0.6		+ 3.5^{***}	
Zeitraum	x	s	x	s	x	s
1931-1940	80.0	15.4	326.7	12.6	246.7	22.2
1941-1950	81.4	11.9	308.3	9.8	226.9	16.1
1951-1960	81.3	13.3	323.7	13.8	242.4	18.8
1961-1970	77.8	21.2	324.1	10.5	246.3	16.6
1971-1980	76.9	12.4	325.3	17.4	248.4	22.9
1981-1990	70.4	24.3	322.4	10.1	252.0	24.9
1991-2000	63.0	17.2	321.9	15.7	258.9	22.1

Die stärksten Veränderungen sind hier ebenfalls in den 1990er Jahren beobachtet worden. Der absolut früheste Vegetationsbeginn wurde für das Jahr 1990 berechnet. In diesem Jahr lagen bereits ab dem 16. Januar die Tagesmitteltemperaturen der Luft mehrheitlich über der $5\text{ }^\circ\text{C}$ -Marke. Das *Ende der Vegetationsperiode* zeigt hingegen nur eine schwache Tendenz zu einem späteren Termin (0.6 Tage pro Jahrzehnt), die nicht statistisch gesichert ist (Tab. 6).

Die hier festgestellten Veränderungen im thermischen Vegetationsbeginn lassen sich ebenfalls gut in den Eintrittsterminen phänologischer Phasen nachweisen, die auf Veränderungen in der Lufttemperatur äußerst sensitiv reagieren (MENZEL 2000, CHMIELEWSKI und RÖTZER 2001, CHMIELEWSKI 2002).

Die am Standort beobachtete Verlängerung der thermischen Vegetationszeit um 3.5 Tage pro Jahrzehnt ($p < 0.01$), ist damit vor allem auf einen deutlich früheren Vegetationsbeginn zurückzuführen (Abb. 6).

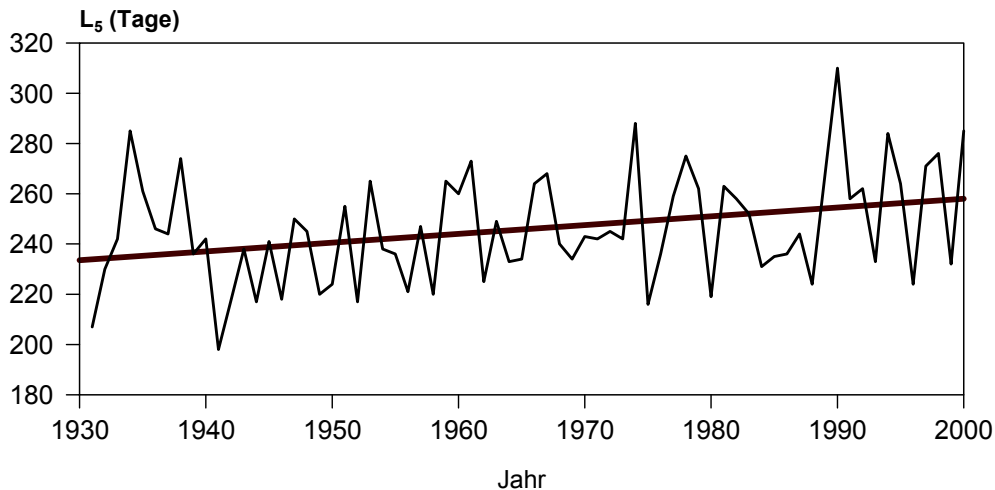


Abb. 6: Länge der thermischen Vegetationsperiode (L_5) in Berlin-Dahlem (1931-2000), mit eingezeichnetem linearem Trend (fette Linie).

2. Niederschlagshöhe

Die Jahressumme der Niederschlagshöhe zeigt am Standort Berlin-Dahlem keinen signifikanten Trend. Die jährlichen Werte zeichnen sich durch eine hohe Variabilität aus, wobei die Differenz zwischen dem trockensten Jahr (1976: 356 mm) und dem feuchtesten Jahr (1974: 736 mm) 380 mm beträgt (Tab. 7).

Tabelle 7: Niederschlagshöhe (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchster, Min: niedrigster Wert in mm) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$).

Zeitraum	1931 – 2000		Bezugsperiode 1961 – 1990				Jahr
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	
x	549.0		122.8	186.3	121.1	114.0	544.6
s	87.2		39.9	54.2	38.8	41.3	94.8
Max	736.1 (1974)		215.8	326.4	222.4	204.8	736.1
Min	355.9 (1976)		50.0	86.6	70.4	46.2	355.9
Zeitraum	x	s	Trends 1931 - 2000 (mm/Jahrzehnt)				Jahr
1931-1940	563.8	86.4	+ 2.2	- 4.0	- 4.3*	+ 3.6	- 2.8
1941-1950	554.4	92.4	stärkster monatlicher Trend (mm/Jahrzehnt)				
1951-1960	548.7	82.9					März
1961-1970	555.9	80.3	+ 2.7**	- 3.3*	- 2.6	+ 3.8***	
1971-1980	539.2	121.7					
1981-1990	538.6	86.6					
1991-2000	542.6	77.9					

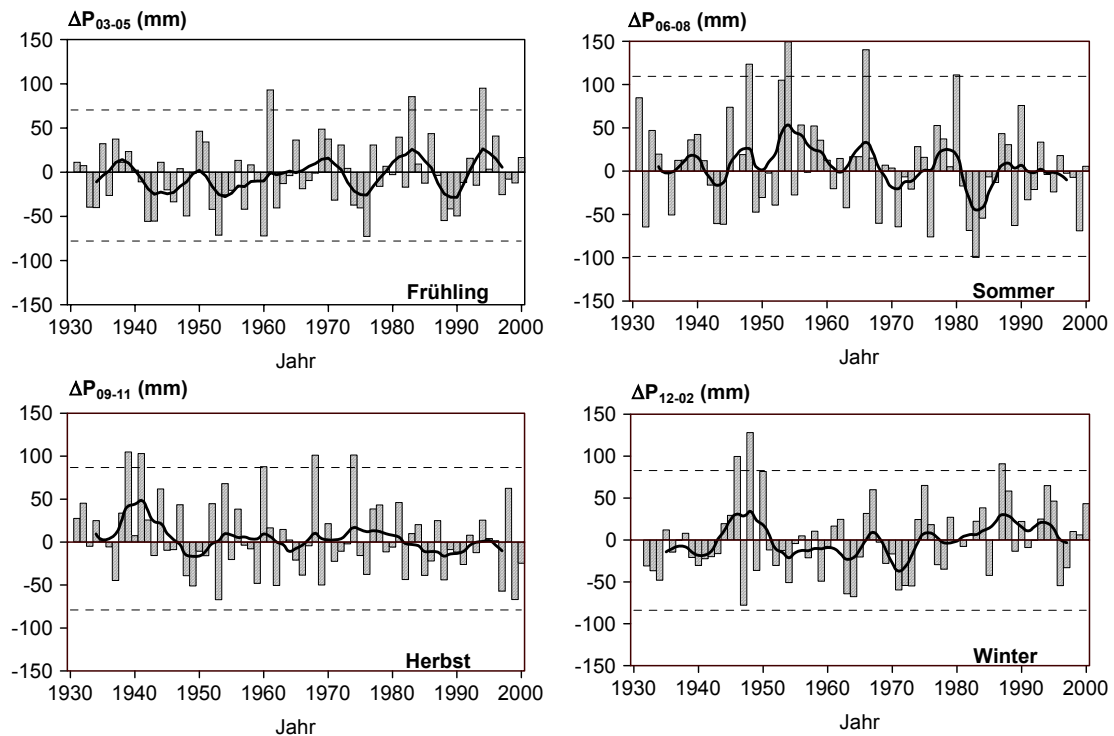


Abb. 7: Jährliche Anomaliewerte der Niederschlagshöhe (ΔP) für Jahreszeiten, 1931-2000 zum Bezugszeitraum 1961-1990 (Balken). Fette Linie: 7jährig tiefpassgefilterte Werte. Die gepunkteten Linien markieren die 2σ -Grenze um den Mittelwert, 1931-2000.

Die stärkste signifikante Niederschlagszunahme von 27 mm ($p < 0.01$) im Zeitraum 1931-2000 wurde für den Monat Dezember festgestellt (Tab. 7). Dieser Trend korrespondiert ebenfalls gut mit den Veränderungen der winterlichen Zirkulation über Europa. Seit Anfang der 1970er Jahre nehmen die negativen Niederschlagsanomalien im Dezember deutlich ab (Abb. 8). In den Jahren 1974, 1986 und 1993 überschreiten die positiven Anomalien die 2σ -Grenze.

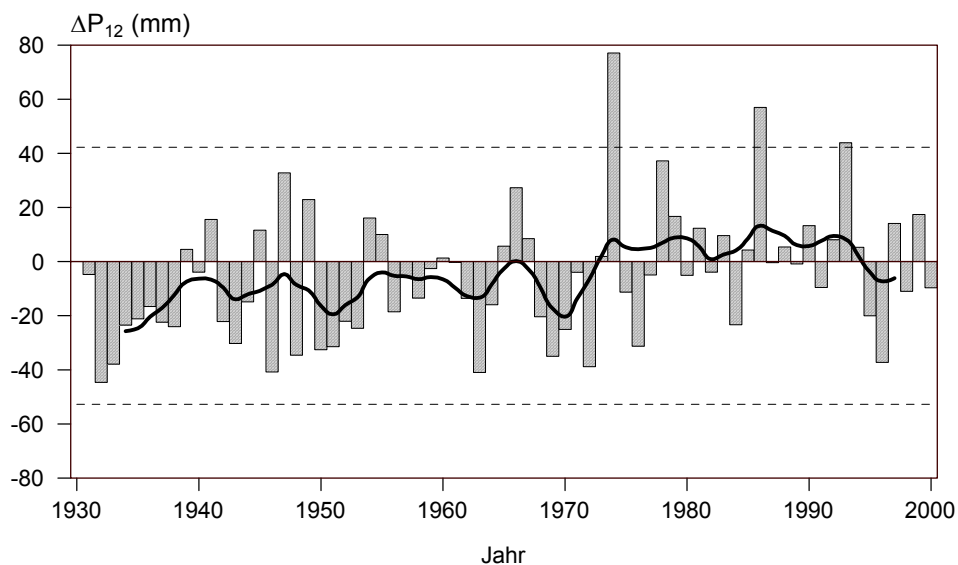


Abb. 8: Jährliche Anomaliewerte der Niederschlagshöhe im Monat Dezember (ΔP_{12}), 1931-2000 zum Bezugszeitraum 1961-1990 (Balken). Fette Linie: 7jährig tiefpassgefilterte Werte. Die gepunkteten Linien markieren die 2σ -Grenze um den Mittelwert, 1931-2000.

Die signifikante Zunahme der winterlichen Niederschläge ist nicht nur in der Niederschlagshöhe sondern auch in der Niederschlagshäufigkeit nachweisbar. Tabelle 8 belegt eine signifikante Abnahme der jährlichen Zahl von Tagen ohne Niederschlag, die vor allem für die Wintermonate deutlich ausgeprägt ist. Die stärkste Verringerung in der Anzahl niederschlagsfreier Tage ergibt sich für den Gesamtzeitraum im März mit -6.7 Tagen und im Dezember mit -7.4 Tagen. Im Jahresmittel nimmt die Anzahl der Tage ohne Niederschlag um 28 Tage ($p < 0.01$) ab.

Tabelle 8: Anzahl der niederschlagsfreien ($P \leq 0.0 \text{ mm}$) Tage (x: Mittelwerte, s: Standardabweichung, Max: höchste, Min: niedrigste Anzahl) und lineare Trends im Zeitraum 1931-2000 (signifikant mit *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$).

Zeitraum	1931 – 2000		1961 – 1990				
	Jahr		Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
x	204		52	53	50	44	198
s	21.5		8.3	8.3	7.0	8.5	22.0
Max	245	(1958)	70	67	64	64	241
Min	155	(1987)	35	32	38	30	155
Zeitraum	x	s	Trends 1931 - 2000 (Tage/Jahrzehnt)				
			Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
1931-1940	220.1	14.9	- 0.9*	- 0.4	- 0.7	- 1.9***	- 4.0***
1941-1950	216.9	15.3					
1951-1960	198.8	22.7	stärkster monatlicher Trend (Tage/Jahrzehnt)				
1961-1970	196.3	14.9	März	Juni	Sep./Nov.	Dez.	
1971-1980	207.5	24.6	- 1.0***	- 0.6**	- 0.3	- 1.1***	
1981-1990	190.4	23.9					
1991-2000	198.7	19.1					

3. Zusammenfassung

Die Auswertung der Dahlemer Klimabeobachtungen am Albrech-Thaer-Weg zeigt, dass sich klimatische Veränderungen am Standort vor allem bei den thermischen Größen und jahreszeitlich am deutlichsten im Winter nachweisen lassen. Hierfür spricht sowohl die signifikante Zunahme der Lufttemperatur im Winter als auch die Abnahme der winterlichen Kältesumme und jährlichen Anzahl von Frosttagen sowie die markante Verfrühung des Vegetationsbeginns. Diese Veränderungen im zeitlichen Verlauf der Klimatelemente korrespondieren mit Schwankungen der Zirkulation über Europa, die ebenfalls für die Wintermonate nachgewiesen werden konnten. Sehr markant ist die Zunahme der Minimumtemperatur, die am Standort in allen Jahreszeiten auftritt. Der stärkere Anstieg der Minimum- gegenüber den Maximumtemperaturen der Luft ist für viele Klimastationen der mittleren und höheren Breiten belegt und gilt als Zeichen für den verstärkten atmosphärischen Treibhauseffekt.

Literatur:

- CHMIELEWSKI, F.-M.; RÖTZER, T. 2001: Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology* 10, 101-112.
- CHMIELEWSKI, F.-M. 2002: Trends in the seasons. *Conference Notebook, BAMS (10)*, 2002, 1464-1465

- GERSTENGARBE, F.-W.; ÖSTERLE, H.; WERNER, P.C. (2000): Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale? Klimastatusbericht 1999. DWD, Offenbach, 111-117.
- HESS, P.; BREZOWSKY, H. (1976): Katalog der Großwetterlagen Europas. 3. verb. u. erg. Aufl., Ber. Dt. Wetterd. 15, Bad Kissingen, 113 S.
- HUPFER, P. (1996): Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte. B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart und Leipzig, 335 S.
- HUPFER, P.; CHMIELEWSKI, F.-M. (Hrsg.) (1990): Das Klima von Berlin. Akademie-Verlag, Berlin, 288 S.
- HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.J.; XIAOSU, D. (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- HURRELL, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676-679.
- HURRELL, J.W.; VAN LOON, H. (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillations. *Clim. Change* 36, 301-326.
- MALBERG, H.; FRATTESI, G. (1995): Changes of North Atlantic sea surface temperature related to the atmospheric circulation in the period 1973 to 1992. *Meteor. Z.* 4, 1, 37-42.
- MENZEL, A. 2000. Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996, *Int. J. Biometeorology*, 44:76-81.
- RAPP, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland, *Berichte DWD* 212, Offenbach, 145 S.
- SCHÖNWIESE C.-D.; HUPFER, P. (2001): Observed climate change within the 19th and 20th century: Danger ahead? In: In: Lozán, J.L.; Graßl, H.; Hupfer, P.(Eds.): *Climate of the 21st Century: Changes and Risks*. *Wiss. Ausw.*, Hamburg, 101-115.
- SCHÖNWIESE C.-D.; WALTER, A.; RAPP, J.; MEYHÖFER, S.; DENHARD, M. (1998): Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogene Klimasignale in globaler und regionaler betrachtung. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Univ. Frankfurt/M.* 102, Eigenverlag Frankfurt/M. 156.
- SCHUBERT, S.; HUPFER, P. (1992): Allgemeine Zirkulation und Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Raum. *Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, R. Mathem. Naturwiss.* 41, 2, 5-16.

Angewandte Stadtklimaforschung im Ruhrgebiet

W. Kuttler und *A.-B. Barlag*
Universität Essen, Fachbereich 9
Abt. Angewandte Klimatologie u. Landschaftsökologie
Essen, Deutschland

Abstract

The paper deals with the basic principles of urban climatology and demonstrates the differences between conurbations and other areas in terms of various physical and chemical parameters taking the example of the Ruhr area. In order to obtain climatic and air hygiene data for different areas it is necessary to complete a number of process stages. Examples of this procedure are described. In a further part of the paper an overall climatic analysis recently completed for the City of Gelsenkirchen by the Department of Applied Climatology, University of Essen, is presented.

1. Einleitung

Als Teildisziplin der Mikro- und Mesoklimatologie beschäftigt sich die angewandte Stadtklimaforschung mit der Untersuchung und Bewertung der klimatischen und luft-hygienischen Situation von Städten und industriellen Ballungsräumen. Die sich in diesen Gebieten einstellende, vom Menschen nicht beabsichtigte Klimabeeinflussung wird allgemein als „Stadtklima“ bezeichnet. Das Stadtklima lässt sich weltweit in allen urbanen Agglomerationen nachweisen, die jedoch nach geographischer und topographischer Lage, großklimatischer Prägung sowie vorherrschender Wirtschafts- bzw. Infrastruktur zu unterschiedlichen Stadtklimatypen führen (WIENERT, 2002). Aufbauend auf der stadtklimatologischen Grundlagenforschung, deren erste Ergebnisse in einer richtungweisenden deutschsprachigen Monographie ihren Niederschlag fanden (KRATZER, 1937), entwickelte sich in den vergangenen Jahrzehnten die angewandte Stadtklimatologie als praxisorientierter Forschungszweig. Durch zunehmende Urbanisierung und gesteigertes Umweltbewusstsein erlangten die Wechselwirkungen zwischen Klima, Lufthygiene und Planung im Städtebau eine immer stärker werdende Bedeutung. Um dieser Entwicklung Rechnung zu tragen, wurden die Umweltbelange „Klima“ und „Lufthygiene“ in verschiedenen gesetzlichen Regelwerken verankert. Der vorliegende Beitrag beschreibt im ersten Teil ausgewählte Charakteristika des Stadtklimas und stellt im zweiten Abschnitt exemplarisch Untersuchungsergebnisse aus dem Ruhrgebiet vor.

2. Ursachen und Charakteristika des Stadtklimas

Die Ursachen des Stadtklimas lassen sich auf drei Faktorengruppen zurückführen, die – direkt oder indirekt – durch die Art der Bebauung, die Flächenversiegelung und die Nutzung urban-industrieller Gebiete bedingt sind. Es handelt sich hierbei um

- die Umwandlung ursprünglich natürlichen Bodens in überwiegend aus künstlichen Materialien bestehende, versiegelte Flächen mit starker dreidimensionaler Strukturierung, die Reduzierung der mit Vegetation bedeckten Flächen und

- die Freisetzung von gasförmigen, flüssigen und festen Luftbeimengungen sowie von Abwärme aus technischen Prozessen.

Die genannten Faktoren beeinflussen die Zusammensetzung der Stadtatmosphäre, den Strahlungs- und Wärmehaushalt der Oberflächen und der städtischen Grenzschicht sowie den Luftaustausch zwischen Stadt und Umland. Sie führen gemeinsam zu dem Erscheinungsbild des Stadtklimas (KUTTLER, 2000).

3. Städtische Wärmeinsel

Zum bekanntesten Faktum des Stadtklimas zählen die durch die Veränderung der Strahlungs- und Wärmebilanz verursachten vergleichsweise höheren Luft- und Oberflächentemperaturen. Diese positiven Wärmeanomalien werden als „städtische Wärmeinseln“ bezeichnet. Der Begriff zielt auf die sich inselartig vom Umland absetzenden, dreidimensional auftretenden Überwärmungen von Siedlungskörpern ab. Städtische Wärmeinseln sind stark von der Witterung sowie der Tages- und Jahreszeit abhängig und unterliegen deshalb einem steten Gestalts- und Intensitätswechsel. So weisen mitteleuropäische Städte z. B. die höchsten bodennahen Temperaturunterschiede zum Umland in austauscharmen sommerlichen Strahlungsnächten auf, während sich bei austauschreicher Witterung nur eine geringe urbane Überwärmung einstellt.

4. Urbane Windverhältnisse

Eine wichtige Rolle für den bodennahen Luftaustausch spielen die durch Gebäude beeinflussten Windverhältnisse. Im Allgemeinen ist deshalb in Städten von niedrigeren Windgeschwindigkeiten und häufigeren Windstillen auszugehen als im Umland. Obwohl die Böigkeit erhöht sein kann, ist der atmosphärische Austausch insgesamt eingeschränkt, so dass sich die thermische und lufthygienische Situation aufgrund des verminderten Abtransportes von Wärme und Spurenstoffen insbesondere dort verschlechtert, wo sich urbane Flächennutzungen durch hohe Rauigkeiten und/oder niedrig gelegene Emissionsquellen auszeichnen.

Als Hauptverursacher erhöhter urbaner bodennaher Immissionskonzentrationen gilt gegenwärtig der Kfz-Verkehr. Dadurch kann es insbesondere in der Nähe stark befahrener Straßen, die sich durch hohe Immissionskonzentrationen kfz-bürtiger Spurenstoffe auszeichnen können, zu Luftqualitätsproblemen kommen (KUTTLER und WACKER, 2001).

Eng gekoppelt an die überwiegend nächtlich auftretende städtische Überwärmung kann sich bei niedriger übergeordneter Windgeschwindigkeit eine stadteinwärts gerichtete bodennahe Luftströmung entwickeln. Da sie von der Flur, dem Umland, zur Stadt weht, wird sie Flurwind genannt (HUPFER und CHMIELEWSKI, 1990). Ein derartiges Windsystem ist hinsichtlich seiner Persistenz zwar fragil, kann aber durchaus planungsrelevant sein, wenn es z. B. durch den Transport von kalter Umlandluft dazu beiträgt, die klimatisch-lufthygienische Situation in den Innenstädten durch Abkühlung und Erhöhung der Luftqualität zu verbessern. Am Beispiel der Stadt Bochum konnte ein Flurwindssystem zu 10 Prozent der Jahresstunden nachgewiesen werden (BARLAG und KUTTLER, 1991). Neben einer gut ausgebildeten Wärmeinsel, also einem möglichst großen horizontalen Temperaturgradienten zwischen Stadt und Umland, sind rauigkeitsarme Ventilationsbahnen, die das Kaltluftquellgebiet des Umlandes mit dem städtischen Wirkgebiet auf

möglichst kurzem Wege verbinden, unabdingbare Voraussetzung für die Belüftungseffektivität (MAYER et al., 1994, DÜTEMEYER, 2000).

5. Bewertungsverfahren

Um die Ergebnisse stadtklimatischer Messungen ihrer Bedeutung nach möglichst objektiv einschätzen zu können, müssen diese bewertet werden. Die Ziele einer Bewertung liegen vor allem in der Ermittlung klimatisch/lufthygienischer Belastungs- und Ausgleichsräume, im Nachweis der Empfindlichkeit einer Fläche gegenüber bestimmten Nutzungen oder in der vorausschauenden Optimierung von Bauleitplänen. Hinsichtlich der Bewertungsverfahren unterscheidet man relative und absolute Validierungen (MAYER et al. 2002). Bei der relativen Bewertung werden räumliche bzw. zeitliche Unterschiede gemessener Größen festgestellt, ohne dass diese auf Grenzwerte bezogen werden. Eine absolute Bewertung orientiert sich hingegen an Grenzwerten (VDI, 1998; KUTTLER, 1999). Bei der Verwendung von Mess- und Bewertungsdaten für die Praxis hat sich seit einigen Jahren das Konzept der „Synthetischen Klimafunktionskarte“ bewährt (VDI, 1997). Hierbei handelt es sich um kartographisch aufbereitete flächenbezogene mesoskalige Darstellungen klimatischer und lufthygienischer Sachverhalte, die vielfach die Basis bilden für Planungshinweiskarten, in denen Maßnahmenempfehlungen für den Anwender enthalten sind.

6. Beispiel einer Gesamtstädtischen Klimaanalyse: Gelsenkirchen

Seit Jahrzehnten unterliegt das Ruhrgebiet einem massiven wirtschaftlichen Strukturwandel, der auch in Hinblick auf den Flächenbedarf Auswirkungen zeigt. Ehemalige Bergbau- und Industriegebiete stellen z. T. großräumige Brachflächen dar, die einer neuen Verwendung zugeführt werden müssen. Um Fehlentwicklungen zu vermeiden und Planungsstrategien transparent zu machen, erstellen Kommunen Flächennutzungspläne (FNP), in denen im Rahmen der vorbereitenden Bauleitplanung für einen Zeitraum von 10 bis 15 Jahren die zukünftigen Nutzungen urbaner Flächen festgelegt werden. Vor der Neuaufstellung eines FNP werden Bereiche, die besondere umweltrelevante Eigenschaften aufweisen könnten, einer darauf ausgerichteten Bewertung unterzogen. Die angewandte Stadtklimatologie greift diesen bedeutenden Planungsaspekt durch darauf abgestimmte Untersuchungen auf. Entsprechende Ergebnisse werden häufig in Gesamtstädtische Klimaanalysen integriert, so dass kommunalen Planungsbehörden ein umfassendes stadtklimatisches Grundlagenwerk vorgelegt werden kann.

Innerhalb des Zeitraumes von November 1998 bis Oktober 1999 wurden in der Stadt Gelsenkirchen klimatisch-lufthygienische Messungen durchgeführt. Die Ergebnisse flossen in eine Synthetische Klimafunktionskarte sowie in eine Planungshinweiskarte ein, so dass der Stadt Gelsenkirchen über Detailangaben hinaus der klimatische Ist-Zustand in generalisierter und bewerteter Form als gesamtstädtisches Klimagutachten zur Verfügung gestellt werden konnte.

Nachfolgend werden Auszüge aus der Gesamtstädtischen Klimaanalyse Gelsenkirchen (KUTTLER et al., 2000) als ein stadtklimatologisches Fallbeispiel aus dem Ruhrgebiet vorgestellt.

6.1 Untersuchungsziele

Als primäres Projektziel wurde von der Stadt Gelsenkirchen die Untersuchung der klimatisch-lufthygienischen Funktionen einzelner Flächennutzungsstrukturen als Beurteilungskriterien für die Neuaufstellung des FNP formuliert. Darüber hinaus sollten vier unversiegelte Gewerbe-/Industriebrachen in die Untersuchung eingebunden werden, um Entscheidungshilfen für die Festlegung zukünftiger Nutzungen geben zu können.

Die auf diese Aufgabenstellungen ausgerichtete Untersuchungsmethodik wurde u. a. von klimasteuernden Faktoren des Untersuchungsgebietes bestimmt. Im vorliegenden Fall waren das:

- Lage innerhalb des polyzentrisch angelegten Ruhrgebietes
- bipolare Stadtstruktur mit zwei Stadtzentren
- im Durchschnitt 4 bis 5-geschossige Bebauung
- im Wesentlichen durch Kfz-Abgase verursachte Immissionssituation (0,55 Kfz/Einwohner), die mittlerweile für das Ruhrgebiet typisch ist
- relativ ebene Morphographie mit der Emscherniederung als tiefstem Bereich.

Mit insgesamt sechs Klimafeststationen, drei nächtlichen Lufttemperaturmessfahrten, vier tagsüber durchgeführten lufthygienischen Profilmessfahrten und 19 Vertikalaufstiegen mittels Fesselballonsondierungen sowie vier über 24 Stunden laufenden lufthygienischen Standmessungen und zwei Tracerausbreitungskampagnen, kam ein Messdesign zum Einsatz, das für die Lösung klimatischer und lufthygienischer Fragestellungen eine hohe räumliche wie auch zeitliche Auflösung der Messergebnisse garantiert.

6.2 Bodennahe Lufttemperaturverhältnisse

Von den gemessenen klimatologischen Größen fällt der Lufttemperatur eine besondere Bedeutung zu. Durch Ausstrahlungs- und Austauschprozesse entsteht vorwiegend während windstillen Strahlungsnächte eine raumtypische Lufttemperaturverteilung, aus deren flächenhafter Struktur lokaltypische Besonderheiten des betrachteten Gebietes ableitbar sind. Aufgrund der Baustruktur Gelsenkirchens ist davon auszugehen, dass sich eine bodennahe Temperaturverteilung ausbildet, die als Besonderheit eine deutlich ausgeprägte zweikernige Wärmeinsel aufweist.

Abb. 1 zeigt eine aus drei sommerlichen strahlungsnächtlichen Messfahrten gemittelte und chronologisch korrigierte Verteilung der bodennahen Lufttemperatur mit einem maximalen Temperaturunterschied von 6 K. Danach bilden sich in den beiden Stadtzentren (Stationen 1 und 2) die Bereiche größter Überwärmung aus, so dass die zweikernige Wärmeinsel zu erkennen ist. Daneben weisen die Nebenzentren und die Bereiche mit hoher Siedlungsdichte ebenfalls deutliche Überwärmungen auf. Niedrige Temperaturen zeigen die nördlichen und südwestlichen Randbereiche des Stadtgebietes sowie der östliche Teil der Emscherniederung.

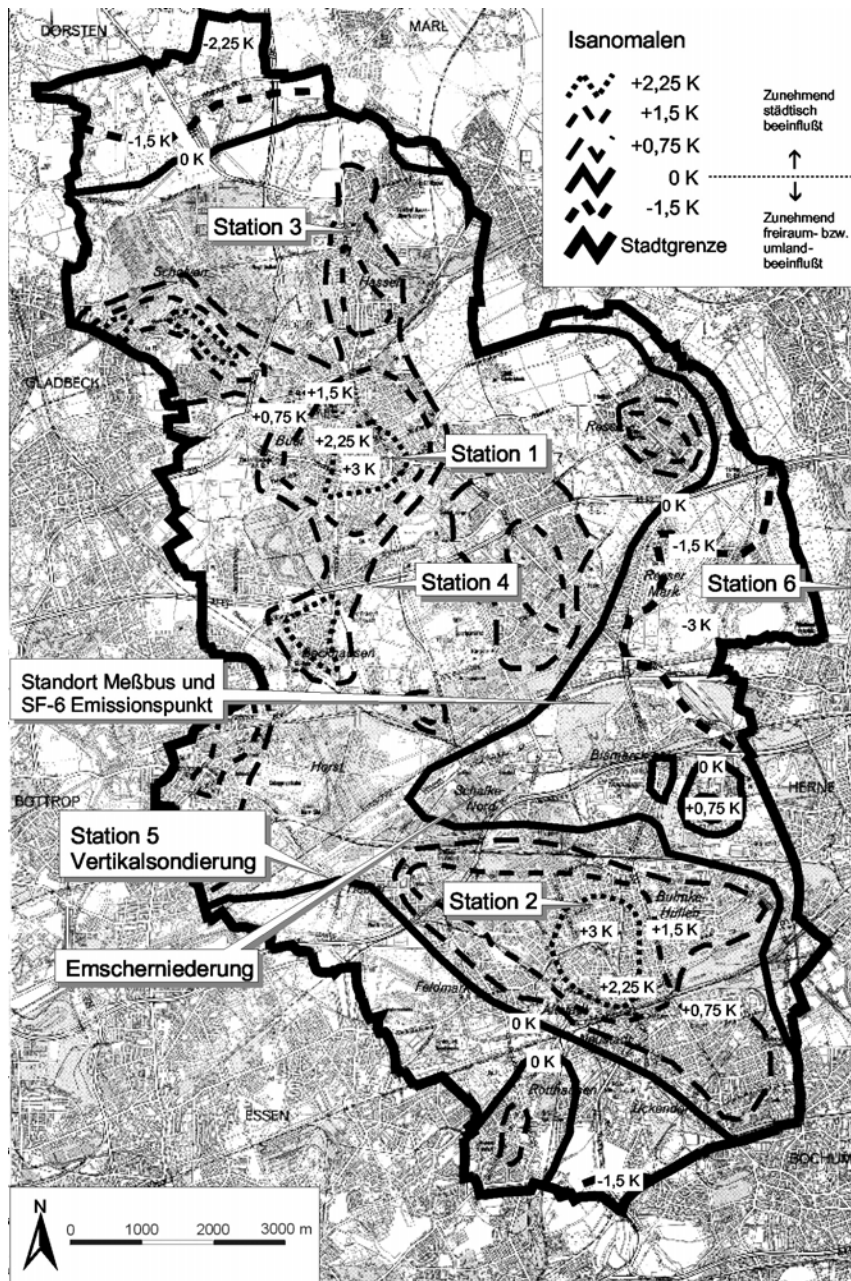


Abb. 1: Messstandorte und Verteilung der bodennahen Lufttemperatur in der Stadt Gelsenkirchen. Durchschnittswerte aus drei strahlungsächtlichen Messfahrten innerhalb des Untersuchungszeitraums 01.11.1998 bis 31.10.1999 (KUTTLER et al. 2000)

Die Ergebnisse von Temperaturmessfahrten dienen zur flächenhaften Abgrenzung einzelner Räume nach thermischen Kriterien. Unter Verwendung weiterer flächenbezogener Klimafaktoren, wie der Realnutzung und des Reliefs, können schließlich räumliche Abgrenzungskriterien zum Klimatopentwurf als Grundlage der Synthetischen Klimafunktionskarte entwickelt werden.

Diese flächenhaften Aussagen spiegeln aufgrund der mobilen Datenerfassung lediglich eine Momentaufnahme des Stadtklimas wider. Zur statistischen Absicherung und weiteren Differenzierung der Ergebnisse werden zusätzliche Erkenntnisse z. B. über das tägliche und saisonale Verhalten der bodennahen Lufttemperaturverhältnisse benötigt. Die über ein Jahr kontinuierlich erfassten und zeitlich hochaufgelösten Messwerte der Kli-

mafestationen (3-Minuten-Mittelwerte) erzeugen einen Datenpool, der diesen Anforderungen entspricht.

Tab. 1 zeigt dieses exemplarisch anhand von klimatologischen Ereignistagen, die Aussagen darüber zulassen, wie häufig fest definierte Schwellenwerte, z. B. der Lufttemperatur, an den jeweiligen Stationsstandorten über- bzw. unterschritten werden (HUPFER und KUTTLER, 1998).

Tabelle 1: Anzahl klimatologischer Ereignistage im Stadtgebiet von Gelsenkirchen. Messzeitraum: 01.11.1998 bis 31.10.1999 (KUTTLER et al. 2000)

			Stadt		Vorort	Umland		Halde
	Ereignistage	Definition	St. 1: Buer	St. 2: Schalke	St. 3: Hassel	St. 4: Sutum	St. 5: Nord- sternpark	St. 6: Hop- penbruch
Winter	Frosttage	$t_{\min} \leq 0^{\circ}\text{C}$	36	33	57	44	43	38
	kalte Tage	$t_{\text{mit}} < 0^{\circ}\text{C}$	19	17	21	20	21	23
	Heiztage	$t_{\text{mit}} < 15^{\circ}\text{C}$	238	236	255	247	254	241
Sommer	warme Tage	$t_{\text{mit}} \geq 20^{\circ}\text{C}$	49	47	25	32	31	34
	Sommertage	$t_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$	47	45	39	40	37	38
	heiße Tage	$t_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$	14	8	10	7	6	11
	Grillpartytage	$t_{21\text{h}} > 20^{\circ}\text{C}$	50	43	22	36	34	34
	heiße Nächte	$t_{0\text{h}} > 20^{\circ}\text{C}$	21	15	5	10	8	13

Danach ist die Anzahl der Ereignistage in den städtisch geprägten Bereichen während der Wintermonate im Vergleich zu den Umlandstationen verringert, im Sommer dagegen erhöht. Die Ergebnisse sind auf die städtische Wärmeinsel zurückzuführen, die im gesamten Jahresverlauf eine positive Temperaturanomale bewirkt. Im Winter resultiert daraus eine geringere Anzahl kalter Tage sowie an Frost- und Heiztagen, mit der Folge einer Reduzierung des für die Raumheizung notwendigen Energieeinsatzes. Dagegen ist in städtischen Gebieten im Sommer mit einer Zunahme der Wärmebelastung für die Bevölkerung zu rechnen. Die Wirkung der städtischen Wärmeinsel ist somit als durchaus doppelwertig anzusehen.

6.3 Kaltluftdynamik

Mit den ambivalenten Auswirkungen der städtischen Wärmeinsel vergleichbar, kann auch der Kaltluft sowohl eine negative als auch positive Auswirkung auf das Stadtklima zugeschrieben werden (BARLAG, 1999). Stagnierende Kaltluft führt zu verminderten Austauschverhältnissen, während bodennah in Siedlungsgebiete fließende Kaltluft zur Ventilation beiträgt, wodurch die Frischluftversorgung und der Abbau der nächtlichen Überwärmung möglich ist.

Zur Untersuchung der Kaltluftdynamik auf einer größtenteils unversiegelten Industriebrache erfolgte während einer extrem austauscharmen Strahlungsnacht eine unter Einsatz des Tracers Schwefelhexafluorid (SF_6) durchgeführte Kaltluftausbreitungskampagne.

Abb. 2 zeigt das mit diesem Tracer nachgewiesene Kaltluftausbreitungsgebiet, welches vom SF_6 -Emissionspunkt im östlichen Teil der zu beurteilenden Fläche, dem geringen Gefälle folgend, etwa drei Kilometer nach Südwesten reicht. Bei einer Größe der Industriebrache von 90 ha, die aufgrund der unversiegelten Oberfläche als Kaltluftproduk-

tionsgebiet anzusehen ist, weist die Kaltluftausbreitung ein planungsrelevantes Wirkgebiet von etwa 360 ha auf.

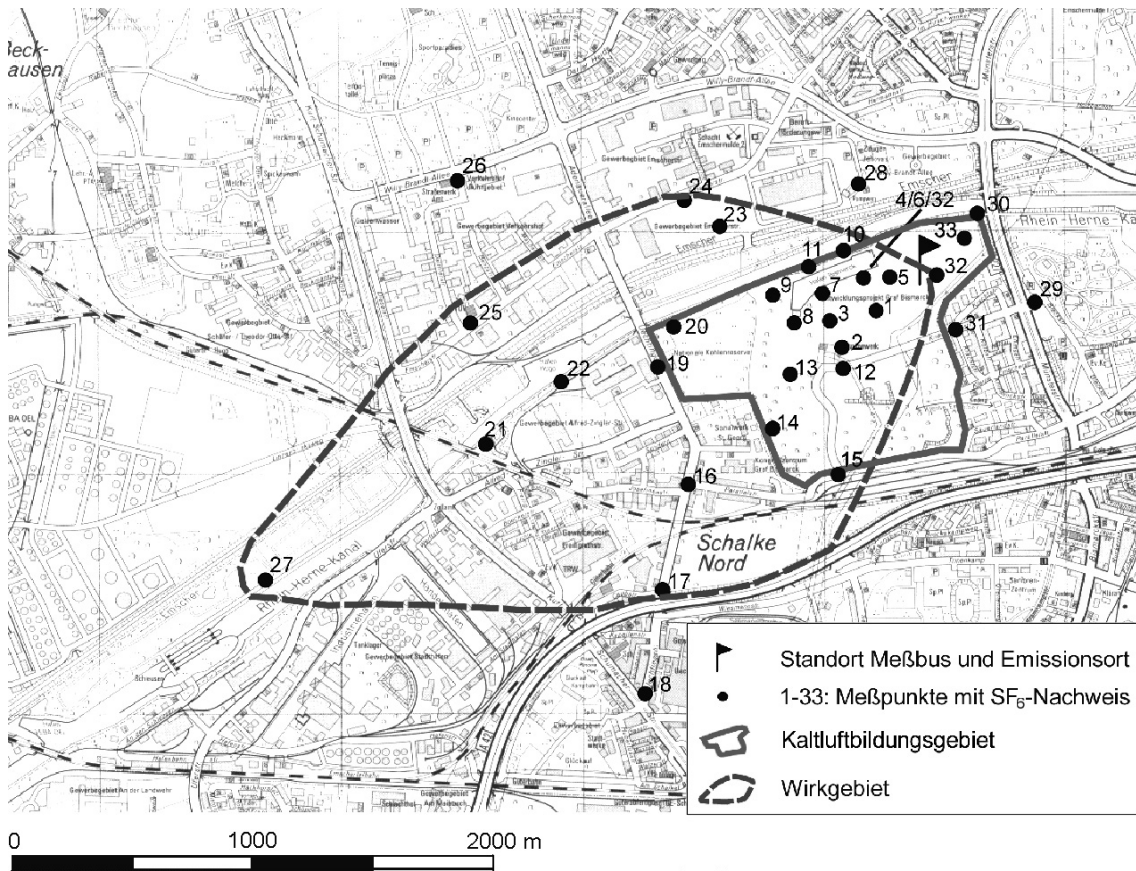


Abb. 2: Nachweis der Kaltluftausbreitung mittels Schwefelhexafluorid (SF₆) in Gelsenkirchen in der Nacht vom 04./05.11.1999 (KUTTLER et al. 2000)

Zur Überprüfung der Luftqualität der transportierten Kaltluft wurde innerhalb des entsprechenden Ausbreitungsbereiches eine lufthygienische Standmessung vorgenommen. Als mögliche Verursacher von Kaltluftverunreinigungen kamen im Osten und Südosten des Plangebietes entlangführende Straßen als Linienquellen in Frage. Daher wurden insbesondere die Kfz-bürtigen Spurenstoffe CO, NO, NO₂ und O₃ minütlich sowie BTX (Benzol, Toluol, Xylol) halbstündlich erfasst und zur Darstellung eines Tagesganges zu Stundenmittelwerten weiterverarbeitet. Anhand des täglichen Konzentrationsverlaufes der leicht flüchtigen Kohlenwasserstoffe (VOC) mit Maximalwerten zwischen 13.00 Uhr und 16.00 Uhr bzw. 18.00 Uhr, konnten die genannten Linienquellen als Verunreiniger der abfließenden Kaltluft ausgeschlossen werden, da diese ausschließlich nachts auftritt. Somit konnte der unversiegelten Industriebranche die Klimafunktion „Kaltluftproduktion“ zugesprochen werden, die durch die nachgewiesene großflächige Kaltluftausbreitung mit einer unkritischen Luftqualität Planungsrelevanz erlangt.

6.4 Lufthygienische Situation im Straßenraum

Für die Erstellung einer synthetischen Klimafunktionskarte werden Aussagen zum Flächenbezug benötigt. Dies bezieht sich auch auf lufthygienische Komponenten, vor allem auf diejenigen, die bodennahen Quellen entstammen. Die Anzahl der Luftqualitäts-

überwachungsstationen des Landesumweltamtes NRW weisen eine ihrer Aufgabenstellung der Landesüberwachung entsprechende geringe räumliche Auflösung auf und können deshalb nur ungenügende Eingangsdaten für die geforderte hohe räumliche Auflösung der Stadtklimatologie liefern. Eine auf den Flächenbezug ausgerichtete Methode stellt dagegen die mobile Aufnahme von Horizontalprofilen dar, deren Routenführung die repräsentative Flächennutzungsstruktur einer Stadt berücksichtigt (KUTTLER und WACKER, 2001). Die während einer derartigen, in Gelsenkirchen durchgeführten Messfahrt im 1-Sekunden-Takt aufgenommenen Komponenten CO, NO, NO₂ und O₃ wurden für charakteristische Straßenzüge zu Streckenabschnittsmittelwerten verarbeitet und in eine Karte nach indizierten Konzentrationsstufen klassifiziert eingetragen. Somit ergeben sich Bewertungsmöglichkeiten der Immissionssituation anhand eines linienhaften Raummusters der erfassten Kfz-relevanten Spurenstoffe (KUTTLER und STRABBURGER, 1997).

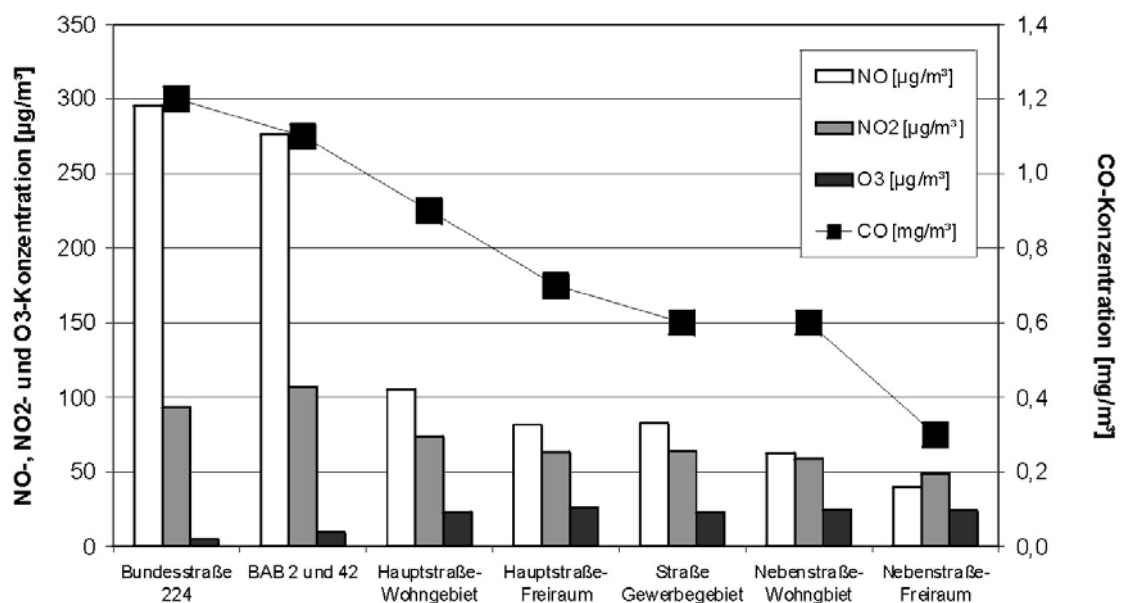


Abb. 3: Darstellung mittlerer Immissionskonzentrationen verschiedener Kfz-bürtiger Spurenstoffe für unterschiedliche Straßentypen Gelsenkirchens. Datenbasis: Streckenabschnittsmittelwerte der lufthygienischen Profilmessfahrten vom 16.06. ; 08.07. ; 24.08. ; 02.09.1999 jeweils zwischen 10 und 16 Uhr (KUTTLER et al. 2000)

Als zusammenfassendes Ergebnis der insgesamt 470 lufthygienisch quantifizierten Streckenabschnitte zeigt Abb. 3 eine Darstellung der mittleren Immissionssituation für typische Straßenzüge Gelsenkirchens.

Erwartungsgemäß weisen Autobahnen und Bundesstraßen die höchsten CO-, NO- und NO₂-Konzentrationen auf, gefolgt von Hauptstraßen in Wohngebieten. Die niedrigsten Spurenstoffwerte werden auf Nebenstraßen in Gewerbegebieten sowie auf Nebenstraßen innerhalb städtischer Freiräume beobachtet. Dem chemischen Verhalten des sekundären Spurenstoffes O₃ entsprechend, sind dessen Konzentrationen, bezogen auf die dargestellten Straßentypen, gegenläufig (KUTTLER und ZMARSLY, 1995).

Dieses grob aufgelöste Immissionsmuster variiert nach lokalem bzw. täglichem Verkehrsaufkommen und darüber hinaus in erheblichem Maße nach den durch die Straßenrandbebauung beeinflussten Austauschverhältnissen. Daher ist eine weitere räumliche Differenzierung der Immissionssituation in o. g. Streckenabschnitte sinnvoll.

Die für das Fallbeispiel auszugsweise und komprimiert dargestellten Untersuchungsergebnisse ergeben unter weiterer Berücksichtigung detaillierter Angaben zu den Wind- und Luftfeuchtigkeitsverhältnissen sowie zur human-biometeorologischen Situation fundierte Aussagen zum raum-zeitlichen Gefüge des Stadtklimas und zur lufthygienischen Situation Gelsenkirchens, die eine Beurteilung des Ist-Zustandes zulassen und die Erstellung eines Maßnahmenkataloges als Entscheidungshilfe für stadtplanerische Belange ermöglichen.

6.5 Synthetische Klimafunktionskarte und Planungshinweiskarte

Die Integration stadtklimatischer Erkenntnisse in den Planungsvollzug mit dem Ziel der Sicherung positiver klimatischer Funktionen bzw. der Minimierung von stadtklimatischen Negativerscheinungen innerhalb einzelner Flächennutzungsstrukturen erfolgt über das Medium Karte, um der Priorität des Raumbezuges bei kommunalen Planungsmaßnahmen gerecht zu werden (BARLAG, 1993). Die Maßstabsgröße der thematischen Karten wie der Synthetischen Klimafunktionskarte bzw. der Planungshinweiskarte lehnt sich sinnvollerweise an den Maßstab der von Planungsbehörden verwendeten Karten an, in die die Ergebnisse von bzw. Bewertungen durch Stadtklimaanalysen einfließen (SCHIRMER et al., 1993). In der Regel ist das der für die vorbereitende Bauleitplanung aufzustellende Flächennutzungsplan.

Die Synthetische Klimafunktionskarte der Gesamtstädtischen Klimaanalyse Gelsenkirchen, die im Maßstab 1 : 20.000 erstellt wurde, ist im Sinne einer differenzierten Bewertung in die nachfolgend genannten Ebenen gegliedert:

- Abgrenzung von Klimatopen mit dem Ziel der flächenhaften Differenzierung von Räumen, die ähnlich auftretende klimatisch-lufthygienische Merkmale aufweisen (z. B. Innenstadtklimatop)
- Darstellung von klimatopübergreifenden Flächen, denen definierte Klimafunktionen zugesprochen werden können (z. B. Kaltluftproduktionsgebiete)
- Ausweisung von punktuell auftretenden Phänomenen (z. B. Windfeldveränderungen durch Bebauungsstrukturen)
- Markierung lufthygienisch auffälliger Straßenabschnitte bezogen auf die Kfz-bürtigen Spurenstoffe NO, NO₂ und CO (z. B. Streckenabschnitts-mittelwerte).

Die kartographischen Kriterien der Synthetischen Klimafunktionskarte gelten auch für die Planungshinweiskarte. Der inhaltliche Schwerpunkt liegt bei dieser Karte in der Ausweisung und flächenhaften Abgrenzung von:

- Stadtklimatischen Lasträumen (z. B. Förderung der Be- und Entlüftung)
- Stadtklimatischen Ungunsträumen (z. B. Verzicht auf weitere Versiegelung)
- Übergangsbereichen von Last- zu Ausgleichsräumen (z. B. Förderung der Vernetzung von Flächen mit Klimafunktionen)
- Ausgleichsräumen mit der Funktion der Klimamelioration für angrenzende Räume (z. B. Erhaltung von Kaltluftabflussbahnen zwischen Quell- und Wirkgebiet).

Durch die Kausalverknüpfung beider Karteninhalte entsteht ein raumbezogener flächendeckender Informationsgehalt, der zur Integration stadtklimatischer Belange in planungsbezogene Abwägungsprozesse dient.

7. Ausblick

Eine digitale Erstellung der beschriebenen Karten ermöglicht die Aggregation der darin enthaltenen Informationen in das von Stadtplanungsbehörden häufig eingesetzte Geographische Informationssystem (GIS). Geographische Informationssysteme haben sich auch in der Stadtklimatologie als bedeutende Werkzeuge etabliert, da dadurch die flächenhafte Differenzierung der bodennahen klimatischen Verhältnisse in Verbindung mit den räumlichen Strukturen der Geofaktoren erfasst, erklärt und dargestellt werden kann (HELBIG et al., 1999).

Dem interdisziplinären Informationsbedarf der Stadtplanung gerecht werdend, können durch GIS-implementierte Eingangsdaten die Untersuchungsergebnisse, Bewertungen und Planungshinweise von Stadtklimaanalysen weiteren Fachebenen zugeführt werden und gegebenenfalls in kommunale Umweltinformationssysteme einfließen. Im Sinne einer integrierend ausgerichteten Stadtökologie, deren Ziel es ist, die Lebensqualität in Städten zu verbessern (WITTIG und SUKOPP, 1998), kommt dem Trend der interdisziplinären Betrachtungsweise kommunaler Planungsstrategien und deren Unterstützung durch die beteiligten Fachdisziplinen große Bedeutung zu.

Literatur

- BARLAG, A.-B.: Planungsrelevante Klimaanalyse einer Industriestadt in Tallage – dargestellt am Beispiel der Stadt Stolberg (Rhld.). Essener Ökologische Schriften, Bd. 1, Verlag Westarp Wissenschaften, Magdeburg 1993
- BARLAG, A.-B.: Stadtklima – Beispiel einer planungsorientierten Klimaanalyse. Geographie und Schule, 21. Jg., 118 (1999), 10-17/Karte im Anhang
- BARLAG, A.-B. und W. KUTTLER: The Significance of Country Breezes for Urban Planning. Energy and Buildings 15-16, Vol. 2 (1991), 291-297
- DÜTEMEYER, D.: Urban-orographische Bodenwindssysteme in der städtischen Peripherie Kölns. Essener Ökologische Schriften. Bd. 12, Westarp Verlag, Hohenwarsleben 2000
- GRÄTZ, A. und G. JENDRITZKY: Bewertung des Klimas in städtischen Gebieten mit Hilfe von UBIKLIM. UVP-Report, 1 (1998), 17-19
- HELBIG, A., J. BAUMÜLLER und M. J. KERSCHGENS (Hrsg.): Stadtklima und Luftreinhaltung, 2. vollständig überarbeitete und ergänzte Auflage, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1999
- HUPFER, P. und F.-M. CHMIELEWSKI: Das Klima von Berlin. Akademie Verlag 1990
- HUPFER, P. und W. KUTTLER (Hrsg.): Witterung und Klima, 10. Auflage, Teubner Verlag, Leipzig 1998
- KRATZER, A.: Das Stadtklima. Vieweg-Verlag, Braunschweig 1937
- KUTTLER, W.: Human-biometeorologische Bewertung stadtklimatologischer Erkenntnisse für die Planungspraxis. Wiss. Mitteilungen des Instituts für Meteorologie der Univ. Leipzig und dem Institut für Troposphärenforschung, Bd. 13 (1999), 100-115
- KUTTLER, W.: Stadtklima. – In: R. Guderian (Hrsg.): Atmosphäre. Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie, Bd. 1 B, Springer, Berlin, Heidelberg, New York 2000, 420-470
- KUTTLER, W., A. KREFT, S. SCHAEFERS und A.-B. BARLAG: Gesamtstädtische Klimaanalyse Gelsenkirchen, Endbericht (als Manuskript gedruckt), im Auftrag des Umweltamtes der Stadt Gelsenkirchen, Essen 2000
- KUTTLER, W. und A. STRABBURGER: Analyse Kfz-relevanter Immissionen in innerstädtischen Verkehrs- und Grünflächen. FAT-Schriftenreihe Nr. 131, Frankfurt/Main 1997

- KUTTLER, W. und TH. WACKER: Analyse der urbanen Luftqualität mittels mobiler Messungen. Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, H. 27 Publ.-Nr. 399, Wien 2001, 1-16.
- KUTTLER, W. und E. ZMARSLY: Sommersmog: Zur Problematik aus naturwissenschaftlicher Sicht.- In: Zeitschrift für Angewandte Umweltforschung, Jg. 8, H.2 (1995), 153-167
- MAYER, H., W. BECKRÖGE und A. MATZARAKIS: Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen. UVP-Report, 5 (1994), 265-268
- MAYER, H., F. KALBERLAH, D. AHRENS UND U. REUTER: Analyse von Indizes zur Bewertung der Luft. Gefahrstoffe-Reinhaltung der Luft 62, Nr. 4 (2002), 177-183
- SCHIRMER, H., W. KUTTLER, J. LÖBEL, und K. WEBER (Hrsg.): Lufthygiene und Klima – Ein Handbuch zur Stadt- und Regionalplanung. Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN. VDI-Verlag, Düsseldorf 1993
- VDI-RICHTLINIE 3787, BL. 1: Umweltmeteorologie – Klima- und Lufthygienekarten für Städte und Regionen, VDI-Verlag, Düsseldorf 1997
- VDI-RICHTLINIE 3787, BL. 2: Umweltmeteorologie – Methoden zur human-bio-meteorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. VDI-Verlag, Düsseldorf 1998
- WIENERT, U.: Untersuchungen zur Breiten- und Klimazonenabhängigkeit der urbanen Wärmeinsel. Eine statistische Analyse. Dissertation Fb 9, Universität Essen, Abt. Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie, 2002, 252 S.
- WITTIG, R. und H. SUKOPP: Was ist Stadtökologie? – In: H. Sukopp, R. Wittig, (Hrsg.): Stadtökologie, 2. Aufl., Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York 1998, 1-12

Besonderheiten der Temperaturstruktur nahe der Unterlage

Th. Foken

Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Bayreuth, Deutschland

Abstract

Normally, a temperature profile near the surface consists of parts in the molecular sublayer, the buffer layer, and the turbulent layer (influenced or not influenced by stratification). In some older publications, there have been reports about counter gradient fluxes and near surface inversions over the sea. Neither effects can be explained by thermal internal boundary layers which occur in the afternoon. The findings from the 1973-1976 expeditions made by the 'Working group Oceanology' of the University of Leipzig are here-in discussed from a new perspective. Special analyses made with the temperature profile data measured during the Antarctic FINTUREX experiment (NEUMAYER station, Jan-Febr. 1994) showed that these inversion effects are also related to stable stratification. In comparison with long-wave radiation measurements, these effects are described as decoupling the lowest (appr. 1 m thick) layer above the snow from the turbulent regime above this layer.

1. Einleitung

Bei den Arbeiten der 60er Jahre des vergangenen Jahrhunderts am Maritimen Observatorium Zingst (HUPFER, 1970) mit vorwiegend lokalklimatologischen Aspekten zeigte sich, dass die kleinräumigen Strukturen der meteorologischer Felder sowohl hinsichtlich der Grundlagenforschung als auch bezüglich angewandter Richtungen ein außerordentlich lohnendes Forschungsobjekt sind. Davon zeugen Arbeiten in diesem Band zu küstennahen Strömungs- und Windfeldern, wobei nachfolgend die Temperaturstrukturen näher untersucht werden sollen. Dies erfolgt allerdings nicht im lokalklimatologischen Sinn hinsichtlich der Temperaturverteilungen über dem Meer und dem Land, wie es durch NITZSCHKE (1970) untersucht wurde, sondern bezüglich der vertikalen Temperaturstruktur mit einem stärker grundlagenorientiertem Blick. Neben der klassischen Temperaturprofilmessung kam Anfang der 70er Jahre ein thermistorbestückter Temperaturlift zum Einsatz (FOKEN, 1974), der u. a. zur Ermittlung der Temperaturstruktur interner Grenzschichten eingesetzt worden ist (HUPFER ET AL., 1976). Zur gleichen Zeit legten HINZPETER und LOBEMEYER (1969) erste Untersuchungen zur Temperaturmikrostruktur unmittelbar über dem Meer mit einer platindrahtbestückten Fallsonde vor. Die damit gemessenen sehr hohen Temperaturgradienten nahe der Unterlage konnten mit dem Thermistorlift nur erahnt werden. Nach dem Nachbau der Fallsonde 1973 (FOKEN, 1975) konnten dann über mehrere Jahre derartige Untersuchungen durchgeführt werden (s. Abschn. 3). Diese Messungen waren zwar sehr aufwendig, lieferten jedoch eine Reihe von Grundlagen für die Modellierung des Energie- und Stoffaustausches zwischen weitgehend glatten Oberflächen und der Atmosphäre. Es zeigten sich aber auch eine Reihe von Besonderheiten, die z. T. noch nicht publiziert sind, weil sie den gängigen Theorien widersprechen und nur schwer reproduzierbar sind, um sie eingehender untersuchen zu können. Der vorliegende Beitrag widmet sich auch diesen bislang kaum beschriebenen Erscheinungen und soll zu deren weiteren Untersuchung anregen.

2. Physik der oberflächennahen Temperaturstruktur

Für die Temperaturstruktur nahe weitgehend glatter Oberflächen lassen sich die Gesetzmäßigkeiten der Hydrodynamik, wie sie für Platten und Rohre gelten, problemlos übertragen. Der Energieaustausch erfolgt unmittelbar an der Unterlage durch molekulare (laminare) Austauschprozesse in der nur ca. 1 mm starken molekularen Grenzschicht. Dieser schließt sich die ca. 1 cm starke zähe Zwischenschicht mit molekularen und turbulenten Austauschbedingungen an. Die darüber liegende Schicht ist völlig turbulent. Die vertikalen Flüsse sind höhenkonstant, woraus für die molekulare Schicht folgt, dass die Gradienten wegen der sehr kleinen molekularen Leitungskoeffizienten relativ groß sein müssen. Wie in Abb. 1 gezeigt, lässt sich für den Austausch von fühlbarer Wärme das Temperaturprofil in dimensionslosen Koordinaten darstellen mit der dimensionslosen Höhe $z^+ = z \cdot u_* / \nu$ (z : Höhe, u_* : Schubspannungsgeschwindigkeit, ν : kinematische Zähigkeit) und der dimensionslosen Temperatur $T^+ = T/T_*$ (T_* : dynamische Temperatur) bzw. analog das Windprofil mit der dimensionslosen Geschwindigkeit $u^+ = u/u_*$ (CSANADY, 2001; LANDAU und LIFSCHITZ, 1974; SCHLICHTING und GERSTEN, 1997). In der molekularen bzw. laminaren Grenzschicht gilt $T^+ \sim z^+$ bzw. $u^+ \sim z^+$. Oberhalb der zähen Unterschicht ist der Fluss turbulent, wobei die typischen logarithmischen Profilgleichungen gelten: $T^+ \sim \ln z^+$ bzw. $u^+ \sim \ln z^+$. Das größte Problem bei der Parametrisierung ist die Behandlung der zähen Zwischenschicht, wobei man allerdings entsprechend Abb. 1 die Ähnlichkeit der Profile in der Natur und bei hydrodynamischen Untersuchungen nutzen kann (FOKEN, 2002).

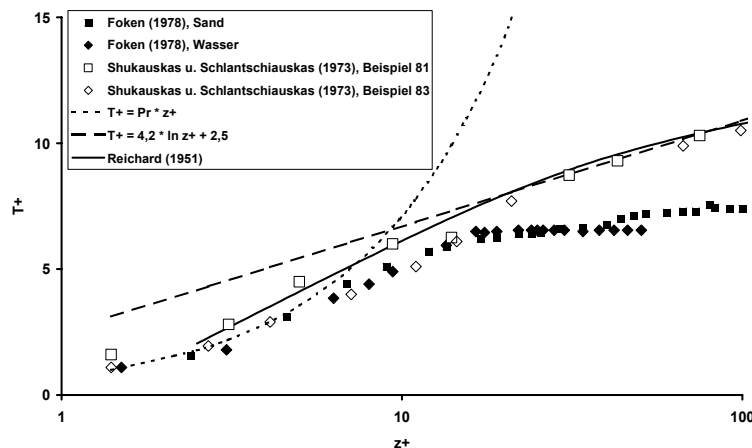


Abb. 1: Dimensionslose Temperaturprofile (T^+ : dimensionslose Temperatur, z^+ : dimensionslose Höhe) nach Labormessungen (SHUKAUSKAS und SCHLANTSCHIAUSKAS, 1973), Freilandmessungen (FOKEN, 1978) und Ausgleichsprofilen für die molekulare Schicht (gepunktet) und die turbulente Schicht (gestrichelt) sowie einem Ausgleichprofil nach REICHARDT (1951) aus FOKEN (2002)

Zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes aus Temperaturmessungen geht man in der Regel von Bulk-Ansätzen aus, wobei man statt der Bulk-Koeffizienten den sogenannten Profilkoeffizienten Γ einfügt und diesen durch Integration über alle Schichten bestimmt:

$$Q_H = \Gamma [T_0 - T(z)] \quad (1)$$

$$\Gamma = \left(\int_0^z \frac{dz}{K_T + \nu_{Tt} + \nu_T} \right)^{-1} \quad (2)$$

Dabei sind K_T der turbulente Diffusionskoeffizient für die Temperatur, ν_T die molekulare Temperaturleitfähigkeit und ν_{Tt} die molekular-turbulente Temperaturleitfähigkeit.

In den 1960er and 1970er Jahren erschienen mehrere Artikel, in denen eine Integration des Profilkoeffizienten über alle drei Schichten erfolgte (BJUTNER, 1974; KITAJGORODSKIJ und VOLKOV, 1965; MANGARELLA et al., 1972; MANGARELLA ET AL., 1973).

Aus den Messungen der molekularen Temperaturgrenzschicht über dem Meer (s. Abschn. 3) konnte unter teilweiser Berücksichtigung der Wellenstruktur einer Wasseroberfläche für die dimensionslose Dicke der molekularen Grenzschicht folgende Beziehung gefunden werden (FOKEN ET AL., 1978):

$$\delta_T^+ = 7,5 \cdot \frac{u_*}{\nu} \cdot \left[2 + \sin\left(\zeta - \frac{\pi}{2}\right) \right] \quad (3)$$

Dabei gilt $\zeta=0$ für die Luv- und $\zeta=\pi$ für die Leeseite der Welle.

Aus den Messungen dimensionsloser Temperaturprofile nahe der Meeresoberfläche war es auch möglich, die dimensionslose Temperaturdifferenz in der zähen Zwischenschicht zu $\Delta T^+ \approx 4$ zu bestimmen (FOKEN, 1984; FOKEN ET AL., 1978). Auf dieser Grundlage ergibt sich für den Profilkoeffizienten unter Berücksichtigung von Gl. (3) mit $\zeta=0$, der auch für geringe Schubspannungsgeschwindigkeiten ($u_* < 0,23 \text{ m s}^{-1}$) gilt:

$$\Gamma = \frac{\kappa \cdot u_*}{\left(\kappa \cdot \text{Pr} - \frac{1}{6}\right) \cdot \delta_T^+ + 5 + \ln \frac{u_* \cdot z}{30 \nu}} \quad (4)$$

Dieses Modell zeigte im Vergleich mit experimentellen Daten gute Ergebnisse (FOKEN, 1984; FOKEN, 1986) und kann beispielsweise auch zur Bestimmung der Oberflächentemperatur bei bekanntem fühlbaren Wärmestrom eingesetzt werden. Für Höhenbereiche $> 1 \text{ m}$ kann entsprechend der Ähnlichkeitstheorie nach MONIN und OBUKHOV (1954) noch ein stabilitätsabhängiger Term eingefügt werden.

Allerdings fanden alle diese Ansätze keinen praktischen Einsatz und Studien aus den letzten 20 Jahren liegen kaum vor. Die Ursache liegt nicht in den Ansätzen begründet, sondern vielmehr im völlig anderen Herangehen an die Energieaustauschproblematik für die Bodenschicht in gegenwärtigen Modellen (GEERNAERT, 1999):

Der fühlbaren Wärme ergibt sich in kinematischen Einheiten [m K s^{-1}] unter Berücksichtigung des turbulenten Diffusionskoeffizienten bei neutraler Schichtung in Form der Profogleichung:

$$\overline{w'T'} = \alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_* \cdot \frac{\partial T}{\partial \ln z} \quad (5)$$

Dabei ist α_0 die reziproke turbulente PRANDTL-Zahl, das Verhältnis der Austauschkoefizienten von fühlbarer Wärme (K_H) und Impuls (K_m):

$$\alpha_0 = \frac{1}{\text{Pr}_t} = \frac{K_H}{K_m} \approx 1,05 \dots 1,35 \quad (6)$$

Die Integration dieser Gleichung (5) ergibt:

$$T(z) - T(z_{0T}) = \frac{T_*}{\alpha_0 \cdot \kappa} \ln \frac{z}{z_{0T}} \quad (7)$$

Dabei erhält man in Analogie zur Rauigkeitshöhe beim Windprofil eine so genannte Rauigkeitstemperatur z_{0T} . Während beim Windprofil die Bestimmung der Rauigkeitshöhe als Integrationskonstante für $u(z_0) = 0$ aus der Extrapolation des logarithmischen Windprofils leicht möglich ist, ist diese Extrapolation des logarithmischen Temperaturprofils bis zur Bodenoberflächentemperatur nicht ohne weiteres gegeben. Daraus erklärt sich die Problematik bei der Anwendung dieser Gleichung, die Bestandteil der meisten Modelle entsprechend dem Ansatz nach LOUIS (1979) ist.

3. Temperaturstruktur nahe der Oberfläche

Die beschriebenen Messungen der Temperaturstruktur in der molekularen Grenzschicht über dem Meer erfolgten sowohl in der Küstenzone bei Zingst als auch im Kaspischen Meer. Die eingesetzte Fallsonde verfügte über einen 1 mm langen und 2 μm starken Platindraht, der bei einer Fallgeschwindigkeit von 1 m s^{-1} nahezu trägheitslos arbeitete. Einen Überblick zur Anzahl der durchgeführten Messungen gibt Tab. 1. Weiterhin fanden auch Messungen über Sand und während des antarktischen Turbulenzexperimentes FINTUREX im Jahr 1994 an der NEUMAYER-Station (FOKEN, 1996) über Schnee statt. Die typische vertikale Temperaturverteilung ist in Abb. 2 dargestellt..

Tabelle 1: Übersicht zu den Messungen mit dem an der Universität Leipzig entwickelten Fallsondensystem.

Jahr	Experiment	Messort	Zahl der Messungen	Publikation
1972/73	Versuche	ufernahe Zone bei Zingst	6	HUPFER ET AL. (1975)
1973	EKAM-73		143	
1974			31	
1975	KASPEX-75	Kaspisches Meer, nordöstlich Halbinsel Artjem	57	FOKEN ET AL. (1978)
1976	KASPEX-76		121	
1976		ufernahe Zone bei Zingst	22	
1994	FINTUREX	Antarktis, Neumayer-Station	5	vorliegende Arbeit

Während die Messungen für Schubspannungsgeschwindigkeiten kleiner 0,2 bis 0,3 ms^{-1} übereinstimmend (FOKEN ET AL., 1978)

$$\delta_T^+ = (6,0 \pm 3,4) \cdot \frac{u^*}{\nu} \quad (8)$$

zeigten, konnte für größere Schubspannungsgeschwindigkeiten über dem Kaspischen Meer eine deutliche Abhängigkeit der dimensionslosen Höhe der molekularen Temperaturgrenzschicht von der Luv- bzw. Leeseite einer Welle festgestellt werden (Abb. 3). Die daraus folgende Parametrisierung ist in Gl. (3) dargestellt. Der Übergang zwischen beiden Regime erfolgt bei einer kritischen REYNOLDS-Zahl, die im oben angegebenen Bereich der Schubspannungsgeschwindigkeit liegt, und etwa dem Übergangsstadium von der Entwicklung von Windwellen zu ausgebildeten Windwellen entspricht.

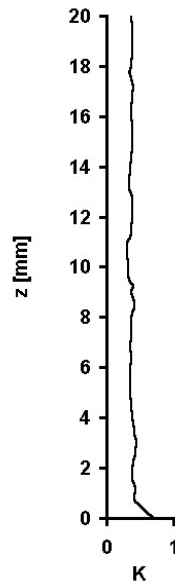


Abb. 2: Temperaturverlauf nahe der Wasseroberfläche mit molekularer Grenzschicht, die einen linearen Temperaturgradienten aufweist (FOKEN ET AL., 1978).

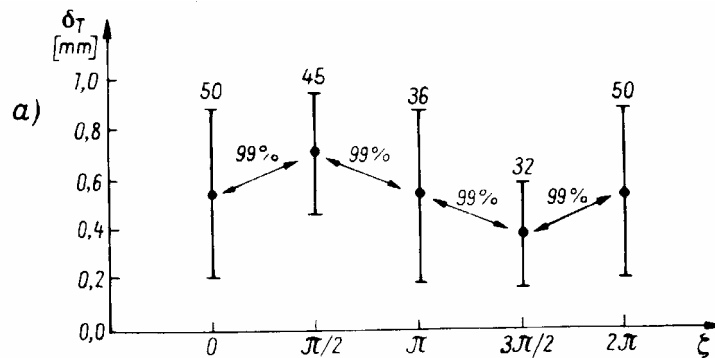


Abb. 3: Höhe der dimensionslosen molekularen Temperaturgrenzschicht in Abhängigkeit von der Luv ($3\pi/2$)- und Leeseite ($\pi/2$) der Welle mit Angabe der Signifikanzschwellen (FOKEN ET AL., 1978).

Die fast 20 Jahre später in der Antarktis durchgeführten Messungen erwiesen sich als äußerst kompliziert, da niedrige Temperaturen und großen Temperaturunterschiede zwischen Fühlerherstellung und -einsatz die Messungen erschwerten. Dennoch gelang es, 5 Messungen durchzuführen, die ab etwa 8 m Höhe bis zur Unterlage ein kontinuierliches Profil lieferten. Die Messungen deuteten darauf hin, dass es bei Windgeschwindigkeiten kleiner 1 m s^{-1} in 1 m Höhe (höhere Windgeschwindigkeiten waren wegen Schneedrift für diese Messungen nicht geeignet) zu keiner dynamisch geprägten Ausbildung einer molekularen Grenzschicht kommt. Vielmehr ist zu beobachten, dass die oberflächennahe Schicht von der darüber liegenden Schicht entkoppelt ist und die Bedingungen durch die langwellige Strahlungsbilanz geprägt werden. Abb. 4 zeigt zwei Temperaturprofile in ca. 1 Stunde Abstand gemessen. Während in den Luftschichten oberhalb ca. 0,5 m eine deutliche Abkühlung im Zeitverlauf festzustellen ist, tritt an der Oberfläche sogar eine Erwärmung auf. Ursache dafür ist offensichtlich eine Bewölkungsverdichtung von 6/8 auf 8/8 Ac, die die langwellige Strahlungsbilanz veränderte.

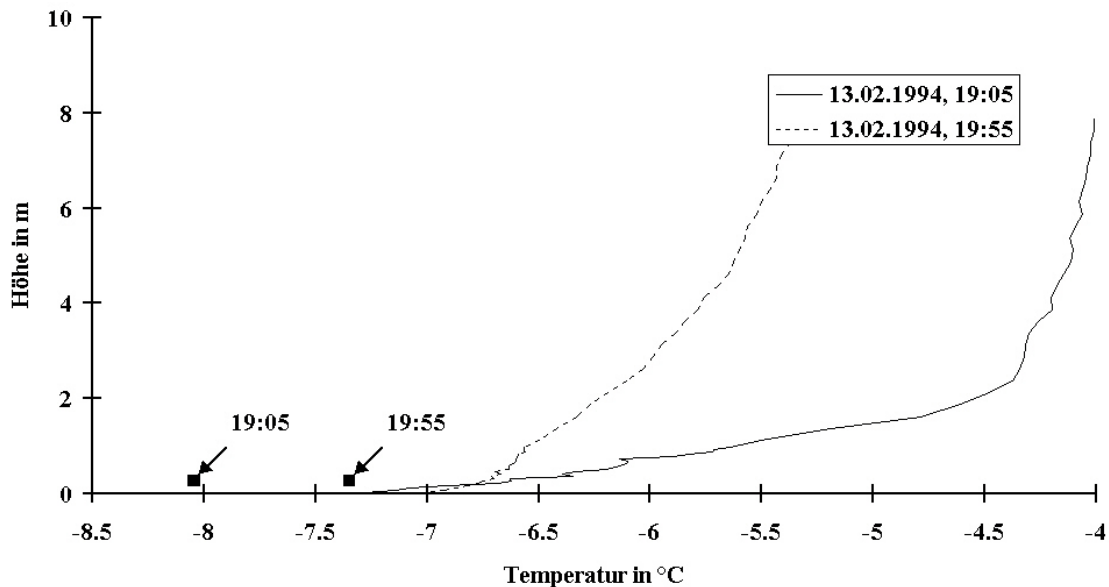


Abb. 4: Temperaturstruktur bei abendlicher Abkühlung über Schnee während FINTUREX (NEUMAYER-Station, Antarktis). Zusätzlich eingetragen sind die aus der langwelligen Ausstrahlung bestimmten Oberflächentemperaturen.

4. Besonderheiten in der Temperaturstruktur in der Bodenschicht

Messungen der Temperaturstruktur in der Bodenschicht zeigen immer wieder Abweichungen, die nicht in Übereinstimmung mit der Theorie nach MONIN und OBUKHOV (1954) stehen. Derartige Messungen sind wegen dieses Widerspruches kaum publiziert. Erst die Publikation von Counter-Gradienten im Wald (DENMEAD und BRADLEY, 1985), die durch kohärente Strukturen erklärt werden können, ermöglichte es, von der Theorie abweichende Darstellungen in der referierten Literatur zu publizieren. Derartige Abweichungen treten aber offensichtlich auch über glatten Oberflächen auf. CHUNDSHUA und Mitarbeiter (ANDREEV ET AL., 1969; CHUNDSHUA und ANDREEV, 1980) berichteten von einer Inversionsschicht, die sie in ca. 1 m Höhe über dem Schwarzen Meer fanden. Ähnliche Verhältnisse fanden auch FOKEN und KUZNECOV (1978) über dem Kaspischen Meer vor. Eine klare Interpretation konnten die Autoren nicht vorlegen. Während erstere chemische Umwandlungen für die Inversion verantwortlich machten, definierten letztere eine ‚Kondensationsschicht‘ nahe der Wasseroberfläche, wobei die freiwerdende Verdampfungswärme die Inversion verursachen sollte. Bemerkenswert sind aber die gefundenen Counter-Gradienten des fühlbaren Wärmestroms, die durch Messungen in der turbulenten und der molekularen Schicht belegt werden konnten. Interne Temperaturgrenzschichten durch nachmittägliche bodennahe Abkühlung sind ausgeschlossen. Die mit der Fallsonde gemessenen Temperaturprofile und die turbulenten Flüsse sind in Abb. 5 gezeigt. Dabei muss ausdrücklich auf Schichten erhöhter Turbulenz hingewiesen werden, die in 4-6 m Höhe gefunden wurden (Abb. 5a).

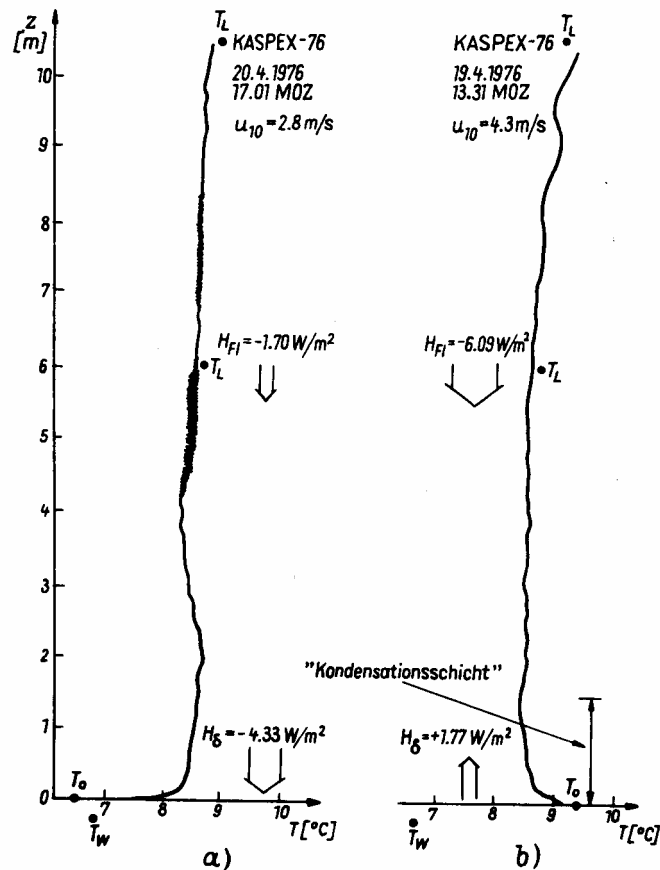


Abb. 5: Temperaturstruktur in den untersten 10 m über Wasser gemessen mit der Fallsonde und Angabe zu den fühlbaren Wärmeströmen gemessen in der molekularen Grenzschicht und in der turbulenten Schicht (Eddy-Kovarianz-Methode) nach FOKEN und KUZNECOV (1978), a: einheitlich stabile Schichtung mit Inversionsschicht in 1,5 m Höhe, b: Counter-Gradienten durch labile Schichtung in Wassernähe.

Derartige Inversionsschichten wurden auch beim FINTUREX-Experiment festgestellt und kürzlich intensiver untersucht (SODEMANN, 2002). Dabei konnte bei stabiler Schichtung nahe der Unterlage eine Inversionsschicht in ca. 1-2 m Höhe beobachtet werden. Die darüber liegende Schicht ist leicht labil bevor in Höhen von mehreren Metern wiederum stabile Schichtung, durch die Hintergrund-Stabilität verursacht, eintritt (FORRER und ROTACH, 1997; HANDORF ET AL., 1999). Die Inversion bildet sich bevorzugt am Tage aus und erreicht Unterschiede zu den benachbarten Schichten von 0,1 bis 0,2 K. Mit zunehmender Ausstrahlung am Abend bildet sich wieder das logarithmische Temperaturprofil. Durch die Variation im Tagesgang können Messfehler ausgeschlossen werden. Abb. 6 zeigt für eine Schwachwindperiode vom 28.01. bis 02.02.1994 (DOY: 28-32) den Wechsel zwischen der oben beschriebenen Struktur und der einheitlich stabilen Schichtung in der Nacht. Damit konnten über dem antarktischen Schelfeis ähnliche Strukturen beobachtet werden, wie über dem Meer, allerdings mit weitaus regelmäßigerer Ausbildung. Die Untersuchungen zeigten aber auch, wie im Abschn. 3 bereits angedeutet, dass häufig die Strahlungstemperatur der Oberfläche höher ist als die Temperatur in 0,5 m Höhe. Zu einige Zeitpunkten war es möglich, diesen Effekt durch Bewölkungseinflüsse (sogar Ci) zu erklären, die die Ausstrahlung am Boden leicht reduzierten.

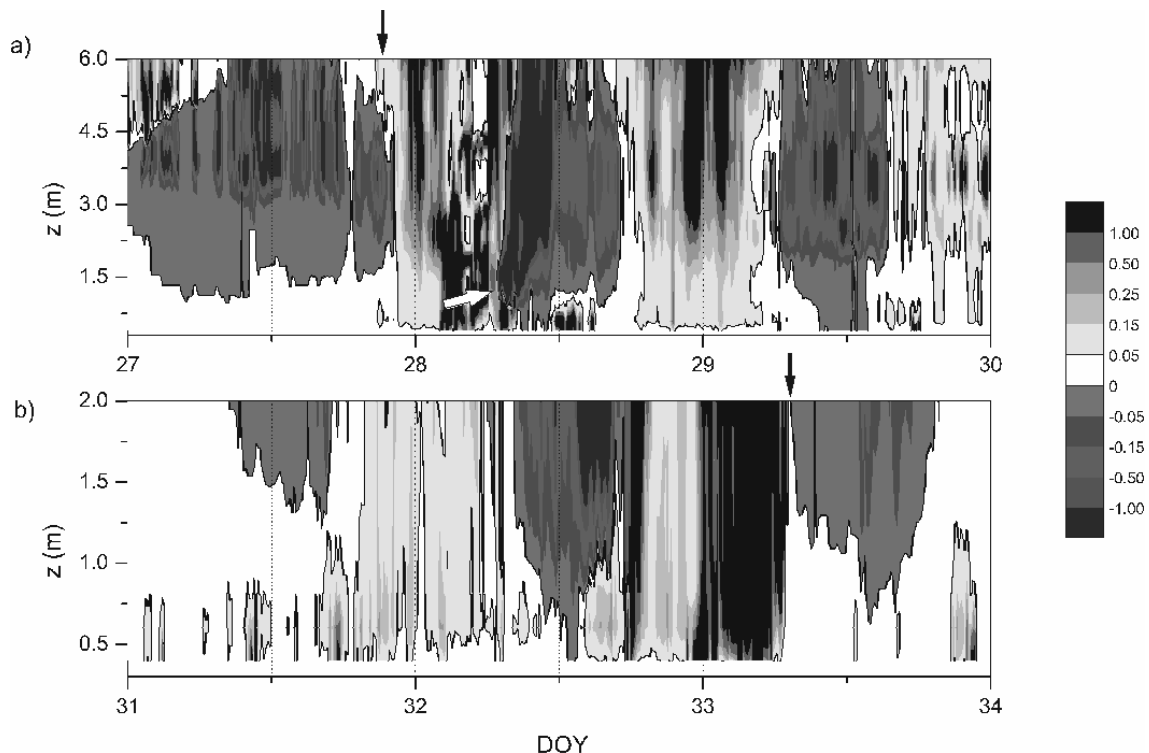


Abb. 6: Zeit-Höhen-Profil der Gradient-RICHARDSON-Zahl vom 27.01. bis 03.02.1994 für eine Schwachwindperiode (zwischen schwarzen Pfeilen). Der weiße Pfeil zeigt die Entwicklung einer labilen Schicht (dunkelgrau) über einer stabilen Schicht (weiß – schwarz) nach Sonnenaufgang (SODEMANN, 2002).

5. Schlussfolgerungen

In obigen Ausführungen konnte geklärt werden, dass sich eine bodennahe Temperaturstruktur mit molekularer und turbulenter Schicht nur bei gut entwickelter Turbulenz ausbildet. Über glatten Unterlagen und bei nahezu neutraler Schichtung kann es zur Ausbildung einer Inversionsschicht in 1-2 m Höhe und damit zu Counter-Gradient-Flüssen kommen. Eine eindeutige Ursache kann noch nicht festgestellt werden, doch könnten Entkopplungserscheinungen bei stark stabiler Schichtung nahe der Unterlage nicht ausgeschlossen werden. Aber auch die Idee einer ‚Kondensationsschicht‘ (FOKEN und KUZNECOV, 1978) ist nicht von der Hand zu weisen, denn man könnte sich über dem Eis Sublimationsvorgänge vorstellen, ggf. auch verstärkt durch eine teilweise wärmere Oberfläche infolge veränderter langwelliger Ausstrahlungsbedingungen.

Diese Besonderheiten der oberflächennahen Temperaturstruktur sind nicht ohne Auswirkung bei der Bestimmung turbulenter Flüsse u.a. über Schnee- und Eisflächen. Die Bestimmung der Flüsse nach Gl. (7) bei Ermittlung der Oberflächentemperatur beispielsweise mit Fernerkundungsmethoden, kann nicht nur wegen des Fehlers dieser Methoden, sondern auch durch die Temperaturstruktur nahe der Unterlage, die nicht durch Gl. (7) wiedergegeben wird, merklich beeinflusst werden. Dies macht sich besonders bei der Bestimmung der Stabilität, beispielsweise mit der Bulk-RICHARDSON-Zahl, bemerkbar, die zu völlig falschen Aussagen führen kann. Wie SODEMANN (2002) zeigen konnte, lässt sich die Stabilität der Schichtung jedoch zuverlässig mit dem durch Gl. (1)-(4) beschriebenen Parametrisierungen der oberflächennahen Temperaturstruktur bestimmen, da nur Daten aus der turbulenten Schicht benötigt werden.

Weiterführende Untersuchungen zur oberflächennahen Struktur meteorologischer Parameter sind somit ein weiterhin wichtiger Forschungsschwerpunkt, der durch die Notwendigkeit der Modellierung stabiler Schichtungsverhältnisse für arktische und antarktische Verhältnisse in Klimamodellen eine neue Relevanz erfährt.

Literatur

- ANDREEV, E. G., V. S. LAVORKO, A. A. PIVOVAROV, G. G. CHUNDSHUA: O vertikalnom profile temperatury vblizi granicy rasdela more - atmosfera. Okeanologija 9(1969), 348-352.
- BJUTNER, E. K.: Teoreticeskij rascet soprotivlenija morskoy poverchnosti. In: A.S. DUBOV (Editor), Processy perenosa vblizi poverchnosti razdela okean - atmosfera. Gidrometeoizdat, Leningrad 1974, pp. 66-114.
- CHUNDSHUA, G. G., E. G. ANDREEV: O mehanizme formirovanija inverzii temperatury v privodnoim sloe atmosfery nad morem. Dokl. AN SSSR, 255(1980), 829-832.
- CSANADY, G. T.: Air-sea interaction, Laws and mechanisms. Cambridge University Press, Cambridge, New York 2001, 239 pp.
- DENMEAD, D. T., E. F. BRADLEY: Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: B.A. HUTCHISON, B.B. HICKS (Editors), The forest-atmosphere interaction. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Boston, London 1985, pp. 421-442.
- FOKEN, TH.: Punktförmige Temperaturmessung mit Perlthermistoren in Luft und Wasser. Geophys. Veröff. KMU Leipzig 3. Serie, 1(1974), 103-112.
- FOKEN, TH.: Die Messung der Mikrostruktur der vertikalen Lufttemperaturverteilung in unmittelbarer Nähe der Grenze zwischen Wasser und Atmosphäre. Z. Meteorol. 25(1975), 292-295.
- FOKEN, TH.: The molecular temperature boundary layer of the atmosphere over various surfaces. Archiv Meteorol., Geophys. & Bioklim., Ser. A 27(1978), 59-67.
- FOKEN, TH.: The parametrisation of the energy exchange across the air-sea interface. Dynamics of Atm. & Oceans 8(1984), 297-305.
- FOKEN, TH.: An operational model of the energy exchange across the air-sea interface. Z. Meteorol., 36(1986), 354-359.
- FOKEN, TH.: Turbulenzexperiment zur Untersuchung stabiler Schichtungen. Ber. Polarforschung, 188(1996), 74-78.
- FOKEN, TH.: Some aspects of the viscous sublayer. Meteorol. Z. 11(2002), 267-272.
- FOKEN, TH., S. A. KITAJGORODSKIJ, O. A. KUZNECOV: On the dynamics of the molecular temperature boundary layer above the sea. Boundary-Layer Meteorol. 15(1978), 289-300.
- FOKEN, TH., O. A. KUZNECOV: Die wichtigsten Ergebnisse der gemeinsamen Expedition "KASPEX-76" des Institutes für Ozeanologie Moskau und der Karl-Marx-Universität Leipzig. Beitr. Meeresforsch. 41(1978), 41-47.
- FORRER, J., M. W. ROTACH: On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. Boundary-Layer Meteorol. 85(1997), 111-136.
- GEERNAERT, G. L. (Editor): Air-Sea Exchange: Physics, Chemistry and Dynamics. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht 1999, 578 pp.
- HANDORF, D., TH. FOKEN, C. KOTTMEIER: The stable atmospheric boundary layer over an Antarctic ice sheet. Boundary-Layer Meteorol. 91(1999), 165-186.
- HINZPETER, H., P. LOBEMEYER: Versuche zum Nachweis laminarer Grenzschichten über dem Meer. Ann. Meteorol. 4(1969), 19-20.
- HUPFER, P.: Über einige Probleme der maritimen Meteorologie im Bereich der westlichen Ostsee. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig XIX(1970)4, 339-445.

- HUPFER, P., TH. FOKEN, U. BACHSTEIN: Fine structure of the internal boundary layer in the near shore zone of the sea. *Boundary-Layer Meteorol.* 10(1976), 503-505.
- HUPFER, P., TH. FOKEN, G. N. PANIN: Existence and structure of the laminar boundary layer of the atmosphere in the near-shore zone of the sea. *Z. Meteorol.* 25(1975), 94-102.
- KITAJGORODSKIJ, S. A., J. A. VOLKOV: O rascete turbulentnyh potokov tepla i vlagi v privodnom sloe atmosfery. *Izv. AN SSSR, Fiz. Atm. i Okeana* 1(1965), 1317-1336.
- LANDAU, L. D., E. M. LIFSCHITZ: *Lehrbuch der Theoretischen Physik, Bd. VI, Hydrodynamik.* Akademie-Verlag 1974, Berlin, 618 pp.
- LOUIS, J. F.: A parametric model of vertical fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.* 17(1979) 187-202.
- MANGARELLA, P. A., A. J. CHAMBERS, R. L. STREET, E. Y. HSU: Laboratory and field interfacial energy and mass flux and prediction equations. *J. Geophys. Res.* 77(1972), 5870-5875.
- MANGARELLA, P. A., A. J. CHAMBERS, R. L. STREET, E. Y. HSU: Laboratory studies of evaporation and energy transfer through a wavy air-water interface. *J. Phys. Oceanogr.* 3(1973) 93-101.
- MONIN, A. S., A. M. OBUKHOV, A. M.: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *Trudy geofiz. inst. AN SSSR* 24 (151)(1954), 163-187.
- NITZSCHKE, A.: Zum Verhalten der Lufttemperatur in der Kontaktzone zwischen Land und Meer bei Zingst. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* XIX(1970)4, 339-445.
- REICHARDT, H.: Vollständige Darstellung der turbulenten Geschwindigkeitsverteilung in glatten Röhren. *Z. angew. Math. Mech.* 31(1951), 208-219.
- SCHLICHTING, H., K. GERSTEN, K.: *Grenzschicht-Theorie.* Springer, Berlin, Heidelberg 1997, 851 pp.
- SHUKAUSKAS, A., A. SCHLANTSCHIAUSKAS: Teploodatscha v turbulentnom potoke shidkosti. *Izd. Mintis, Vil'njus* 1973, 327 pp.
- SODEMANN, H.: Evaluation of the parametrisation for turbulent fluxes of momentum and heat in stably stratified surface layers. *Diploma Thesis, Universität Bayreuth, Bayreuth* 2002, 97 pp.

Europa- und Weltkarten der Gefühlten Temperatur

B. Tinz¹⁾ und G. Jendritzky²⁾

¹⁾Deutscher Wetterdienst, Zentrale Vorhersage
Offenbach a.M., Deutschland

²⁾Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Medizin-Meteorologie
Freiburg i.B., Deutschland

Abstract

A complete heat budget model of the human being (Klima-Michel model) has been used to calculate maps of the "Perceived Temperature" in different scales. The monthly maps for Europe, based on observations of 921 weather stations, represent the recent conditions. On the global scale the necessary meteorological input variables are available from climate simulations with coupled atmosphere-ocean general circulation models. The global bioclimate maps show marked spatial differences in the increase of Perceived Temperature in the period 2041-50 in comparison to the control run 1971-80. Based on a rough estimation this would be related to an increase in the heat load mortality by up to 5 percent in the Mediterranean if no adaptation would be occur.

1. Einleitung

Die Wirkung der Atmosphäre auf den Wärmehaushalt des Menschen hängt nicht allein von der Lufttemperatur ab. So bemerkte beispielsweise HANN bereits 1911 „... als lehrreichen Beleg dafür, daß man das Klima nicht nach der Mittelwärme der Luft allein beurteilen darf, stellen wir zwei Orte, die in Bezug auf die Mitteltemperatur des kältesten Monats übereinstimmen, sonst aber ... himmelweit verschieden sind, nebeneinander ... Riva am Gardasee unter 45,0° N und Thorshavn auf den Faröern unter 62° N. ... Thorshavn reicht fast in die Polarnacht hinein ... Riva hingegen erfreut sich einer hochstehenden, selten verhüllten Wintersonne ... der Effekt der strahlenden Wärme ist deshalb sehr groß, während er in Thorshavn völlig ganz fehlt.“

Durch die Einbeziehung weiterer meteorologischer Größen wurde versucht, die tatsächlichen Bedingungen der Wärmeabgabe besser zu beschreiben. Es entstanden zahlreiche einfache thermische Indizes (z.B. Wind-Chill-Temperatur, Heat Stress Index) mit eingeschränkter Relevanz. In den letzten etwa 30 Jahren wurden vollständige Wärmebilanzmodelle des Menschen entwickelt, mit denen alle relevanten Wärmeflüsse und damit die meteorologischen Größen Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchtigkeit sowie kurz- und langwellige Strahlungsflüsse berücksichtigt werden. Des Weiteren gehen die innere Wärmeproduktion des Menschen (abhängig von der körperlichen Aktivität) sowie die Bekleidung in die Berechnung ein. Beispiele sind das Klima-Michel-Modell (KMM) von JENDRITZKY ET AL. (1979, 1990), das bereits ein Modell zur Berechnung der Strahlungsflüsse aus synoptischen Daten enthält oder das Münchner Energiebilanzmodell für Individuen (MEMI) nach HÖPPE (1984).

In diesem Beitrag werden exemplarisch Kartendarstellungen präsentiert, die auf der Grundlage von Beobachtungsdaten (Europakarte der Gefühlten Temperatur) sowie von Klimamodellexperimenten (Weltkarte der Gefühlten Temperatur) erstellt wurden. Es folgen erste Abschätzungen der zu erwarteten Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels auf die Gesundheit des Menschen.

2. Das Klima-Michel-Modell

Das Klima-Michel-Modell (KMM) (JENDRITZKY ET AL., 1979, 1990) stellt den thermophysologisch bewährten Standard des Deutschen Wetterdienstes zur Bewertung der atmosphärischen Bedingungen der Wärmeabgabe des Menschen dar (VDI 1998). Es basiert auf der Wärmebilanzgleichung für stationäre Bedingungen nach FANGER (1972), die inzwischen durch einen Ansatz von GAGGE ET AL. (1986) erweitert wurde, um die latenten Flüsse besser zu beschreiben. Das Strahlungsmodell beruht auf VDI 3789 Bl. 2 (1994). Damit ist die Bewertung der komplexen Bedingungen der Wärmeabgabe auch im Freien möglich.

Der Klima-Michel ist in der Standardversion ein Modellmensch männlichen Geschlechts im Alter von 35 Jahren, einer Größe von 1,75 m und einer Masse von 75 kg. Er hat einen definierten Energie- und damit Wärmeumsatz, der sich aus dem Grundumsatz und einer von der vorgegebenen körperlichen Tätigkeit abhängigen Komponente zusammensetzt.

Bereits durch den Grundumsatz würde sich die Körpertemperatur des Menschen infolge der chemischen Wärmeproduktion um etwa $\Delta T = 1 \text{ K/h}$ erhöhen. Die für die Aufrechterhaltung der Lebensvorgänge notwendige Konstanthaltung der Körpertemperatur von $T \approx 37 \text{ °C}$ ist nur möglich, wenn die erzeugte Wärme im gleichen Maß an die Umgebung abgeführt wird. Dabei spielt die Bekleidung eine Rolle, da sie der Wärmeabgabe einen Widerstand entgegensetzt. Dieser Widerstand wird mit dem Isolationsfaktor I der Bekleidung parametrisiert. Beispiele zum Energieumsatz und zum Isolationsfaktor können FANGER (1972) oder VDI (1998) entnommen werden.

Meteorologische Eingangsgrößen in das KMM sind die Elemente Lufttemperatur in 2 m Höhe, Taupunkttemperatur, Windgeschwindigkeit, Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken, Bedeckungsgrad mit tiefen bzw. mittelhohen Wolken, Art der tiefen, der mittelhohen sowie der hohen Wolken und der Wetterzustand, die zum Routinemessprogramm der Wetterstationen gehören. Die Wolkengruppen und der Wetterzustand dienen zusätzlich unter Berücksichtigung der Ortszeit, des Datums, der geographischen Koordinaten und der Höhenlage über dem Meer der Parametrisierung der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse, die über eine mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} auf die Geometrie eines aufrechtstehenden Menschen bezogen wird.

Bei den durchgeführten Untersuchungen wurde die innere Wärmeproduktion von 134 W/m^2 Körperoberfläche angenommen, die entsteht, wenn der Modellmensch mit einer Geschwindigkeit von 4 km/h geht. Bei auftretendem thermischen Diskomfort versucht der Klima-Michel selbständig durch geeignete Variation der Bekleidung im Bereich von Sommer- bis Winterbekleidung ($i = 0,5 - 1,75 \text{ clo}$) thermischen Komfort zu erreichen. Ergebnis ist die thermophysologisch relevante Größe „Gefühlte Temperatur“ (GT) (STAIGER ET AL., 1997; JENDRITZKY ET AL., 2000), die die Temperatur einer Standardumgebung (Windstille, $RH = 50 \%$, $T_{mrt} = \text{Lufttemperatur}$) angibt, bei der sich die gleiche Wärmebilanz einstellt.

Mit dem KMM wurden inzwischen zahlreiche biometeorologischen Fragestellungen in verschiedenen Skalen behandelt. Die Spanne reicht von der Bewertung der thermischen Bedingungen von einzelnen Stationen (LASCHEWSKI und JENDRITZKY 1997, TINZ 2000), der operationellen stündlichen Vorhersage von Gefühlten Temperatur für Zentral- und Westeuropa auf Basis des LM des DWD im 7 km Raster, dem Einsatz in der Epidemiologie, über hochaufgelöste Untersuchungen des Stadtklimas (GRÄTZ ET AL., 1992) bis hin zu Bioklimakarten von Deutschland (JENDRITZKY ET AL., 2002), Europa (JENDRITZKY und VOLLWEITER, 1993) und der gesamten Erde (JENDRITZKY und TINZ, 1999).

3. Bioklimakarte Europa

Die Europakarten der Gefühlten Temperatur zum Termin 12 Uhr mittlere Ortszeit (MOZ) wurden mit den Synop-Daten von 921 Wetterstationen aus Europa sowie dem außereuropäischen Mittelmeergebiet berechnet (Abb. 1). Diese Daten waren für den Zeitraum von 1966 bis 1998 verfügbar und sie haben eine zeitliche Auflösung von einer 1 bzw. 3 Stunden; in den ersten Jahren sind es teilweise auch 6 Stunden.

Wetterstationen Europakarte

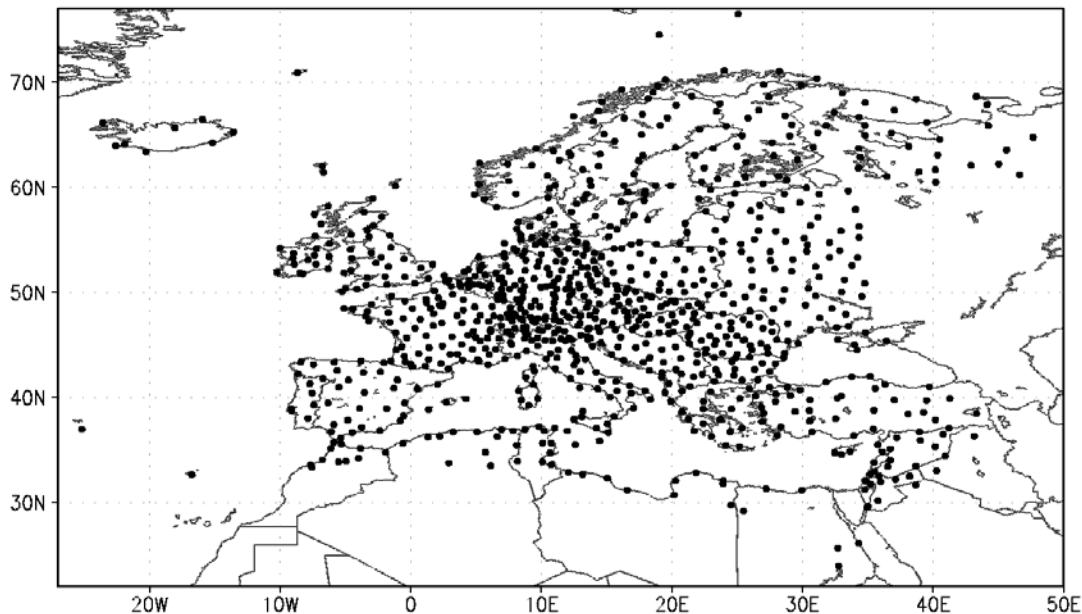


Abb. 1: Geographische Lage der 921 Wetterstationen, deren Daten für die Berechnung der Europakarten der Gefühlten Temperatur verwendet wurden. Synop-Daten: Deutscher Wetterdienst Offenbach

Aus den im vorherigen Abschnitt genannten Eingangsgrößen konnten mit dem KMM die Terminwerte der Gefühlten Temperatur berechnet werden. Die näherungsweise Bestimmung der Gefühlten Temperatur zu 12 MOZ (z.B. in Berlin auf ca. 13,5° E entspricht 12 MOZ 12:06 MEZ) erfolgte mit einem polynomischen Interpolationsverfahren, das jeweils die beiden nächstliegenden (also insgesamt vier) Terminwerte als Input enthält. Der mittlere Fehler liegt bei stündlich vorliegenden Werten unter 0,1 K und er beträgt auch bei einem 6stündigen Intervall im Mittel weniger als 1 K.

Die für alle Stationen berechneten 12 MOZ-Monatsmittel der Gefühlten Temperatur wurden mit einem multiplen nichtlinearen Regressionsmodell in die Fläche übertragen (siehe auch JENDRITZKY und VOLLWEITER, 1993). Die Regressionsgleichung hat die allgemeine Form:

$$GT = a_0 + a_1 \sin \phi + a_2 \lambda + a_3 \operatorname{atan} \frac{h - H_0}{h_s} + a_4 m \quad (1)$$

mit: GT = Gefühlte Temperatur in 0,1 °C, a_0 = Regressionskonstante, a_1 bis a_4 = Regressionskoeffizienten, ϕ = geographische Breite in °, λ = geographische Länge in ° (westliche Länge hat negatives Vorzeichen), h = Stationshöhe in m, H_0 und h_s = empirisch bestimmte Konstanten und m = Meeresindex (Meeresanteil in einem Kreis mit

einem Radius von 10 km um die Station). Die monatlichen Koeffizienten der Regressionsgleichung sind in der Tab. 1 zusammengestellt.

Tabelle 1: Kenngrößen der Regressionsgleichung zur Berechnung der Gefühlten Temperatur in 0,1 °C und statistische Gütemaße Betrag der mittleren Abweichung in K (mAbw), Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung in K (rmse), Pearsonscher Korrelationskoeffizient (rp) erklärte Varianz in % (eV)

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Win	Frü	Som	Her
a0	586	545	474	432	458	516	573	633	662	625	602	619	546	454	575	614
a1	-895	-831	-687	-581	-536	-564	-597	-676	-776	-814	-863	-880	-868	-600	-613	-813
a2	-2,6	-2,4	-1,4	-0,2	0,6	1,0	0,8	0,5	0,1	-0,5	-1,3	-2,2	-2,4	-0,3	0,8	-0,6
a3	-187	-142	-119	-110	-101	-105	-106	-114	-120	-161	-190	-173	-207	-109	-108	-179
a4	28	9	-16	-30	-42	-37	-32	-24	-9	1	20	30	22	-29	-31	3
H0	2060	2100	1910	1810	1730	1650	1660	1680	1780	2110	2050	1390	2440	1820	1660	2200
hs	2980	1640	950	760	710	770	820	990	1190	2100	2820	2940	2970	790	850	2270
mAbw	1,9	1,8	1,5	1,3	1,5	1,6	1,8	1,7	1,4	1,4	1,6	1,8	1,8	1,3	1,7	1,3
rmse	2,5	2,3	2,0	1,7	2,0	2,1	2,5	2,4	1,9	1,8	2,0	2,3	2,3	1,8	2,3	1,7
rp	0,97	0,97	0,97	0,96	0,95	0,95	0,93	0,95	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	0,97	0,95	0,98
eV	94,0	93,9	93,5	92,9	90,3	89,8	87,2	90,1	94,4	95,5	95,0	94,3	94,3	93,0	89,5	95,9

Der Jahresgang der Koeffizienten der Regressionsgleichung verdeutlicht einige bekannte Eigenschaften der großräumigen Temperaturverteilung in Europa. Das ganzjährig negative Vorzeichen des Koeffizienten a1 der geographischen Breite steht für eine Temperaturabnahme von Süd nach Nord, wobei der Gradient im Frühjahr und Sommer am schwächsten ausgeprägt ist. Der Koeffizient a2 der geographischen Länge weist negative Werte im Winterhalbjahr sowie ein positives Vorzeichen im Sommerhalbjahr auf, was auf die Umkehr des meridionalen Temperaturgradienten im Jahresverlauf und damit u.a. auf die nach Osten hin zunehmende Kontinentalität hinweist. Die Interpretation des Koeffizienten a3 ist schwieriger, da er mit den Koeffizienten H0 und hs verknüpft ist. Die direkte Korrelation der Gefühlten Temperatur mit der Höhe zeigt ganzjährig ein negatives Vorzeichen, wobei sie im Januar am schwächsten und im April sowie im Juni am stärksten ausgeprägt ist. Der Jahresgang des Koeffizienten a4, der mit dem Meeresindex verknüpft ist, zeichnet sich durch einen Vorzeichenwechsel aus, welcher der für maritim beeinflusstes Klima typischen Verminderung der Jahresamplitude der Gefühlten Temperatur entspricht.

Die Güte des Regressionsmodells kann als sehr gut eingeschätzt werden; die Werte der erklärten Varianz liegen ganzjährig um bzw. über 90 % (Tab. 1). Dabei liegen die Werte im Winterhalbjahr noch etwas über denen im Sommer. Der Betrag der mittleren absoluten Abweichung liegt zwischen 1,3 K und 1,9 K, während der mittlere quadratische Fehler (rmse) etwas darüber liegt. Für die Erstellung der Karten der Gefühlten Temperatur wurden in die monatlichen Regressionsgleichungen die Höhenwerte und die geographischen Koordinaten der Gitterpunkte des globalen Orographiedatensatzes der National Oceanic & Atmospheric Administration Washington, D.C. (NOAA, 1998) eingesetzt. Die Gitterpunkte haben einen Abstand von jeweils 5 min in zonaler und meridionaler Richtung, was auf 50° N einer Auflösung von 6 km x 9 km entspricht.

In den Abb. 2a und 2b sind beispielhaft die Isolinien Darstellungen der mittleren Gefühlten Temperatur zum Termin 12 MOZ für die Monate Januar und Juli dargestellt. Es soll noch darauf hingewiesen werden, dass Isolinien eigentlich ungeeignet sind, da z.B. die Werte über den Gebirgen auf Grund der starken Variabilität nicht erkennbar sind. Nur eine farbige Abbildung, in der jeder Gitterpunkt einzeln dargestellt wird, bietet ein anschauliches Bild. Dazu sei auf TINZ und JENDRITZKY (2000) verwiesen.

Januar

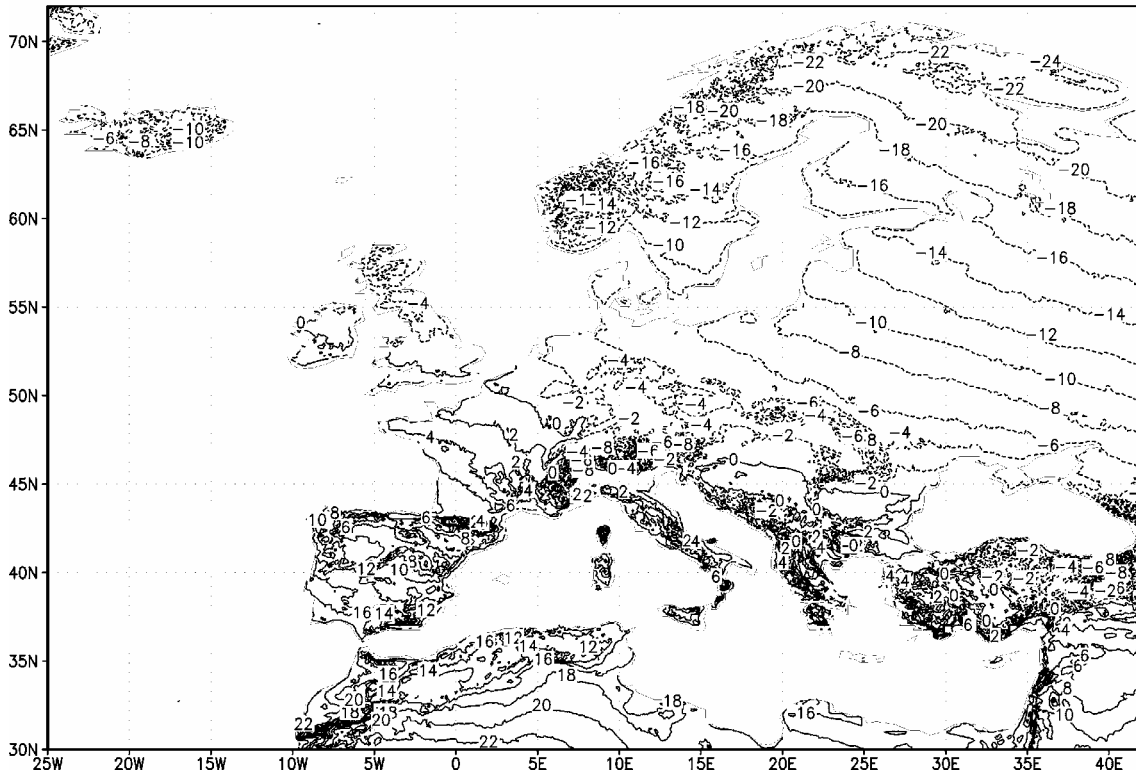


Abb. 2a: Monatsmittel der Gefühlten Temperatur in °C zum Termin 12 MOZ (1966-1998). Synop-Daten: Deutscher Wetterdienst Offenbach, Orographie-Daten: NOAA

Juli

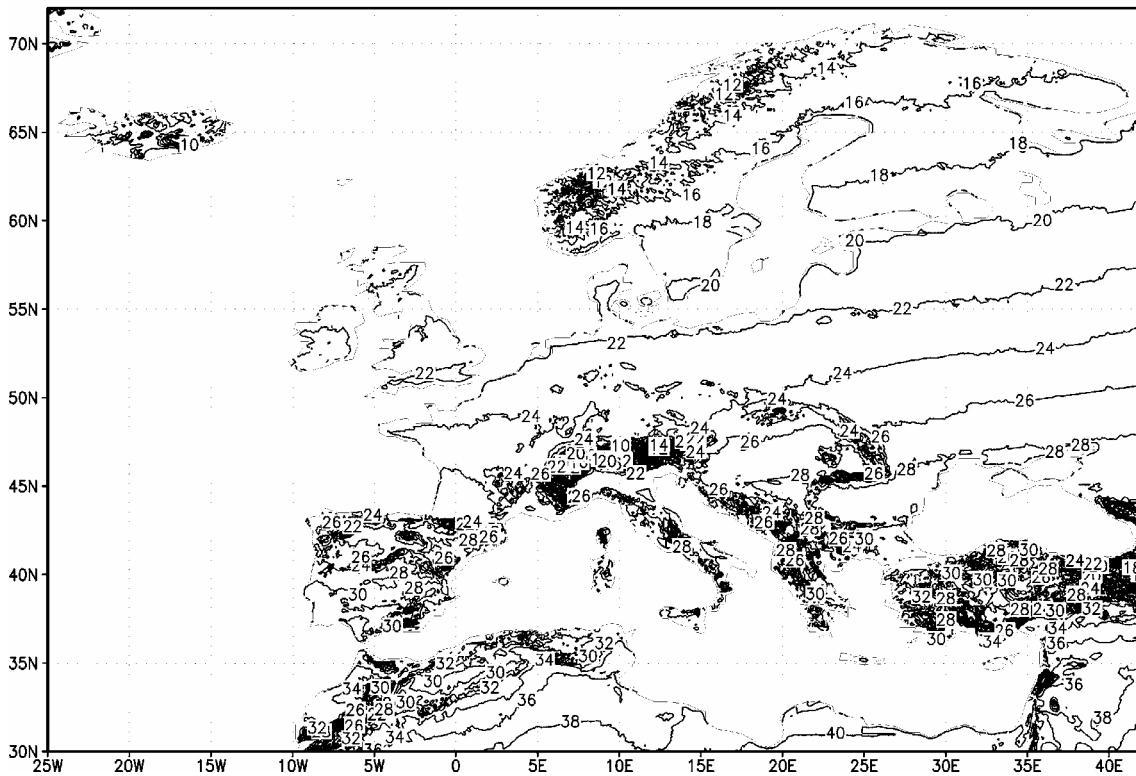


Abb. 2b: Wie Abb. 2a, aber Juli

Im Januar treten außerhalb der hohen Gebirge die tiefsten Werte der Gefühlten Temperatur mit minus 24 °C auf der Halbinsel Kola auf. In Deutschland liegt die Gefühlte Temperatur um minus 4 °C, während die höchsten Werte in Nordafrika sowie mit 18 °C an der Algarve auftreten. Im Juli werden an den Küsten Islands nur 12 °C erreicht, in Deutschland liegt die Gefühlte Temperatur bei 22 °C und auf Zypern und an der türkischen Riviera werden 35 °C überschritten. In Ägypten treten gebietsweise Werte um oder etwas über 40 °C auf.

An Hand einiger Einzelwerte der Gefühlten Temperatur soll exemplarisch die Bedeutung von Wind, Feuchte und Strahlung gezeigt werden. Der in der Einleitung nach HANN (1911) zitierte Unterschied in der tatsächlich empfundenen Temperatur zwischen Thorshavn und Riva (Ersatzstation Verona) wird in der Tab. 2 deutlich. Bei zum 12 Uhr MOZ-Termin nahezu gleichen Lufttemperaturen von etwa 3,5 °C unterscheiden sich die Gefühlten Temperaturen um etwa 6 K. Dabei spielt allerdings nicht nur die deutlich geringere kurzweilige Einstrahlung sondern ebenfalls die höhere und abkühlend wirkende mittlere Windgeschwindigkeit in Thorshavn von 9 kn gegenüber 5 kn in Verona eine Rolle.

Im warmen Bereich spielt die Luftfeuchtigkeit eine große Rolle, wie an Hand der Stationen Paphos (Zypern) und Luxor deutlich wird. Trotz der im Juli im Mittel um 9 K höheren Lufttemperatur in Luxor unterscheiden sich die Gefühlten Temperaturen kaum. Die in Luxor bei einem Taupunkt von 12,9 °C deutlich trockenere Luft ist thermophysiologisch genauso (ungünstig) einzuschätzen wie die feuchtere Luft in Paphos (Taupunkt 22,1 °C).

Tabelle 2: Monatsmittel der Lufttemperatur (TT) und der Gefühlten Temperatur (GT) zum 12 MOZ-Termin in °C an den Stationen Thorshavn (06011, 62,02° N, 6,77° W, 44 m), Verona (16090, 45,37° N, 10,87° E, 67 m), Paphos (17600, 34,72° N, 32,47° E, 11 m) und Luxor (62405, 25,67° N, 32,70° E, 82 m)

Station	Januar		Station	Juli	
	TT	GT		TT	GT
Thorshavn	3,7	-2,0	Paphos	28,3	37,7
Verona	3,4	4,2	Luxor	37,3	36,7

4. Bioklimakarte Welt

In Analogie zur Bewertung des aktuellen Klimas in Form der eben vorgestellten Bioklimakarte Europa werden für die Bewertung der Gesundheitsrisiken infolge von Klimaänderungen ebenfalls räumliche Darstellungen mit mindestens regionaler Auflösung benötigt. Da angenommen werden kann, dass bei einem Anstieg der globalen Mitteltemperatur die deutlichste direkte Klimawirkung von der Häufigkeit und der Intensität von Hitzewellen ausgeht, müssen diese Bedingungen thermophysiologisch beschrieben werden. Für globale Karten stehen entsprechende Eingangsdaten der Temperatur, der Luftfeuchte und der Strahlungsflüsse in Form von Reanalysen operationell betriebener Wettervorhersagemodelle (EZMW, NCEP) oder von Klimamodellexperimenten vor.

Hier wurden für die Berechnung der Weltkarten der Gefühlten Temperatur zwei Klimamodellexperimente des globalen Klimamodells ECHAM4 (ROECKNER ET AL., 1996), die vom Deutschen Klimarechenzentrum Hamburg in Zusammenarbeit mit der Uni Freiburg und der ETH Zürich durchgeführt wurden, verwendet. Auf Grund der nach wie vor beschränkten Rechnerkapazität konnten nur sog. 10jährige Zeitscheiben gerechnet werden. Als äußere Randbedingung wurden die Treibhausgaskonzentrationen der De-

zennien 1971-1980 (Beobachtungswerte) bzw. 2041-2050 (Treibhausgasszenario IS92a, HOUGHTON ET AL., 1996) angenommen. Dementsprechend verdoppelt sich z.B. die Konzentration von Kohlendioxid vom vorindustriellen Niveau bis 2050 nahezu.

Die horizontale Auflösung T106 ist für Klimamodelle relativ hoch und liegt bei ca. $1,1^\circ$, d.h. die Erdoberfläche wird durch $160 \times 320 = 51\,200$ Gitterpunkte repräsentiert. Die Klimamodelldaten liegen im 6stündigen Abstand zu den Terminen 00, 06, 12 und 18 UTC vor. Mit dieser Datenbasis wurde für jeden Gitterpunkt und jeden Termin die Gefühlte Temperatur berechnet. Um einen ersten Überblick zu erhalten, erfolgte zunächst die Berechnung der Tagesmittel und daraus die Monatsmittel der Gefühlten Temperatur. Die Differenz der beiden Zeitscheiben zeigt im globalen Mittel eine Erhöhung der Gefühlten Temperatur um etwa 2-3 K. Dieser Temperaturtrend ist allerdings regional und jahreszeitlich unterschiedlich stark ausgeprägt. Auffällig ist die drastische Erwärmung von etwa 10 K, die im Winter in den nordpolaren Gebieten zu beobachten ist (Abb. 3a, Bsp. Januar). Damit verbunden ist eine deutliche Reduzierung des Kältestresses in diesen Gebieten. Im Südwinter (Abb. 3b, Bsp. Juli) kann eine dementsprechende Entwicklung im Südpolargebiet nicht nachgewiesen werden, sondern es kommt in der Antarktis gebietsweise auch zu einer Abkühlung bis zu 3 K. Bemerkenswert sind die regional eng begrenzten Gebiete mit deutlichen Erhöhungen der Gefühlten Temperatur von etwa 6 K in dem ohnehin schon wärmebelasteten Mittelmeerraum und im Amazonasgebiet.

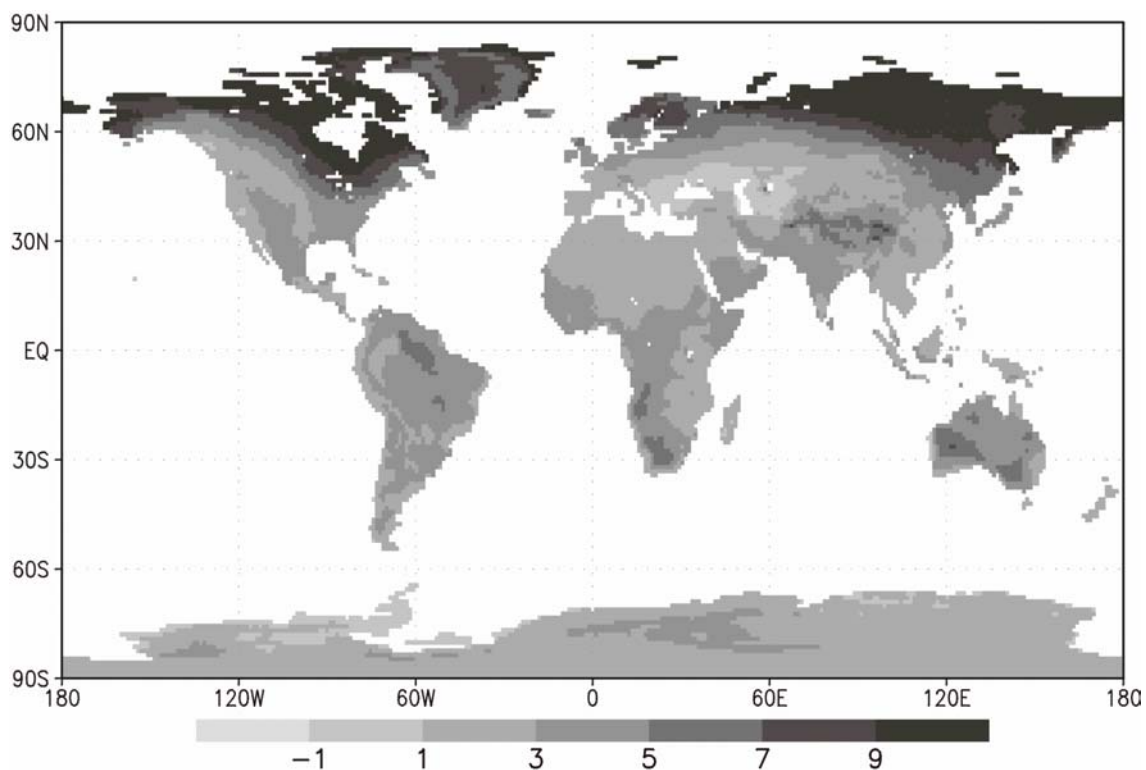


Abb. 3a: Differenz der Monatsmittel der Gefühlten Temperatur in K zwischen den Zeitscheiben des Klimamodells ECHAM4 (2041/50 - 1971/80) in der Auflösung T106 im Januar

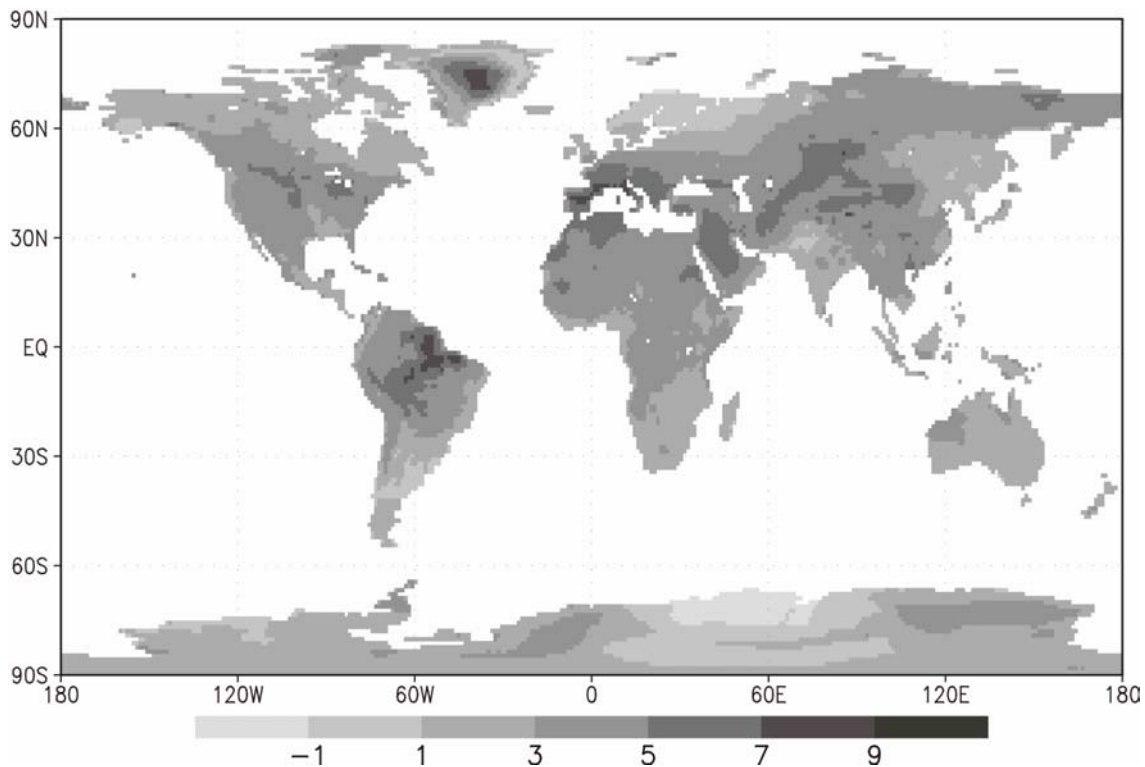


Abb. 3b: Wie 3a, aber Juli

Die Entwicklung der Gefühlten Temperatur verläuft im Grundsatz parallel zur Entwicklung der Lufttemperatur. Ein ähnliches Muster zeigen ebenfalls der Taupunkt und die mittlere Strahlungstemperatur, während sich die Windgeschwindigkeit kaum ändert.

5. Anwendungsbeispiel Änderung der Mortalitätsrate

Die Frage der Gesundheitsrisiken bei Klimaänderungen ist ein zunehmend bedeutsamer Aspekt der Klimawirkungsforschung. Zur Abschätzung der Vulnerabilität der Bevölkerung ist dabei die Änderung der Mortalitätsrate unter veränderten Klimabedingungen von Interesse. Zahlreiche epidemiologischen Untersuchungen konnten zeigen, dass bei zunehmender Wärmebelastung (Hitzewellen) die Mortalitätsrate überproportional zunimmt (siehe z.B. LASCHEWSKI und JENDRITZKY, 2002). Eine einfache Abschätzung für Europa und das angrenzende Mittelmeergebiet ergibt im Juli eine Erhöhung der Mortalitätsrate um bis zu 5 % in Zentralspanien. Unberücksichtigt in diesem Ansatz ist eine Adaptation (Akklimation), weder physiologisch noch über Verhaltensanpassung (z.B. Klimaanlage). Adaptation ist der Schlüsselbegriff in der Klimawirkungsforschung, weil sie die Vulnerabilität von Gesellschaften bestimmt. Eine mögliche Kompensation durch eine verringerte Wintermortalität ist wegen völlig unterschiedlicher Ursache – Wirkungsbeziehungen strittig.

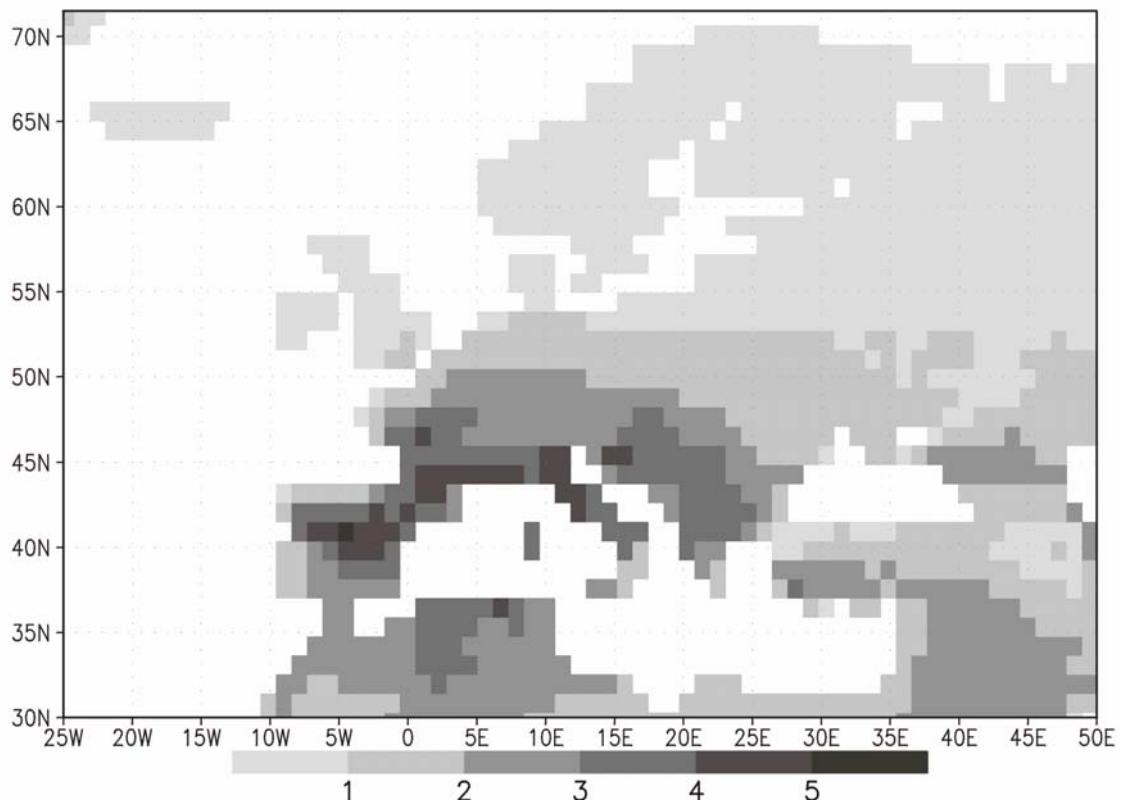


Abb. 4: Abschätzung der Änderung der hitzebedingten Mortalitätsrate in % auf der Grundlage der Differenz der Monatsmittel der Gefühlten Temperatur der Zeitscheiben IS92a (2041-2050) und CTRL (1971-1980) im Juli

6. Wertung der Ergebnisse und Ausblick

Die auf Beobachtungswerten der meteorologischen Elemente beruhenden, monatlich vorliegenden Europakarten der Gefühlten Temperatur zum 12 Uhr MOZ-Termin ermöglichen eine humanbioklimatisch gerechte Bewertung der thermischen Bedingungen. Weiterführende Studien werden z.B. die Häufigkeit der Tage mit Über- bzw. Unterschreitung von Schwellwerten (Wärmebelastung/Kältereiz) zum Inhalt haben. Dabei sind solche Schwellen selbst in noch unzureichend verstandener Weise vom Klima abhängig. Darin liegt das bisherige Fehlen einer universellen Definition z.B. einer Hitze-welle begründet.

Die auf der Grundlage der Klimamodellexperimente berechneten Weltkarten der Monatsmittel der Gefühlten Temperatur und die sich anschließenden Untersuchungen haben gezeigt, dass im Falle einer Klimaänderung ein bedeutender Impakt für die humanbioklimatischen Verhältnisse zu erwarten ist. Diese Ergebnisse müssen allerdings kritisch interpretiert werden. Zum einen gibt es zwischen dem Kontrolllauf und den hier nicht vorgestellten Karten nach den EZMW-Reanalysen, die den status quo am ehesten repräsentieren, nicht unerhebliche Unterschiede. Des Weiteren handelt es sich bei den Berechnungen gemäß dem Treibhausgasexperiment IS92a nicht um Vorhersagen, da neben den Unsicherheiten in der Modellphysik die künftigen Randbedingungen des Klimasystems unzureichend bekannt sind sowie natürliche Klimaschwankungen nicht berücksichtigt sein können. Die hier präsentierten Ergebnisse sind aus diesen Gründen mehr als Beitrag zur Methodenentwicklung zu verstehen und weniger als bereits belastbare Aussagen für die Vorsorgeplanung.

Die Regionalisierung der für humanbiometeorologische Fragestellungen relativ grob aufgelösten Klimamodelldaten soll mit einem statistischen Downscaling-Verfahren (z.B. v. STORCH, 1994) erfolgen, indem die Beziehungen zwischen Kontrolllauf und den in 5 min-Auflösung vorliegenden Europakarten auf das Treibhausgasexperiment IS92a angewendet werden. Durch die Einbeziehung der EZMWF-Reanalysen können die systematischen Modellfehler der Klimamodell-Zeitscheiben reduziert werden.

Danksagung

Die Autoren möchten dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Synop-Daten der verwendeten Wetterstationen danken. Dank gilt ebenfalls dem Deutschen Klimarechenzentrum Hamburg, insbesondere Herrn Prof. U. Cubasch für die Herausgabe der ECHAM4-Zeitscheibenexperimente sowie der NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder für die kostenlose Verbreitung des globalen 5 min-Orographiedatensatzes.

Literatur

- FANGER, P.O.: Thermal Comfort. Analysis and Applications in Environmental Analysis. McGraw-Hill New York 1972, 244 pp.
- GAGGE, A.P., A.P. FOBELETS, and P.E. BERGLUND: A standard predictive index of human response to the thermal environment. ASHRAE Trans. Vol. 92(1986), 709-731
- GRÄTZ, A., G. JENDRITZKY, und U. SIEVERS: Modellierung des Bioklimas zu Stadtplanungszwecken. Ann. d. Met. 28(1992), 20-22
- HANN, J.: Handbuch der Klimatologie. Verlag von J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart 1911, Bd. 3, S.205
- HÖPPE, P.: Die Energiebilanz des Menschen. Univ. München, Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilung 49(1984), 171 S.
- HOUGHTON, J.T., L.G. MEIRA FILHO, B.A. CALLANDER, N. HARRIS, A. KATTENBERG, and K. MASKELL (eds.): Climate Change, The science of climate change. Cambridge University Press, Cambridge 1996, 584 pp.
- JENDRITZKY, G., W. SÖNNING, und H.J. SWANTES: Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung („Klima-Michel-Modell“). Beitr. Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung Bd. 28(1979), 85 S.
- JENDRITZKY, G., G. MENZ, H. SCHIRMER, und W. SCHMIDT-KESSEN: Methodik der räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). Beiträge d. Akad. f. Raumforschung und Landesplanung Bd. 114(1990), 7-69
- JENDRITZKY, G. und A. VOLLWEITER: Bioklimakarte Europa. Abschlußbericht K17 (unveröff.). DWD-ZMMF 1993, 28 S.
- LASCHEWSKI, G. und G. JENDRITZKY: Das Kurort-Klima-Modell des Deutschen Wetterdienstes. Ann. d. Met. 34(1997), 175f
- JENDRITZKY, G. and B. TINZ: Human Bioclimate Maps as Basis for Climate Impact Research. In: de Dear, R.J., J.D. Kalma, T.R. Oke, and A. Auliciems (eds.): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sidney 1999. WMO/UNEP, WCASP-50, Geneva, 79 – 83
- JENDRITZKY, G., H. STAIGER, K. BUCHER, A. GRAETZ and G. LASCHEWSKI: The Perceived Temperature – The Method of the Deutscher Wetterdienst for the Assessment of Cold Stress and Heat Load for the Human Body. Internet Workshop on Windchill, hosted by Environment Canada, April 3-7, 2000

- JENDRITZKY, G. SCHEID, G. und A. GRÄTZ: Das Bioklima der Bundesrepublik Deutschland. Bioklimakarte mit Informationsbroschüre. Flöttmann Verlag Gütersloh 2002, 3. vollständig überarbeitete Auflage
- LASCHEWSKI, G. und G. JENDRITZKY: Effects of the thermal environment on human health: an investigation of 30 years daily mortality data from SW Germany. *Climate Research* 21(2002), 91-103
- NOAA: Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado 1998 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/seltopo.html>)
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTSSON, M. CHRISTOPH, M. CLAUSSEN, L. DÜMENIL, M. ESCH, M. GIORGETTA, U. SCHLESE, and U. SCHULZWEIDA: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report 218(1996), 90 pp.
- STAIGER, H., K. BUCHER und G. JENDRITZKY: Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestress beim Aufenthalt im Freien in der Maßzahl Grad Celsius. *Annalen der Meteorologie* Vol. 33(1997), pp 100-107.
- TINZ, B.: Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste. Shaker-Verlag Aachen 2000, Dissertation am FB Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, 175 S.
- TINZ, B. und G. JENDRITZKY: Bioklimakarten als Werkzeug für die Klimafolgenforschung. Poster auf der Fünften Deutschen Klimatagung 02.-06. Oktober 2000 in Hamburg
- VDI: Umweltmeteorologie. Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen; Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung, VDI-Richtlinie 3789(1994) Blatt 2
- VDI: Umweltmeteorologie. Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Teil I. Klima, VDI-Richtlinie 3787(1998) Blatt 2
- v. STORCH: Inconsistencies at the Interface of Climate Impact Studies and Global Climate Research. *Proceedings 13th Int. Congress Biometeorology* 12-18 September 1993, Calgary, Canada, Environment Canada, Downsview. 2(1)(1994), 54-67

Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000

F.-M. Chmielewski¹⁾, A. Müller²⁾ und E. Bruns³⁾
Humboldt-Universität zu Berlin

¹⁾Institut für Pflanzenbauwissenschaften, Lehrgebiet Agrarmeteorologie

²⁾Geographisches Institut, Berlin, Deutschland

³⁾Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Deutschland

Abstract

In mid- and high latitudes the plant development is mainly driven by air temperature. The higher the temperature after the release of dormancy the earlier the phenophases, usually appear in spring. Distinct changes in air temperature since the end of the 1980s led to clear responses in plant phenology in many parts of the world.

In Germany phenological phases of the natural vegetation as well as of fruit trees and field crops have advanced clearly in the last decade of the 20th century. The strongest shift in plant development occurred in the very early spring phases. The late spring phases and summer phases reacted also to the increased temperatures, but they usually show lower trends.

While an extended growing season could have some positive effects for agriculture and horticulture, the shift of individual phenophases of crops and fruit trees is to be evaluated differently. For example, the advanced blossom of fruit trees can increase the risk of late-frost damages. For field crops a shortening of developmental periods can also affect yield forming processes.

Until now the changes in plant development are still moderate, so that no strong impacts on crop yields were observed. But further climate changes will probably increase the effect on plants, so that in the future stronger impacts on crop yields are likely.

1. Introduction

The distinct increase in air temperature in many parts of the northern hemisphere since the end of the 1980s and the demand for indicators of climate change impacts caused a growing interest in phenological data. From this time onwards, phenological data were more and more accepted by climate researchers.

Since then many papers report on trends in the timing of spring events in mid- and high latitudes (BRASLAVSKA and KAMENSKY 1999, SCHWARZ and REITER 2000, DEFILA and CLOT 2001, MÜLLER 2002) and on relationships between air temperature changes and variations in the timing of phenological stages (BRADLEY ET AL. 1999, BEAUBIEN and FREELAND 2000, SPARKS 2000, SCHMERBACH 2000, CHMIELEWSKI and RÖTZER 2002). The most papers focus on changes in the natural vegetation, but only a few studies deal with trends of agricultural and horticultural varieties (SCHELLING 2000). However, changes in the timing of phenophases of fruit trees or field crops could be of great economical importance, because they could have direct impacts on yield formation processes and so on the final crop yield.

In mid- and high latitudes, with a vegetation-rest in winter (dormancy) and an active growing period in summer, plant phenology is mainly driven by temperature. After the release of dormancy the development of plants strongly depends on air temperature. With increasing temperature the biochemical reactions are accelerated up to a threshold where enzyme systems are destroyed and cells die.

An indirect effect of increasing air temperatures is thus the prolongation of the growing season (MENZEL and FABIAN 1999, CHMIELEWSKI and RÖTZER 2001, SCHABER 2002) and the modification of the phenological phases of individual plants, i.e. the sequence of the development stages. The extension of the growing season will have mostly positive effects on crop farming in the mid- and high-latitudes, since a longer growing season will improve the scope for cultivars selection, catch cropping and crop rotation. Shorter developmental periods for field crops could have rather negative effects on the formation of the individual yield components, as for cereals: the crop density, the kernel number per ear, and the kernel weight.

2. Data

2.1 Phenological data

For this study, mainly the phenological observations of fruit trees (apple, sweet cherry) and field crops (winter rye) from the German Weather Service (DWD) between 1961 and 2000 were used. The phenological network of the DWD consists of about 1,500 observers, who do the observations on a voluntary basis (BRUNS 2001).

For apple and sweet cherry, flowering dates of early maturing varieties were selected. The beginning of flowering was defined when in at some places of the plant the first flowers have opened completely (BAPH, 1991). Winter rye is one of crops for which phenological observations in Germany has been done in detail.

To define the average beginning of growing season in Germany, data from the International Phenological Gardens (IPG) in Europe were used. In this study the beginning of growing season (B_G) was defined in the same way as it was done before for Europe (RÖTZER and CHMIELEWSKI 2001). For that study the onset of spring was represented as the average date of leaf unfolding of white birch, wild cherry, mountain ash, and alpine current. The selection of plants will not affect the results which were achieved, because the investigations will show that all phenological phases in spring are well correlated to each other. This time only phenological data from the 22 German IPG-stations in the period 1961-2000 were considered to calculate this average leaf unfolding index.

2.2 Climatic data

In order to describe the relationships between temperature and plant development, station data of air temperature from the *World Weather Records* (WWR) were used to calculate the average air temperature for Germany. Altogether 16 stations were considered which ranges in elevations between 4 m (Rostock, NE-Germany) and 462 m (Munich) and which are well distributed across Germany. Since air temperature is constant for relatively large areas, 16 stations should be sufficient to calculate an average monthly temperatures for Germany. For example the seasonal air temperature at Frankfurt a.M. is a representative of up to a radius of 500 km around this station (SCHÖNWIESE ET AL. 1998).

3. Results

3.1 Air temperature changes in Germany

For the standard period 1961 - 1990, the average annual air temperature in Germany is 8.6 °C. In the period 1961 - 2000 the temperature increased continuously (Fig. 1). The linear trend in the data is + 0.36 °C / decade ($p < 0.01$). This means, for the whole period (40 years) the observed warming is 1.4 °C. The most interesting feature in this time series is the relatively strong change in air temperature since the end of the 1980s, which corresponds well to similar trends in many parts of the world (Houghton et al., 2001). Since then nearly all years were to warm. The only exception in Germany was in 1996, because of a relatively strong winter in 1995/96.

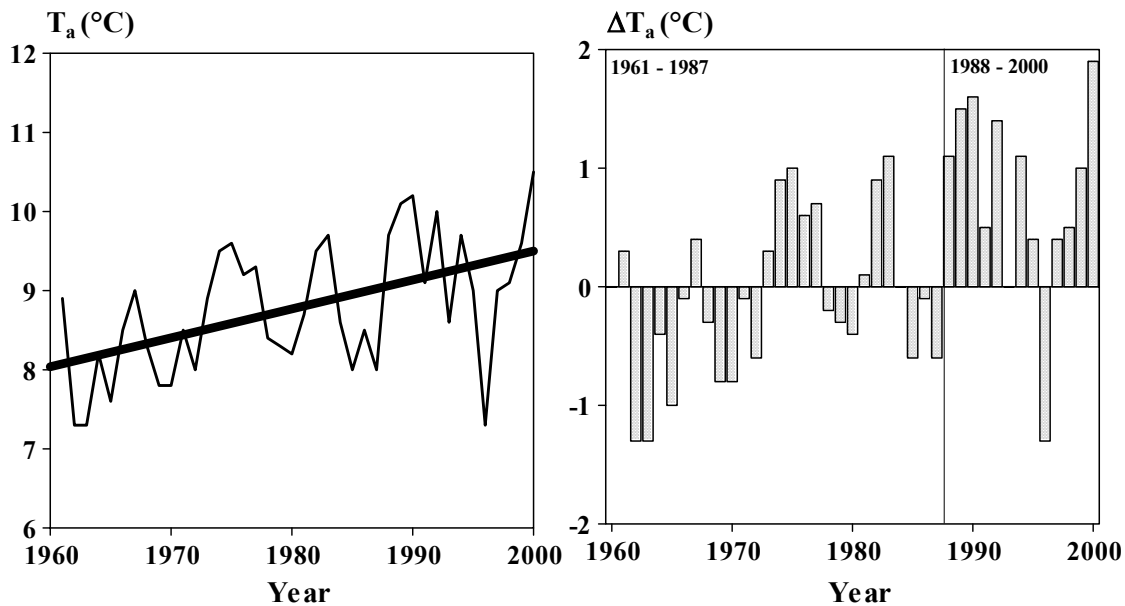


Fig. 1: Av. annual air temperature (T_a) for Germany, 1961-2000, left: annual mean, right: anomalies to the 1961-1990 standard period.

Many phenological phases as the leafing of trees and the flowering of fruit trees are observed in Germany in April and May. April is the time of the year when the onset of spring usually starts. The variability of weather from year to year leads to certain fluctuations in the annual timing of phenophases. Previous investigations showed that for the timing of spring phases the average air temperature from February to April (T_{24}) is a good climatic indicator (CHMIELEWSKI and RÖTZER 2001).

Table 1: Statistical parameters (x: mean, s: standard deviation) and trends (°C/decade) of av. monthly and annual air temperature in Germany, 1961-2000 (Average of 16 stations from the WWR), p: error probability

Month	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
x	0.4	1.2	4.3	8.0	12.6	15.6	17.4	17.0	13.6	9.2	4.4	1.5
s	2.7	2.6	2.0	1.2	1.4	1.1	1.7	1.4	1.4	1.3	1.5	2.1
Trend	+0.59	+0.37	+0.58	+0.28	+0.53	+0.09	+0.48	+0.64	+0.13	+0.10	-0.01	+0.60
p	-	-	0.05	0.10	0.01	-	0.05	0.01	-	-	-	0.05
Year	x = 8.8 °C, s = 0.8 °C, Trend = +0.36 °C/decade ($p < 0.01$)											

The average increase of air temperature in these months (+0.41 K/decade, $p < 0.05$) is slightly stronger than that, calculated for the annual average (Tab. 1). The strongest trend was found for March (+0.58 °C/decade).

The anomalies of T_{24} from the standard period 1961-1990 show the same abrupt change since 1988 as shown before for the annual average. Again, nearly all years since 1988 were to warm in this period (Fig. 2).

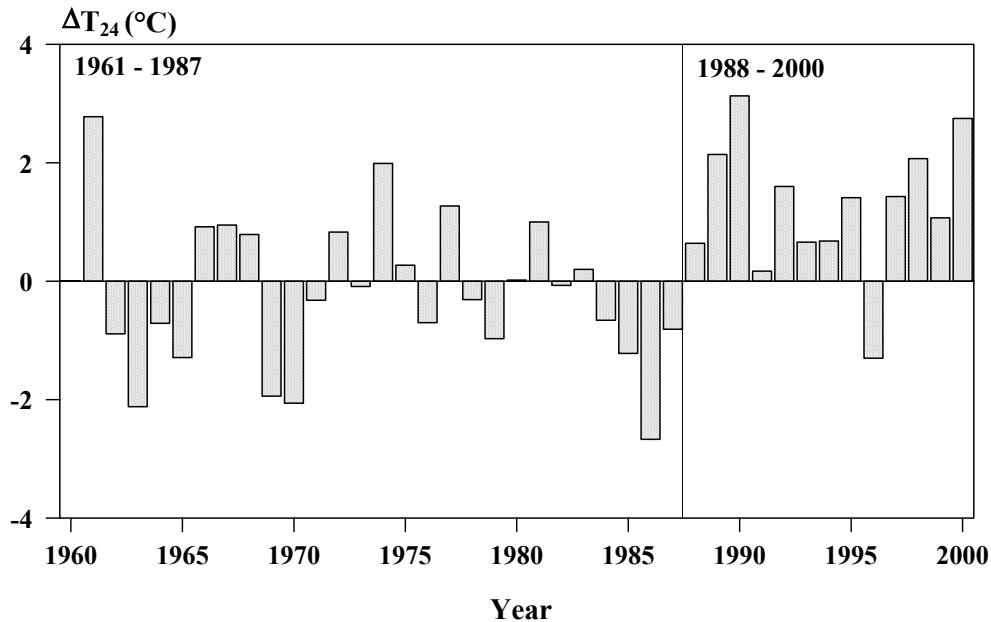


Fig. 2: Av. air temperature from February to April for Germany, 1961-2000, anomalies (ΔT_{24}) to the 1961-1990 standard period.

3.2 Changes in the timing of phenological events

In this section trends in the beginning of growing season (B_G), in the beginning of blossoming (stage BBCH 60) of apple (A_{60}) and cherry (C_{60}) trees as well as in the beginning of stem elongation (BBCH 31) for winter rye (R_{31}) were investigated. All these phenophases are observed between the end of April and the beginning of May (Tab. 2). The standard deviation of these phases is about of the same order and the trends for all phases are significant, ranging between 2 and 3 days per decade. This means that the plants react very similar to the environmental conditions in the early spring.

Table 2: Statistical parameters for the timing of different phenophases in Germany, 1961-2000. P: phenophase (B_G : beginning of growing season, R_{31} : beginning of stem elongation for winter rye, C_{60} : beginning of cherry tree blossom, A_{60} : beginning of apple tree blossom), n: number of stations are used, x: average date, s: standard deviation. Trends are significant with *** $p < 0.01$, ** $p < 0.05$, * $p < 0.10$

P	n	x	s	Trend in P (days/decade)
B_G	22	20.04.	7.3	-2.3**
R_{31}	637	26.04.	6.0	-2.9***
C_{60}	1068	27.04.	7.6	-2.0**
A_{60}	908	05.05.	7.5	-2.2**

The correlation coefficients (r) between the individual phases are all significant ($p < 0.01$) and ranges between 0.88 ($r(B_G, R_{31})$) and 0.96 ($r(A_{60}, C_{60})$). A good correlation also exists between the beginning of growing season and the tree blossom of apple ($r = 0.92$) and sweet cherry ($r = 0.95$) in Germany.

Toward the end of the investigated period clear changes in the timing of all phenological events are discernible which explains the negative trends in Table 2 (Fig. 3). These changes seem to correspond to the observed changes in air temperature since the end of the 1980s.

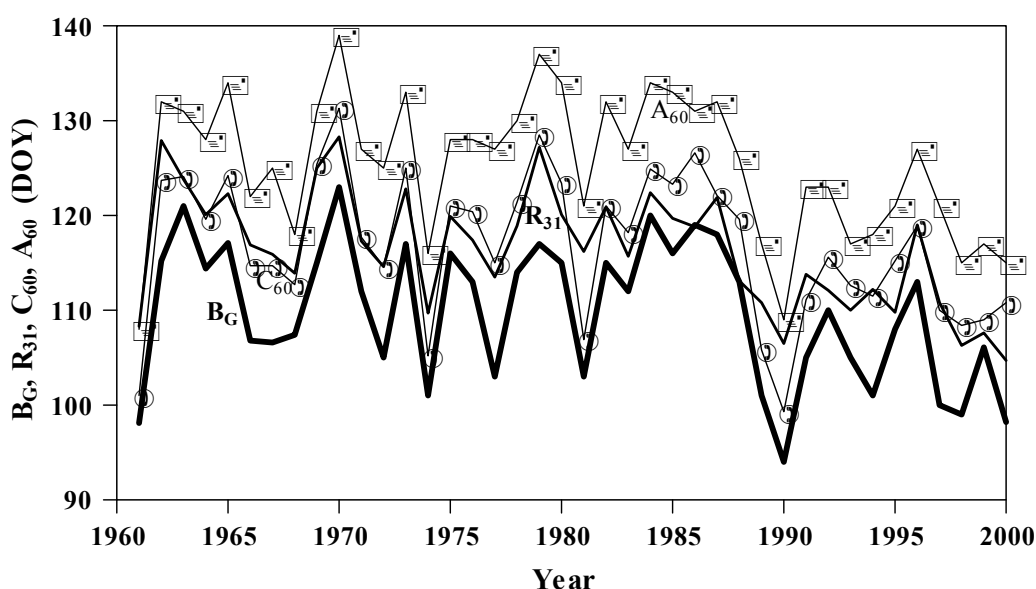


Fig. 3: Av. dates of the beginning of growing season (B_G), beginning of stem elongation for winter rye (R_{31}), beginning of cherry tree blossom (C_{60}), and beginning of apple tree blossom (A_{60}) in Germany, 1961-2000. DOY: Day of the year

3.3 Relationships between trends in air temperature and phenophases

As expected, all phenophases are well correlated to the average air temperature from February to April (Tab. 3). The significant correlation coefficients range between -0.85 and -0.89, indicating that higher temperatures after the winter rest of plants accelerate the developmental processes and finally lead to an advanced timing of spring events. The regression coefficients show that an increase in average air temperature between February and April of $1\text{ }^\circ\text{C}$ lead to an advanced beginning of growing season and blossoming of fruit trees by about 5 days. Only the beginning of shooting of winter rye shows a smaller temperature response of only -3.8 days per $1\text{ }^\circ\text{C}$.

Table 3: Correlation coefficients (r) between the av. air temperature from February to April (T_{24}) and the timing of phenophases (P) in Germany, 1961-2000. Sensitivity of phenophases to the air temperature changes (ΔT_{24}), significance level: *** $p < 0.01$

P	$r(P, T_{24})$	Temperature response ($\Delta P / \Delta T_{24}$)
B_G	-0.89***	-4.7 days/ $^\circ\text{C}$ ***
R_{31}	-0.86***	-3.8 days/ $^\circ\text{C}$ ***
C_{60}	-0.88***	-4.7 days/ $^\circ\text{C}$ ***
A_{60}	-0.85***	-4.6 days/ $^\circ\text{C}$ ***

Another interesting feature in the advanced timing of spring events is shown in Figure 4. The changes in plant phenology occurred abruptly since the end of the 1980s, right in the time when the temperatures increased in a similar way (see Fig. 2). The abrupt changes in the timing of phenophases were observed for all species in Table 3. Just as the natural vegetation, fruit trees and field crops show the same behaviour that is shown in Figure 4.

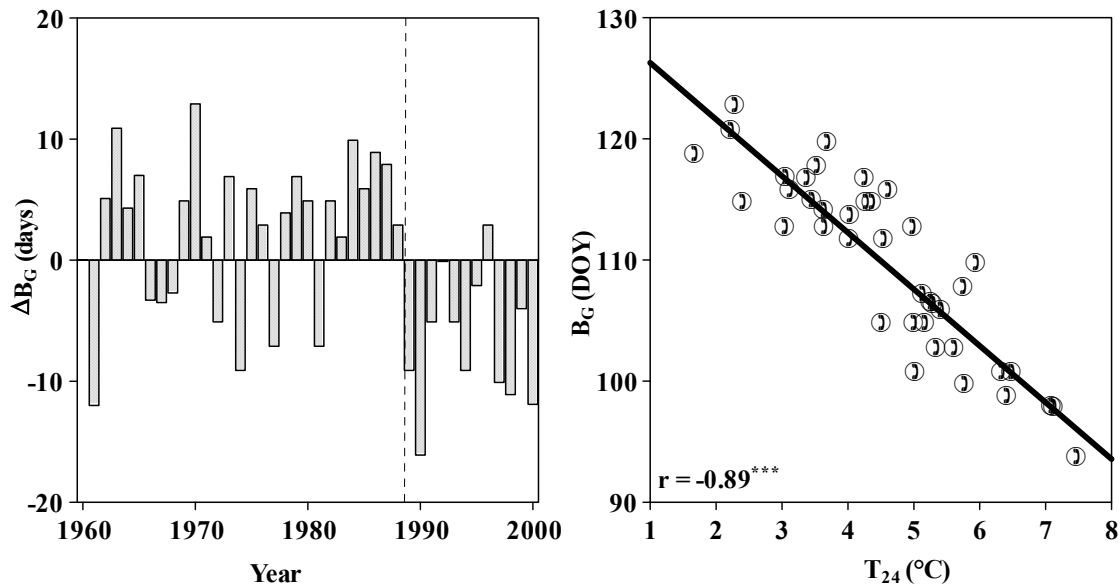


Fig. 4: Left: anomalies in the beginning of growing season (B_G) for Germany (data from the German IPG stations) and right: correlation between B_G and the av. air temperature from February to April (T_{24}), 1961-2000. The correlation coefficient of $r = -0.89$ is significant with $p < 0.01$.

As an impressive example the response of the beginning of apple tree blossom to the annual deviations in air temperature is presented in Fig. 5.

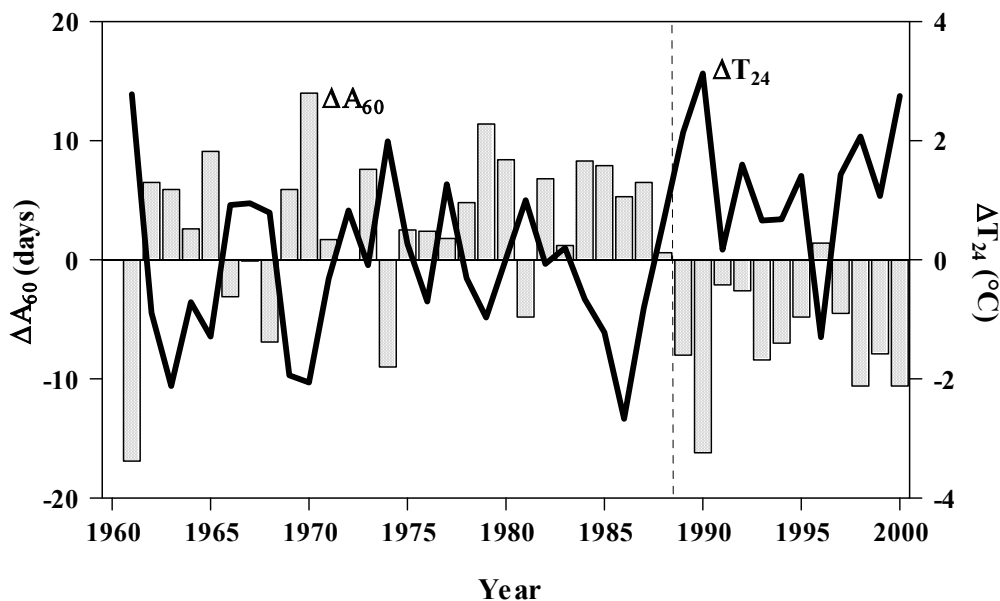


Fig. 5: Anomalies in the beginning of apple tree blossom (A_{60}) and in the average air temperature from February to April (ΔT_{24}) in Germany, 1961-2000. The regression equation between the time series is $A_{60} = 145.9 - 4.56 T_{24}$

Years with temperatures above normal in late winter and early spring are clearly related to negative anomalies in the date of blossom. Interesting are the years 1961 and 1990 which are characterised by very early dates in the beginning of apple tree blossom. Both years show comparable deviations in air temperature of about +3 °C.

In order to investigate, whether the changes in apple tree phenology in the 1990s were observed in any time before since reliable records of air temperature are available, we used the regression equation between air temperature (T_{24}) and the blossoming date (A_{60}) to estimate the beginning of apple tree blossom for Germany since 1761 (Fig. 6). Long-term observations of this event are unfortunately not available for Germany. The result shows that the recent changes in the timing of cherry tree blossom seem to be the strongest in the last 240 years. In no decade before as in the 1990s such early dates were observed (av. blossom of apple trees in the 1990s: day 121, $s=5.4$; 1761-1989: day 129, $s=6.5$). Thus, the timing of this event has advanced more than one week.

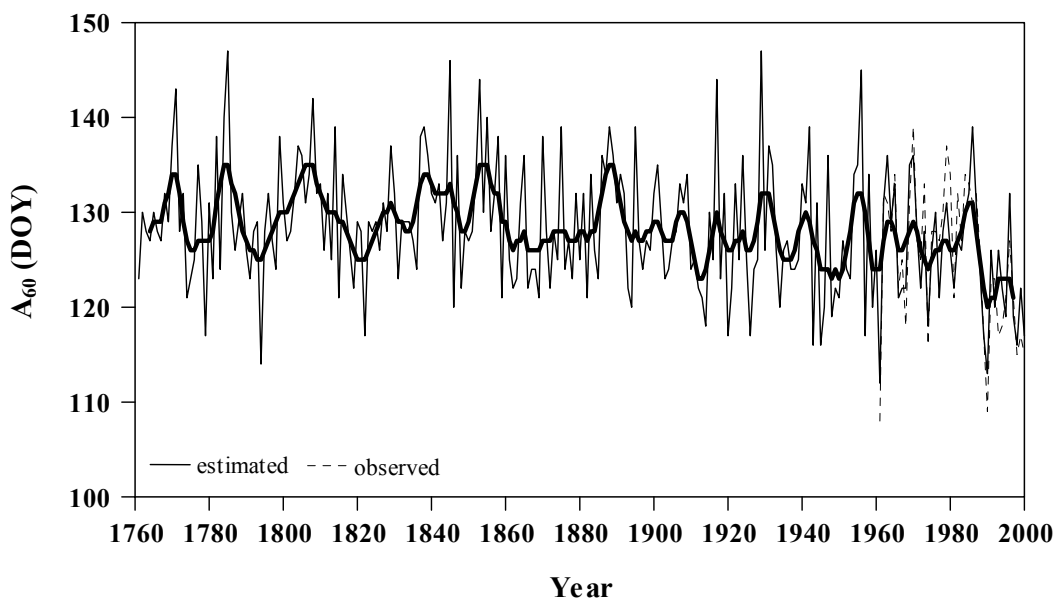


Fig. 6: Estimated (solid line, 1761-2000) and observed (dashed line, 1961-2000) dates of the beginning of apple tree blossom in Germany. The bold line represents an 11 year running mean (Gaussian filter), which shows the long-term variations in this time series. The time series of air temperature was taken from Rapp (2000).

At the end of this section once again we will focus on the phenology of winter rye. For this crop very detailed phenological observations during the growing time are available. All phenophases from seeding to harvest show negative trends (Tab. 4). The strongest trend occurs for the beginning of stem elongation after the tillering period in the end of April. Until full flowering the negative linear trends decrease slightly and also the significance level reduces. This indicates that mainly the early phases highly depend on the course of air temperature. With increasing temperatures in May and June the mean temperatures are closer to the optimum for the plant development, so that the plants do not react so sensitive to the variability of air temperature in this time of the year as in the early spring.

Table 4: Statistical parameters of winter rye phenology in Germany, 1961-2000 (x: mean, s: standard deviation, min, max: extremes) and trends (trends are significant with *** p<0.01, ** p<0.05, * p<0.10). BBCH-Code: R₀₀: seeding, R₀₉: emergence, R₃₁: beginning of stem elongation, R₅₁: beginning of heading, R₆₅: full flowering, R₈₉: beginning of harvest (fully ripe)

Phase (BBCH-code)	x (DOY)	Date	s (days)	Min (DOY)	Max (DOY)	Trend (days/10a)
R ₀₀	275.1	02.10.	2.72	269	282	-1.4***
R ₀₉	288.2	15.10.	3.29	281	298	-1.6***
R ₃₁	116.4	26.04.	6.20	105	128	-2.9***
R ₅₁	140.9	21.05.	5.00	129	151	-2.0***
R ₆₅	157.7	07.06.	4.77	146	167	-1.4**
R ₈₉	219.1	07.08.	6.67	209	232	-1.5*
Duration of Phases						
R ₀₀ – R ₀₉	13.1		0.88	12	16	-0.3**
R ₃₁ – R ₅₁	24.5		2.44	21	31	+1.0***
R ₅₁ – R ₆₅	16.8		2.69	11	24	+0.6
R ₆₅ – R ₈₉	61.4		5.03	52	78	-0.1

Because of shifts of individual phenological phases, the developmental periods of winter rye are slightly shortened, as the period from seeding to emergency (BBCH 00-09), or extended as the shooting period (BBCH 31-51). Such changes in the duration of phenological periods directly influence the yield formation of winter rye (RÖMER 1988, PETR 1991, CHMIELEWSKI and KÖHN 2000). In spring an early beginning of shooting (BBCH 31) ends the tillering period earlier. A high number of tillers before shooting is always a good prerequisite for a sufficient crop density at harvest. But until now the relatively moderate changes in phenology did not have any negative effects on the final crop density, because during the mild winters in the last decade, tillering was continued also in winter, so that the number of tillers was not limited. A longer period from shooting to heading is also advantages for the very complex yield forming processes in this phase.

4. Conclusions

The investigations showed that not only the natural vegetation responds to the distinct climate changes in the 1990s, but also fruit trees and even annual crops like winter rye. For other field crops like sugar beet and maize very similar phenological trends were found (MÜLLER 2002). All plants showed an advanced timing of phenophases, mainly in spring. The mean air temperature from February to April is a good index which explains the annual variability of phenological phases in this time of the year.

An earlier blossom of fruit trees holds the danger of damages by late frosts. Frosts before the beginning of blossom may cause masked injuries in flower buds, but the damages are not so strong as they would be in the period of blossom. Frost during the flowering period can harm the blossoms, so that total crop failures can occur. The year 1981 is a good example for the strong impact of late frost damages on apple yields in Europe. Thus it is very important to continue the plant monitoring in the future, to be prepared on impacts of climate changes on agriculture and horticulture.

The currently observed changes in the timing of phenological events are still moderate and mostly not more than a few days per decade, but the relationships between plant development and air temperature changes seems to be clear. The expected climate changes in this century will be much larger than those observed during the 20th century (HOUGHTON ET AL. 2001). For Germany the increase in annual air temperature could range between 0.1 °C/decade (B1-scenario) and 0.45 °C/decade (A2-scenario, HULME and SHEARD 1999). According to this scenario, the strongest seasonal changes in air temperature will occur in winter and in summer. For the spring development of plants mainly the temperature changes in winter and early spring are important, which steer the period of dormancy and ontogenetic development. The threat of late spring frosts, combined with more frequent mild winters, pose a challenge for even frost hardy species (BURROUGHS 2002).

References:

- BAHP (1991): Anleitung für die Beobachter des Deutschen Wetterdienstes (BAHP). Vorschriften und Betriebsunterlagen, Nr. 17, dritte völlig neu gestaltete Auflage, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., 155 S.
- BEAUBIEN and FREELAND (2000): Spring phenology trends in Alberta, Canada: links to ocean temperature. *Int. J. Biometeorology*, 44, 53-59.
- BRADLEY, N.L.; LEOPOLD, A.C.; ROSS, J.; HUFFAKER, W. (1999): Phenological changes reflect climate change in Wisconsin. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96, 9701-9704.
- BRASLAVSKA, O. KAMENSKY, L. (1999): Leafing of forest trees and shrubs in the period 1986-1999, in *Czech. Atmosféra 21. Storočia, Organizmy a Ekosystéma*, 67-71.
- BRUNS, E. (2001): Phänologie im Deutschen Wetterdienst, *Mitteilungen der DMG*, 1/2001, 1-2.
- BURROUGHS, W.J. 2002: Gardening and climate change. *Weather*, 5, 27, 151-157.
- CHMIELEWSKI, F.-M.; KÖHN, W. 2000: Impact of weather on yield and yield components of winter rye. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, 253-261.
- CHMIELEWSKI, F.-M.; RÖTZER, T. 2001: Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology* 108, 101-112.
- CHMIELEWSKI, F.-M.; RÖTZER, T. 2002: Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes. *Clim. Res.* 19, 1, 257-264.
- DEFILA, C; CLOT, B. (2001): Phytophenological trends in Switzerland. *Intern. J. of Biometeorol.* 45, 203-207.
- HULME, M.; SHEARD, N. (1999): *Climate Change Scenarios for Germany*. Climatic Research Unit, Norwich, UK, 6pp.
- HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.J.; XIAOSU, D. (2001): *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- MENZEL, A.; FABIAN, P. (1999): Growing season extended in Europe. *Nature* 397, 659.
- MÜLLER, A. (2002): *Zeitliche und räumliche Variabilität der Phänologie landwirtschaftlicher und obstbaulicher Kulturen in Deutschland*. Diplomarbeit, Humboldt-Universität Berlin, 87 S.
- PETR, J. (1991): *Weather and Yield. Developments in Crop Sciences* 20, Elsevier, Amsterdam, 288 pp.

- RAPP, J.; SCHÖNWIESE C.D. (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowiss. Arbeiten, Serie B, Meteorologie und Geophysik, 5, Frankfurt a. M., 253 S.
- RÖMER, G. (1988): Die phänologischen Phasen bei Hafer, Sommergerste, Winterroggen und Mais und ihre Beziehungen zur Witterung und Ertragsbildung. Dissertation Fachbereich Internat. Agrarentwicklung, Technische Universität Berlin, Arbeiten aus dem Inst. f. Nutzpflanzenforschung - Acker- und Pflanzenbau 191, 221 S.
- RÖTZER, T.; CHMIELEWSKI, F.-M. 2001: Phenological maps of Europe. *Clim. Res.* 18, 3, 249-257.
- SCHABER, J. (2002): Phenology in Germany in the 20th century: methods, analyses and models. PIK Report, 78, Potsdam, 145 S.
- SHELLING, K. (2000): Aufbau eines operationellen fernerkundungs- und GIS-gestützten Systems zur Zustandsbeschreibung, Ertrags- und Qualitätsabschätzung von Braugerstenbeständen. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Univ., Bonn.
- SCHMERBACH, M. (2000): Klimaerwärmung? Diskussion phänologischer und meteorologischer Trends zwischen 1961 und 1999 im Raum Schönbuch und Glemswald. Diplomarbeit, Universität Stuttgart, 56 S.
- SCHÖNWIESE C.-D.; WALTER, A.; RAPP, J.; MEYHÖFER, S.; DENHARD, M. (1998): Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogene Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Univ. Frankfurt/M. 102, Eigenverlag Frankfurt/M. 156.
- SCHWARZ, M.D.; REITER B.E. (2000): Changes in North American spring. *Intern. J. of Biometeorol.* 20, 929-932.
- SPARKS T.H.; JEFFREE, E.P.; JEFFREE, C.E. (2000): An examination of the relationship between flowering times and temperature at the national scale using long-term phenological records from the UK. *Intern. J. of Biometeorol.* 44, 82-87.

PETER HUPFER als Ozeanologe¹

O. A. Kuznecov

P.P. Shirshov Institute of Oceanology
Russian Academy of Sciences
Moscow, Russia

Abstract

The author acknowledged the role of Peter Hupfer as oceanologist and his contributions to scientific co-operation in this field with the institutes of both the former Soviet union and the east European states. The main part of the paper focuses on his participation in the first expedition of the research vessel 'Michail Lomonossov' during the International Geophysical Year of 1957. In addition, the paper documents his efforts 15 years later in coastal research.

Beim Stapellauf des wissenschaftlichen Forschungsschiffes, welches die Akademie der Wissenschaften der UdSSR bestellte, wurde es im September 1957 in Rostock nach dem russischen Universalwissenschaftler MICHAIL LOMONOSSOW benannt.

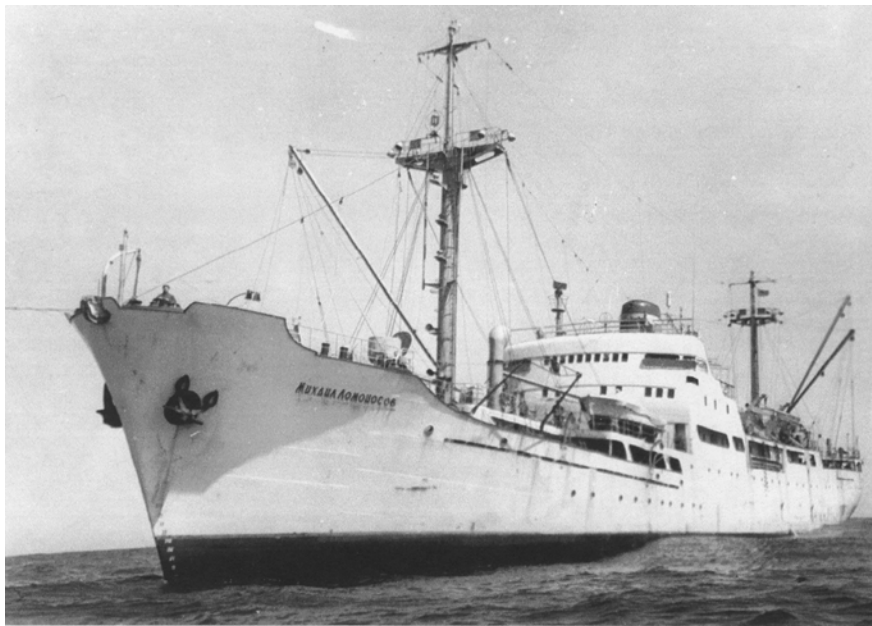


Abb. 1: Forschungsschiff ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ (Quelle: ‚P. P. SCHIRSCHOW‘ Institut für Ozeanologie der Russischen Akademie der Wissenschaften, Moskau)

Einige Anmerkungen zum Schiff: Das Forschungsschiff² ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ (Abbildung 1) war ein Großschiff ohne Einschränkung des Einsatzgebietes mit folgenden charakteristischen Grunddaten: Länge: 120 m, Breite 14 m, Höhe des Bordes 8 m, Tiefgang 6 m, Wasserverdrängung 5960 t, 13 Knoten, Reichweite ohne Nachtanken

¹ Übersetzung aus dem Russischen durch TH. FOKEN

² Im Gegensatz zu den später gebauten Schwesterschiffen ‚Akademik KURTSCHATOV‘ (KUZNECOV, O. A., BURENIN, V. V., 2000: Nautschno-issledovatel'skoje cudno ‚Akademik KURTSCHATOV‘ i ego ekspedicii 1966-1991, VLAMO, Moskva, 288 pp.) und ‚DIMITRIJ MENDELEEV‘ (KUZNECOV, O. A., ALEJNIK, D. L., 2002: Nautschno-issledovatel'skoje cudno ‚DIMITRIJ MENDELEEV‘ i ego ekspedicii 1969-1993, GEOS, Moskva, 371 pp.) sind die Fahrten des Forschungsschiffes ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ bislang nicht umfassend dokumentiert (Anm. des Übersetzers).

11.000 Meilen, Besatzung: 70 Personen und 65 Wissenschaftler. An Bord befanden sich 16 Laboratorien mit insgesamt 311 m² Fläche. Das Schiff war vorrangig dazu bestimmt, physikalische Prozesse im Ozean und der Atmosphäre zu untersuchen, aber auch zur Erforschung der geologischen Struktur des Meeresbodens und zur biologischen Produktivität des Meerwassers.

Die Inbetriebnahme des Forschungsschiffes ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ fiel zusammen mit dem wissenschaftlichen Programm zur Untersuchung der Weltozeane im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres. Im Rahmen dieses Forschungsprogramms führte die erste Reise in den Nordatlantik.

Auf Einladung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR und des Sowjetischen Nationalkomitees für das Internationale Geophysikalische Jahr nahm eine deutsche Wissenschaftlergruppe an der Atlantischen Expedition des Forschungsschiffes ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ teil. Diese Teilnehmergruppe an der 1. Fahrt des Forschungsschiffes bestand aus 6 Wissenschaftlern und wurde durch Dr. E. BRUNS geleitet. Zu ihr gehörte auch der Diplom-Meteorologe PETER HUPFER. Die beiden Teile der Gruppe befassten sich mit ozeanologischen und mit meteorologischen Untersuchungen, wobei P. HUPFER dem erste Teil angehörte.

Das Untersuchungsgebiet der Expedition war der nordöstliche Teil des Atlantischen Ozeans zwischen Island, der Nordküste Irlands und der Westküste Schottlands. Zu den Aufgaben der Expedition gehörten Untersuchungen der Strömung, der Wassertemperatur, der chemischen Zusammensetzung des Wassers, der Windwellen, des Reliefs des Meeresbodens, der Zusammensetzung und der geografischen Verteilung der Bodenniederschläge und der Zusammensetzung und mengenmäßigen Verteilung des Planktons. Die Expedition wurde geleitet vom wissenschaftliche Expeditionsleiter Prof. A. A. IVANOV, seinem Vertreter Dr. G. P. PONOMARENKO und vom Kapitän S. I. USCHAKOV und seinem Vertreter G. N. GRIGORJEV. Die Fahrt dauerte 58 Tage vom 1. November bis 28. Dezember 1957. In dieser Zeit wurden 51 hydrologische Messstationen angefahren, die praktisch gleichmäßig über die Fahrstrecke verteilt waren (Abbildung 2).

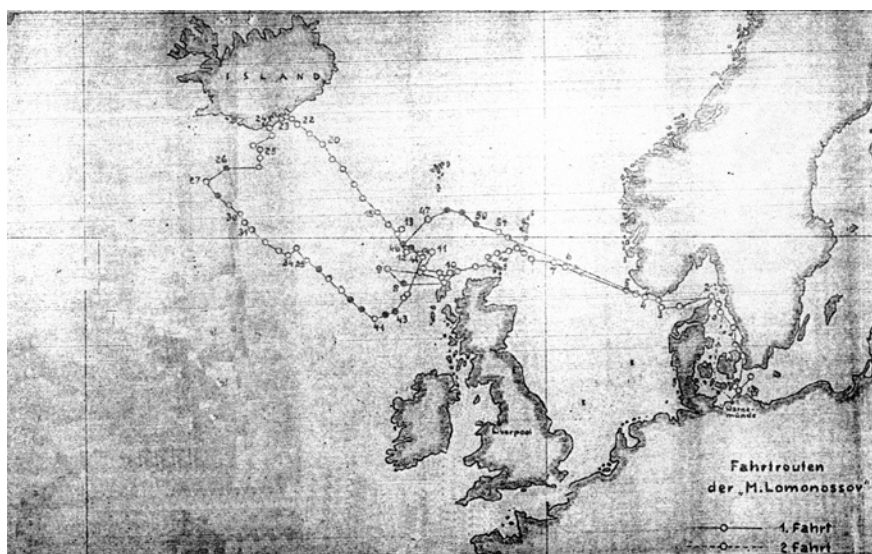


Abb. 2: Fahrtrouten der 1. und 2. Fahrt des Forschungsschiffes ‚MICHAIL LOMONOSSOW‘ (Quelle: P. P. SCHIRSCHOW‘ Institut für Ozeanologie der Russischen Akademie der Wissenschaften, Moskau)

Das Programm der deutschen ozeanologischen Gruppe schloss folgende Untersuchungen ein:

- Untersuchung der Oberflächenwellen bei besonderer Berücksichtigung der Wellenhöhe und des Frequenzspektrums für verschiedene Entwicklungszustände und der Größen Periode, Andauer des Windes, Meerestiefe und Schichtung der Atmosphäre.
- Durchführung von Messungen zum Vergleich der Wellenlänge der Berliner Akademiewerkstätten mit subjektiven Beobachtungen und den Registrierungen des sowjetischen Gerätes.

Außerdem wurden eine Reihe neuer Geräte für den späteren Einsatz auf weiteren Fahrten erprobt, u. a. zwei unterschiedliche Strömungsmesser und hochempfindliche Temperatur- und Salzgehaltsmessfühler. Die Messungen der Oberflächenwellen erfolgten durch die deutsche Gruppe an 15 Stationen entsprechend dem Expeditionsplan.

Die Fahrt erfolgte bei kühlem und windigem Wetter, die mittlere Windstärke betrug 5,5 Beaufort, an sechs Tagen erreichte sie 7-8 Beaufort. Die maximale gemessene Wellenhöhe betrug 11,4 m bei Windstärke 8 am 22. November 1957. Somit kann die Meeres-taufe von PETER HUPFER als bestanden bezeichnet werden.

Viel später, im Jahr 1973, organisierte P. HUPFER als Leiter des Maritimen Observatoriums Zingst der Leipziger Universität hier das internationale Experiment EKAM-73 zur Untersuchung der Wechselwirkungsprozesse zwischen Meer und Atmosphäre. Es war das erste Experiment im Rahmen des Programms der wissenschaftlichen Zusammenarbeit der Staaten des RGW, an dem die DDR, Polen und die UdSSR teilnahmen, und führte zu wichtigen Ergebnissen der Meeresforschung. Weiterhin ist herauszustellen, dass es die Entwicklung junger Spezialisten an der Leipziger Universität förderte: THOMAS FOKEN, HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT, ARMIN RAABE u. a.

Nach einem Experiment in Polen (Ergänzung Übersetzer) erfolgten zwei weitere im Rahmen der wissenschaftlichen Zusammenarbeit der RGW-Staaten in Bulgarien in der ufernahen Zone des Schwarzen Meeres in den Jahren 1977 und 1979 an der experimentellen Forschungsstation ‚Schkorpilovcy‘ des Institutes für Meeresforschung und Ozeanologie der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften unter dem Namen ‚Kamtschia-77‘ und ‚Kamtschia-79‘. Diese Experimente waren in ihrem Programm breiter angelegt als das EKAM-73-Experiment. Sie beinhalteten die Wechselwirkung zwischen Meer, Atmosphäre und Uferzone, hydrophysikalische und thermodynamische Prozesse in der Schelfzone, wie interne Wellen, Mikrostruktur des Wasserkörpers und Turbulenz, Diffusion passiver Beimengungen, Windwellen, Wasserchemie und Radioaktivität des Wassers aber auch die Litodynamik der Uferzone. Die Arbeiten auf dem Schelf wurden durch das wissenschaftliche Forschungsschiff ‚Akademik L. ORBELI‘ des Institutes für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR unterstützt.

Die Experimente vergrößerten sich auch bezüglich der Teilnehmerzahl. Die Untersuchungen wurden von Spezialisten aus 15 Forschungsinstituten Bulgariens, der DDR, Polens, Rumäniens und der UdSSR durchgeführt. Die deutschen Wissenschaftler an diesen Experimenten untersuchten unter der wissenschaftlichen Leitung von P. Hupfer erfolgreich die Struktur des Windfeldes über dem Meer, den Wärme- und Massenaustausch zwischen Meer und Atmosphäre, die Meeresströmungen und die Diffusion pas-

siver Beimengungen. Die gemeinsame Arbeit auf dem Forschungsschiff ‚MICHAEL LOMONOSSOW‘ und die Küstenexperimente ermöglichten es Spezialisten aus verschiedenen Ländern fruchtbare berufliche Kontakte und vieljährige freundschaftliche Beziehungen zu entwickeln. Hierbei leistete Professor PETER HUPFER als hervorragende Wissenschaftler und warmherziger Mensch einen großen Beitrag.

Das Forschungsschiff "Professor Albrecht Penck" - über 50 Jahre im Dienste der Meeresforschung

H.-J. Brosin
Rostock, Deutschland

Abstract

The person celebrating his jubilee started with early scientific activities on board of the surveying vessel "Joh. L. Krüger" of the Seehydrographischer Dienst der DDR, the later research vessel "Professor Albrecht Penck" of the Deutsche Akademie der Wissenschaften. Since then the vessel is engaged more than 50 years in national and international marine research. The paper reviews the career of the vessel and summarizes the oceanographic investigations carried out with of the "Penck".

Zusammenfassung

Eine Zusammenstellung der Expeditionen des Forschungsschiffes "Professor Albrecht Penck" (ex "Joh. L. Krüger") durch SCHRÖDER, 1988 weist in den Jahren 1956 und 1957 mehrfach Peter Hupfer als damaligen wissenschaftlichen Mitarbeiter am Hydro-Meteorologischen Institut des Seehydrographischen Dienstes der DDR als Fahrleiter aus. Wissenschaftliche Ergebnisse dieser Expeditionen finden sich u.a. bei HUPFER, 1962. Damit bietet sich aus dem gegebenen Anlaß ein überwiegend chronologisch ausgerichteter Überblick über den langjährigen Einsatz der "Professor Albrecht Penck" im Dienste der Meeresforschung an.

1. Die Bemühungen um ein Forschungs- und Vermessungsschiff

Nach dem Ende des 2. Weltkrieges war in der Sowjetischen Besatzungszone und späteren DDR der Aufbau eines eigenen hydrographischen Dienstes mit Seevermessung, Kartographie und Meereskunde notwendig. Die Grundlagen hierfür wurden durch Anweisungen der Sowjetischen Militäradministration in Deutschland (SMAD) in der damaligen Generaldirektion Schifffahrt gelegt (BROSIN, 1996). Durch Regierungsbeschluss vom 27.7.1950 entstand daraus der Seehydrographische Dienst der DDR (SHD). Entsprechend der Praxis in der Sowjetunion, aber auch in anderen Staaten, wurde er der im Aufbau befindlichen Hauptverwaltung Seepolizei im Ministerium des Innern und später den Seestreitkräften unterstellt. Erster Chef des SHD wurde Erich Bruns (1900 - 1978), von dem auch die wichtigsten Konzeptionen zur Aufgabenstellung und Struktur des neuen Dienstes stammten (BROSIN, 2001).

Für Bruns gehörten ozeanographische Untersuchungen in den Küstengewässern und in der Ostsee unabdingbar zu den Aufgaben eines hydrographischen Dienstes. Von Anbeginn an war klar, daß ohne Schiffe keine Erfüllung der gestellten Aufgaben möglich war. Neben der Indienststellung mehrerer kleiner Boote und Kutter als erste Vermessungsschiffe Ende der 40er Jahre bemühte man sich auch um ein größeres seetüchtiges Schiff. Der schon von der Generaldirektion Schifffahrt betriebene Umbau eines Vorkriegsloggers zum Vermessungsschiff und Tonnenleger verzögerte sich jedoch wegen fehlender Werftkapazität und wegen der zeitbedingten Beschaffungsprobleme immer weiter.

Die Bemühungen um ein größeres Schiff für den SHD fielen zusammen mit der Beschaffung von Hilfsschiffen für die im Aufbau befindliche Seepolizei. Dabei lag es nahe, auf Fischereifahrzeuge zurückzugreifen, die in größeren Stückzahlen zur Erfüllung der sowjetischen Reparationsforderungen auf Werften in der DDR gebaut wurden (STROBEL ET AL. 1985). An diesem Bauprogramm war auch die Roßlauer Schiffswerft beteiligt. Von 1949 bis 1952 entstanden dort insgesamt 45 Logger in traditioneller genieteter Bauweise. Davon erhielt das neu gegründete Fischkombinat Rostock zwischen August und Dezember 1950 als Grundstock einer volkseigenen Loggerflotte 5 Schiffe. Außerdem wurden zwischen Juni 1951 und September 1952 insgesamt 4 Logger als Hilfsschiffe für die damalige Seepolizei gebaut. Die laufenden Nummern dieser für die Seepolizei bestimmten Schiffe (233 - 236) ordneten sich in die Nummernfolge der als Reparationsleistung für die Sowjetunion gebauten Logger ein (STROBEL, 1988). In den Baulisten der Werft wird als Auftraggeber für das unter der Werftbaunummer 2528 geführte Vermessungsschiff der VEB Verkehr in Berlin-Niederschöneweide genannt. Dort befand sich der Sitz der Generaldirektion Schifffahrt, zu deren Aufgaben auch die Auslösung von Reparationsaufträgen gehörte. Es ist daher davon auszugehen, daß die für die Seepolizei bestimmten Schiffe aus dem Reparationskontingent für die Sowjetunion abgezweigt wurden. (Zum gleichen Schluß kommt auch RÖSEBERG, 2002 in seiner ausführlichen Übersicht über die Schiffe des SHD).

Der erste für die Seepolizei bestimmten Logger lief am 4.6.1951 in Roßlau vom Stapel, wurde dann elbeabwärts durch den Nord-Ostsee-Kanal zur Peenewerft Wolgast überführt und erhielt dort seine Endausrüstung. Nach der Probefahrt am 16./17.10.1951 wurde das Schiff als Vermessungsschiff "Joh. L. Krüger" an den Seehydrographischen Dienst übergeben. Offensichtlich war es Bruns auf Grund seiner guten Verbindungen zur Leitung der Hauptverwaltung Seepolizei und zu den dort und beim SHD tätigen sowjetischen Kontrolloffizieren gelungen, die Wichtigkeit eines Forschungs- und Vermessungsschiffes deutlich zu machen und damit das erste Schiff für den von ihm geleiteten SHD zu erhalten. Entsprechend dem vorgesehenen Einsatz erhielt das Schiff seinen Namen nach dem Begründer der modernen Erdmessung, dem Geodäten Johannes Heinrich Louis Krüger (1857 - 1923).

Die Roßlauer Nietlogger hatten eine Länge von 38,5 m, eine Vermessung von 255 BRT und erreichten mit ihrem 300 PS-Dieselmotor eine Geschwindigkeit von 9 Knoten. Ursprünglich waren sie für 23 Personen Besatzung ausgelegt. Für den Einsatz als Vermessungsschiff waren 18 Personen Stammbesatzung und 11 Personen Vermessungspersonal vorgesehen. Den damaligen Möglichkeiten entsprechend beschränkten sich beim Bau des Schiffes die Unterschiede zu den Serienschiffen auf ein Minimum. Anstelle des ursprünglichen Fischraumes waren mittschiffs weitere Kammern, die für die Vermessungsarbeiten benötigte Zeichensaal und ein Fotolabor angeordnet. Ein kleiner Meßraum befand sich im Deckshaus. Zum Aussetzen der beiden an Deck mitgeführten Vermessungsboote diente ein Ladebaum mit 3 Mp Tragfähigkeit. Für das Auslegen von Meßgeräten waren vier Handwinden vorhanden. In Unterlagen des Instituts für Meereskunde wurde ein Anschaffungspreis von 1,250 Millionen Mark genannt (IfM, 1962). Größere Umbauten erfolgten erstmals in der ersten Hälfte des Jahres 1956, als die Aufstellung von Winden für neu entwickelte Meßgeräte vorbereitet wurde und man einen weiteren Laborraum einrichtete. Mit der Abrüstung der Vermessungsboote verbesserten sich auch die bis dahin sehr beengten Arbeitsmöglichkeiten an Deck.

2. Die "Joh. L. Krüger" im Dienste des SHD

Nach einigen kurzen Einsätzen im Seezeichendienst erfolgte vom 27.12.1951 - 6.1.1952 die erste ozeanographische Expedition. Bei dieser Reise stand das Schiff unter dem Kommando von Kapitän Benitz. Er führte die "Joh. L. Krüger" während des ersten Jahres. Die wissenschaftliche Fahrtleitung hatte die von der Abteilung Meereskunde des SHD aus dem Schuldienst übernommene Chemikerin Dr. Erna Hein, die 1942 am Institut für Meereskunde Berlin promoviert hatte. Die Expedition führte von der Wismarer Bucht bis in die Gewässer um Rügen und erbrachte einen Hinweis auf den größten bis dahin beobachteten Salzwassereinbruch in die Ostsee. So hieß es in dem ersten Fahrtbericht bei der Beschreibung der hydrographischen Situation in 40 m Wassertiefe an der damaligen Tonne 7 der Nordansteuerung Saßnitz: "...darunter lagert sehr salzreiches Bodenwasser mit einem Salzgehalt von 24‰ und einer Temperatur von 7 °C. Der Salzgehalt ist der höchste, der während der Fahrt überhaupt angetroffen wurde und ruft den Eindruck hervor, als ob dieses Kattegatwasser erst kurze Zeit vor der Untersuchung über die Darßer Schwelle bis hierher vorgedrungen ist..." (FRANCKE ET AL., 1978). Damit wurde die spätere Tradition des Schiffes begründet, bei allen merklichen Veränderungen der Umweltbedingungen in der Ostsee für Untersuchungen zur Stelle zu sein.

Die ozeanographischen Untersuchungen bildeten den Einsatzschwerpunkt der "Joh. L. Krüger" trotz der hohen Priorität von Seevermessung und Arbeiten zur Fahrwassermarkierung. Für Vermessungs- und Tonnenlegearbeiten wurde das Schiff meist nur auf kürzeren Reisen genutzt, die sich vor allem zwischen 1955 und 1957 häuften. Außerdem erfolgte gelegentlich eine Nutzung der "Krüger" für Sonderaufgaben der Seestreitkräfte, die auch den Einsatz als Aufklärungsschiff einschlossen. Bei den ozeanographischen Arbeiten soll an dieser Stelle erwähnt werden, daß bereits im März 1953 gemeinsam mit dem SHD-Vermessungsschiff "K. F. Gauss" in der westlichen Ostsee ein erster Versuch synoptischer ozeanographischer Messungen erfolgte. Im Mai 1955 erweiterte man die Untersuchungen als Vorläufer der späteren international abgestimmten Terminfahrten bis in die Gotlandsee und im November 1955 bis zum Finnischen Meerbusen. Im März 1959 wurden erstmals mit Messungen im Kattegat und Skagerrak auch die Übergangsgewässer zur Nordsee in das Untersuchungsprogramm einbezogen. Ergebnisse der Expeditionsarbeiten wurden u.a. von HELM, 1968, WOLF, 1961 und 1972 diskutiert.

Auf Kapitän Benitz folgte von November 1952 bis Juli 1958 Kapitän Werneburg. Sein Nachfolger wurde Günter Harms, der die "Krüger" und spätere "Penck" über 23 Jahre bis zum Sommer 1981 führte. Unter seinem Kommando bildete sich auf dem Schiff eine zuverlässige Stammbesatzung, die mit den speziellen Arbeiten an Bord eines Forschungsschiffes bestens vertraut war. Sein Nachfolger Otfried Albrecht, der bereits seit 1970 an Bord tätig war, führt die "Penck" noch heute und setzt zusammen mit weiteren langjährig auf dem Schiff eingesetzten Seeleuten die Tradition fort.

3. Veränderungen nach der Übernahme durch die Akademie der Wissenschaften

Aus der Übernahme des Instituts für Meereskunde und seiner Forschungsschiffe durch die Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin (DAW) zum 1.1.1960 resultierten neue Bedingungen und Möglichkeiten für den Schiffseinsatz. Für die Akademie der

Wissenschaften ergab sich die für dieses Gremium ungewohnte Aufgabe, als Reeder zu fungieren. Da die vom SHD übernommenen Forschungsschiffe unter ihren bisherigen Namen im Ostseeraum als Schiffe der Seestreitkräfte bekannt waren, traten beim Anlaufen dänischer und schwedischer Häfen wiederholt Schwierigkeiten mit den Hafenbehörden auf, die beispielsweise zu Landgangsverboten für das wissenschaftliche Personal oder sogar zur Ausweisung aus den Häfen führten. Das war der Anlaß für die Umbenennung der Forschungsschiffe. Die Vorschläge hierzu kamen von Bruns. Er hatte ursprünglich den Namen des Kieler Ozeanographen Otto Krümmel (1854 - 1912) für die "Krüger" und den Namen des Geographen Albrecht Penck (1858 - 1945) als früherem Direktor des Instituts für Meereskunde in Berlin für das zweite Forschungsschiff "Magnetologe" vorgeschlagen. Wegen der langjährigen Mitgliedschaft von Penck in der Preußischen Akademie der Wissenschaften entschied jedoch das Präsidium der Akademie im Juni 1961, die "Joh. L. Krüger" als das größere der beiden übernommenen Schiffe in "Prof. Penck" umzubenennen. 1963 wurde der Namen in "Professor Albrecht Penck" geändert.



Abb. 1: Das Forschungsschiff "Professor Albrecht Penck" beim Auslaufen aus dem Fischereihafen Rostock-Marienehe, Mitte der 80er Jahre (Archiv Institut für Ostseeforschung Rostock).

Da viele einschränkende Vorschriften der Seestreitkräfte entfielen, konnten die Forschungsschiffe des Instituts für Meereskunde sowohl von der Akademieleitung als auch vom Institut zur Kontaktaufnahme mit ausländischen Instituten genutzt werden. Außerdem wurden häufig Expeditionen der Forschungsschiffe unter weitgehender Ausnutzung aller Möglichkeiten mit Tagungsbesuchen auch in nichtsozialistischen Staaten verbunden. Diese Praxis wurde trotz aller Paß- und Devisenprobleme bis zum Ende der DDR aufrecht erhalten.

Nach der Übernahme in die DAW erfolgte nach längerem Bemühen von November 1962 bis zum September 1963 auf der Volkswerft Stralsund die völlige Rekonstruktion des Schiffes. Der Kostenaufwand betrug 1,5 Millionen Mark. Dabei wurden die Erfahrungen aus den ersten zehn Betriebsjahren berücksichtigt. Der Umbau umfaßte neben einer neuen Hauptmaschine, verbesserten Unterkünften und neuen Navigationsanlagen auch neue Winden zum Auslegen der Meßgeräte und eine wesentliche Vergrößerung der Laborfläche. Auch in der Folgezeit bemühte sich das Institut für Meereskunde, das Schiff durch größere Umbauten an die wachsenden Anforderungen anzupassen. Ein mehrfach geplanter Ersatzbau mit vergleichbar günstigen Betriebsparametern wie Kraftstoffverbrauch, Seetüchtigkeit und Manövrierverhalten aus dem Bauprogramm der DDR-Werften stand nicht zur Verfügung. Außerdem befand sich das Unterwasserschiff des ehemaligen Nietloggers noch immer in einem ausgezeichneten Zustand.

So paßte man die "Penck" mit einer in zwei Abschnitten von der Neptunwerft Rostock durchgeführten Modernisierung 1974 und 1975 den geänderten Anforderungen an (Abb. 1). Das Schiff erhielt eine Leichtmetallback, das Ruder wurde vergrößert, und die Arbeits- und Wohnräume konnten moderner ausgestaltet werden. Die Schiffsbetriebsanlagen wie Funkanlage und Stromversorgung wurden zeitgerecht erneuert. Außerdem änderte sich die Windenbestückung. Allerdings gestaltete sich mit den zunehmenden wirtschaftlichen Problemen in der DDR trotz vorhandener finanzieller Mittel die Beschaffung der notwendigen Werftkapazität immer schwieriger, da die nicht-produktiven Forschungsschiffe nur eine geringe Priorität erhielten. Daran änderte auch ein spezieller Ministerratsbeschluß vom Dezember 1985 "zur Erhöhung der Leistungsfähigkeit des Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR durch Rekonstruktion und Modernisierung des Forschungsschiffes "Professor Albrecht Penck" nichts. (Leitenden Mitarbeitern des Instituts wurde seinerzeit bei einer Rücksprache im zuständigen Ministerium für Schwermaschinenbau sogar bedeutet, daß heute fast jeder einen Ministerratsbeschluß habe).

So konnte eine weitere seit langem geplante Rekonstruktion erst im Sommer 1990 in der Peenewerft Wolgast realisiert werden. Die letzte größere Erweiterung der Auslege- und Meßtechnik an Bord erfolgte schließlich im Sommer 1994 in der Volkswerft Stralsund mit Finanzierung durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie. Ein moderner Hydraulikkran kann einerseits als Ladekran und andererseits zum Schleppen von Geräten eingesetzt werden. Eine neue Doppeltrommelwinde ermöglicht einen wesentlich besseren Einsatz als die bisher gefahrene Serienwinde. Die Laborräume wurden umgebaut und vergrößert sowie die Computertechnik modernisiert. Außerdem wurde ein Datenerfassungs- und -verteilungssystem eingebaut. Die Stammbesatzung umfaßt 10 Personen, das wissenschaftliche Personal bis zu 11 Personen.

4. Forschungsfahrten der "Professor Albrecht Penck"

Anfang der 60er Jahre unternahm die "Professor Albrecht Penck" neben der Weiterführung der ozeanographischen Arbeiten in der Ostsee zwei Expeditionen in entferntere Seegebiete. Im Sommer 1962 beförderte das Schiff die Deutsche Spitzbergen-Expedition 1962 mit dem gesamten Expeditionspersonal und Ausrüstung nach Spitzbergen und zurück. Die Fahrten erfolgten vor dem Umbau und mit noch unzulänglichen nautischen Hilfsmitteln. Dabei traf man vor der Inselgruppe ungewöhnlich schwere Eisverhältnisse an, die eine Änderung der ursprünglichen Planungen erforderten.

Von April bis Juli 1964 arbeiteten Wissenschaftler aus dem Institut für Meereskunde, dem Institut für Hochseefischerei und Fischverarbeitung Rostock-Marienehe und der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald mit der "Penck" im Golf von Guinea. Der Einsatz in den Tropen auf einem vergleichsweise kleinen Schiff ohne Klimaanlage und mit nur begrenztem Trinkwasservorrat stellte an die insgesamt 30 Personen an Bord sehr hohe Anforderungen. Trotz widriger Umstände konnte das vorgesehene Expeditionsprogramm erfüllt werden. Das wichtigste, auch international stark beachtete Ergebnis war der Nachweis der seinerzeit angezweifelten Ausdehnung des Äquatorialen Unterstroms bis in den Golf von Guinea (SCHEMAINDA ET AL., 1964). Eine ebenfalls unter Beteiligung des Instituts für Hochseefischerei und Fischverarbeitung geplante zweite Expedition der "Penck" in diese Gewässer konnte nicht mehr realisiert werden, u.a. weil der Medizinische Dienst des Verkehrswesens dem erneuten Tropeneinsatz des nichtklimatisierten Schiffes nicht mehr zustimmte.

Nachdem im Mai 1962 eine erste Reise zur Geräteerprobung in die Nordsee führte, unternahm das Schiff von 1965 bis 1969 eine Reihe von Nordsee-Expeditionen. Im Fischereigebiet der "Ostkante" vor der norwegischen Küste wurden ozeanographische Untersuchungen für die Hochseefischerei der DDR ausgeführt (FRANCK ET AL., 1972). Weitere Expeditionen in die Nordsee im Juli 1967 und Juni 1969 dienten meeresgeologischen Untersuchungen. Mehrfach steuerte die "Penck" auch den Golf von Biskaya an, um in dem nächstgelegenen Tiefwassergebiet neuentwickelte Geräte und Ausrüstungen zu erproben und zu testen.

Nach der Übernahme des größeren Forschungsschiffes "A. v. Humboldt" durch das Institut für Meereskunde im Mai 1970 konzentrierte sich der Einsatz der "Professor Albrecht Penck" fast ausschließlich auf die Ostsee. Eine wichtige Aufgabe, die bis in die Gegenwart wahrgenommen wird, war die Fortführung des Terminfahrtprogramms, d.h. die Bestimmung ausgewählter physikalischer, chemischer und biologischer sowie später auch sedimentologischer Parameter auf größtenteils international vereinbarten Positionen zu jeweils gleichen Terminen (FRANCKE und REICHEL, 1983). Derartige Untersuchungen sind auch eine Grundlage für das Überwachungsprogramm der Helsinki-Kommission zum Schutze der Meeresumwelt der Ostsee (HELCOM). Die früher bis zu fünfmal jährlich von der "Penck" ausgeführten Monitoring-Fahrten lieferten Beiträge zur Erforschung des Wasseraustauschs zwischen den Tiefenbecken der Ostsee und dienten der Einschätzung jahreszeitlicher und zwischenjährlicher Veränderungen (z.B. MATTHÄUS, 1979; MATTHÄUS ET AL., 1996; NEHRING, 1990; NEHRING und MATTHÄUS, 1990, 1991). Die Ergebnisse des Ostsee-Monitoring-Programms sind ebenfalls eine wesentliche Grundlage für die periodischen Zustandseinschätzungen der Ostsee durch die HELCOM (z.B. HELCOM, 1996).

In erheblichem Umfang wurde die "Professor Albrecht Penck" ab 1961 für meeresgeologische Arbeiten genutzt. Im Rahmen langfristiger Programme erfolgte die sedimentologische und später auch petrophysikalische Kartierung des Meeresbodens der westlichen Ostsee, ergänzt durch paläogeographische und umweltorientierte Studien (z.B. KOLP, 1965, 1966, 1969, 1976; LANGE und SCHMEDEMANN, 1985; BRÜGMANN und LANGE, 1990). Die meeresgeologischen Expeditionen stellten besonders hohe Anforderungen an die Genauigkeit der Ortsbestimmungen und waren häufig mit dem Einsatz schwerer Gerätetechnik zur Probengewinnung und mit Taucherabstiegen verbunden.

Neben den vorstehenden Aufgabenstellungen wurde die "Penck" im Rahmen ihrer alljährlichen 200 - 260 Einsatztage bei einer Vielzahl spezieller Programme eingesetzt. Die Meßfahrten dienten sowohl der Untersuchung physikalischer Fragestellungen als auch der Verfolgung biologischer Prozesse in der Ostsee und der Erforschung chemischer Umweltfaktoren. Aus der Vielzahl der wissenschaftlichen Programme sollen hier nur einige Beispiele angeführt werden wie experimentelle Untersuchungen zur turbulenten Diffusion im Meer (VOIGT, 1972), meeresoptische Untersuchungen (GOHS, 1974), mehrjährige Untersuchungen zum Wasseraustausch über die Darsser Schwelle (MATTHÄUS ET AL., 1982; LASS ET AL., 1987) oder Arbeiten zu Zirkulationsprozessen in der westlichen Ostsee (FENNEL und STURM, 1992). Andere Expeditionen mit der "Penck" galten von 1974 bis 1980 und 1985 der Verteilung von Spurenelementen im Meer und der Erforschung mariner Schadstoffe (BRÜGMANN ET AL., 1991). Sehr aufwändig gestaltete sich die Untersuchung von Stoffkreisläufen mittels ökologischer Experimente (SCHULZ ET AL., 1984). Erwähnt werden soll auch der Einsatz des Schiffes bei jeweils ein- bis zweiwöchigen Ausbildungsfahrten für Studierende der Universität Rostock in den Jahren 1975 bis 1983. In den Folgejahren verhinderten die einschränkenden Ausreiseregeln der DDR die Weiterführung. Erst nach der Wiedervereinigung konnten die Seepraktika fortgesetzt werden.

Die Arbeiten erfolgten sowohl auf teilweise sehr engabständigen Meßstationen, was in stark befahrenen Seegebieten sehr große Anforderungen an die Schiffsführung stellte, im synchronen Zusammenwirken mit anderen Forschungsschiffen und in Einzelfällen auch mit einem Hubschrauber oder Flugzeugen oder auch auf bis zu dreiwöchigen Dauerstationen. Bei allen diesen Arbeiten bewährte sich die gute Zusammenarbeit zwischen der erfahrenen Stammbesatzung und dem jeweiligen wissenschaftlichen Personal, und die "Penck" erwies sich immer wieder als sehr flexibel einsetzbares Forschungsschiff.

5. Die "Penck" im Spannungsfeld zwischen internationaler Kooperation und Konfrontation

Kennzeichnend für die ozeanographischen Untersuchungen ist ein hohes Maß an internationaler Zusammenarbeit. So waren seit dem Sommer 1968 wiederholt Wissenschaftler aus den damaligen sozialistischen Staaten und später auch aus anderen Ländern an Untersuchungen auf der "Penck" beteiligt. Unmittelbar nach der Rückkehr aus dem Atlantik lief das Schiff zur Teilnahme an der Internationalen Synoptischen Aufnahme der Ostsee im August 1964 aus. Mit der Teilnahme an diesem internationalen Unternehmen wurde eine weitere Tradition der "Penck" begründet, die aktive Mitwirkung bei nahezu allen internationalen Programmen im Ostseeraum. Das galt sowohl für das Internationale Ostseejahr (IBY) 1969/70, das Ostsee-Experiment BOSEX im September 1977 oder die Untersuchungen zur räumlichen Variabilität PEX im April/Mai 1986.

Im Rahmen von BOSEX kam es erstmals zum direkten arbeitsteiligen Zusammenwirken mit dem Kieler Forschungsschiff "Poseidon", was unter den damaligen politischen Bedingungen durchaus nicht selbstverständlich war. Nachdem die direkte Zusammenarbeit mit Forschungsschiffen aus Polen und der Sowjetunion bereits seit Anfang der 70er Jahre praktiziert wurde, ergaben sich ab Ende der 70er Jahre vor allem im Rahmen von HELCOM-Aktivitäten Möglichkeiten zum Austausch von Expeditionsteilnehmern, Ausrüstungen und Proben zwischen der "Penck" und skandinavischen Forschungsschiffen.

Ein Großteil der Expeditionen mit der "Penck" erfolgte in der Ostsee zu einer Zeit, in der sich dort die Seestreitkräfte der NATO und des Warschauer Pakts gegenüber standen. Das gegenseitige Mißtrauen erstreckte sich auch auf die Tätigkeit von Forschungsschiffen. So blieb es nicht aus, daß Fahrten der "Penck" aufmerksam von Aufklärungsschiffen, Flugzeugen und Hubschraubern der Bundesrepublik Deutschland, Dänemarks, Schwedens und auch der Sowjetunion verfolgt wurden. Dabei wurde die "Penck" so häufig fotografiert, so daß man an Bord spaßender Weise meinte, daß die auswertenden Stellen einen guten Überblick über die personellen Veränderungen im Institut für Meereskunde haben müßten. Besonders spannend gestalteten sich ozeanographische Untersuchungen in der Lübecker Bucht, die immer vorher beim Kommando der Grenzbrigade Küste angemeldet werden mußten und dann vom Bundesgrenzschutz und von der Grenzbrigade Küste aus nächster Nähe beobachtet wurden. Für ozeanographische Messungen im Landsorttief wurde die auf diplomatischem Wege beantragte Genehmigung für die Arbeiten an dieser internationalen Terminfahrtstation von Schweden in der Regel erteilt, wenn auch zumeist sehr kurzfristig und mit sehr knappen Zeitvorgaben. Beim Eintreffen der "Penck" auf der Position lag dort häufig bereits ein schwedisches Wachboot und verfolgte die Untersuchungen.

6. Im Einsatz für das Institut für Ostseeforschung

Aus den politischen Veränderungen im Prozeß der Wiedervereinigung Deutschlands, der Auflösung der Akademie der Wissenschaften der DDR, der Schließung des Instituts für Meereskunde Warnemünde zum 31.12.1991 und der Gründung des Instituts für Ostseeforschung an der Universität Rostock (IOW) folgten auch neue Bedingungen für den weiteren Einsatz der "Professor Albrecht Penck". Zu den vielfältigen organisatorischen und finanziellen Problemen der Übergangszeit gehörte die künftige Bereederung der Forschungsschiffe des Instituts für Meereskunde. Als Zwischenlösung fungierte das Kultusministerium von Mecklenburg-Vorpommern als Reeder. Seit dem 1.7.1992 werden die Schiffe privatwirtschaftlich für das Land von der Baltic Marine Services GmbH (BMS) Rostock bereedert. Die Zuwendungsgeber des Instituts für Ostseeforschung finanzieren jährlich jeweils etwa 210 Einsatztage für die beiden übernommenen Forschungsschiffe. Neben den bereits erwähnten Modernisierungen des Schiffes konnte auch die von Bord aus eingesetzte Geräte- und Meßtechnik in großem Umfang modernisiert und erweitert werden.

Nach wie vor wird die "Penck" regelmäßig für das Ostsee-Monitoring genutzt. Daneben wird das Schiff bei zahlreichen Verbundprojekten eingesetzt. So bildeten interdisziplinäre Untersuchungen zu Transport- und Stoffumsatzprozessen in der Pommerschen Bucht einen Einsatzschwerpunkt der "Penck" mit zahlreichen Expeditionen von 1992 - 1999 (z.B. v. Bodungen et al., 1995). In diesem Rahmen erfolgte im Sommer 1997 auch ein gezielter Einsatz zur Verfolgung der Auswirkungen des Oderhochwassers, bei denen die Schiffsmessungen operativ anhand von aktuellen Satellitendaten gesteuert werden konnten (HEINRICH und KRZYMINSKI, 1998). Wiederholte Forschungsfahrten unternahm die "Penck" von 1996 - 1998 zu den Schwerpunkten der vom IOW koordinierten internationalen und interdisziplinären Ostsee-Systemstudien BASYS. Weitergeführt wurden die Forschungsarbeiten zur Untersuchung des Wasseraustauschs zwischen Nord- und Ostsee und von Ausbreitungs- und Vermischungsprozessen im Arkonabecken. Zahlreiche Expeditionen dienten der Bearbeitung geochemi-

scher Fragestellungen und der Dynamik natürlicher und anthropogener Sedimentationsprozesse (z.B. HARFF ET AL., 1995; LEMKE, 1998).

Im Juni 2001 konnte das 50jährige Dienstjubiläum der "Professor Albrecht Penck" gefeiert werden. Auch wenn es inzwischen Überlegungen für einen möglichen Nachfolger gibt, so wird das Schiff in den kommenden Jahren weiterhin zuverlässig seine Aufgaben im Dienste der Meeresforschung erfüllen.

Literatur

Anmerkung: Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der mit der "Professor Albrecht Penck" ausgeführten Forschungsfahrten wurde in einer Vielzahl von in- und ausländischen Veröffentlichungen berichtet. An dieser Stelle können daher nur einige ausgewählte zusammenfassende Publikationen zitiert werden.

- V.BODUNGEN, B., M. GRAEVE, J. KUBE, H.U. LASS, B. MEYER-HARMS, N. MUMM, K. NAGEL, F. POLLEHNE, M. POWILLEIT, V. RECKERMANN, H. SIEGEL und D. WODARG: Stoff- Flüsse am Grenzfluß. *Geowissenschaften*, 13 (1995), 12, 479 - 485.
- BROSIN, H.J.: Zur Geschichte der Meeresforschung in der DDR. *Meereswiss. Berichte*, 17 (1996), 212 S..
- BROSIN, H.J.: Erich Bruns und das Institut für Meereskunde Warnemünde. *Historisch-Meereskundl. Jahrbuch*, 8 (2001), 71 - 82.
- BRÜGMANN, L., H. GAUL, K.H. ROHDE und U. ZIEBARTH: Regional distribution and temporal trends of some contaminants in the water of the Baltic Sea. *Dt. Hydrogr. Z.*, 44 (1991), 4, 159 - 184.
- BRÜGMANN, L., D. LANGE: Metal distribution in sediments of the Baltic Sea. *Limnologica*, 20 (1990), 15 - 28.
- FENNEL W., M. STURM: Dynamics of the western Baltic. *J. mar. Syst.*, 3 (1992), 183 - 205.
- FRANCK, H., D. NEHRING und S. SCHULZ: Ozeanologische Untersuchungen der DDR in der nördlichen Nordsee in den Jahren 1965 bis 1969. *Geodät. Geophys. Veröff.*, Reihe IV, 8 (1972), 81 S..
- FRANCKE, E., E. BENGELSDORFF und H.J. BROSIN: Forschungsschiff "Professor Albrecht Penck". *Seewirtschaft*, 10 (1978), 10, 510 - 513.
- FRANCKE, E., U. REICHEL: Historische Entwicklung und aktuelle Bedeutung des Osteel-Observatoriumsprogramms. *Beitr. Meereskunde*, 56 (1983), 27 - 49.
- GOHS, L.: Untersuchung der Lichtextinktion an suspendierten Teichen. *Beitr. Meereskunde*, 33 (1974), 5 - 44.
- HARFF, J., W. LEMKE, F. TAUBER und E.M. EMELYANOV: Geologische Kartierung der Ostsee. *Geowissenschaften*, 13 (1995), 11, 442 - 447.
- HEINRICH, H., W. KRZYMINSKI (editors): Special issue in the HELCOM Scientific Workshop on the effects of the 1997 flood of the Odra and Vistula rivers 12 - 14 January 1998 in Hamburg. *Dt. Hydrogr. Z.*, 50 (1998), 2/3, 295 pp..
- HELCOM: Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989 - 1993. Executive summary and background document. *Baltic Sea Environment Proceedings*, 64 A (1996), 25 pp.; 64 B (1996), 252 pp..
- HELM, R.: Zum Problem der Strömungen im Fehmarnbelt. *Beitr. Meereskunde*, 29 (1968), 25 - 40.
- HUPFER, P.: Ein ozeanographischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10. - 13. Juli 1957. *Beitr. Meereskunde*, 2 (1962), 60 - 86.
- IfM: Volkswirtschaftliche Begründung für den Neubau eines Institutsgebäudes und wissenschaftliche Aufgabenstellungen. Institut für Meereskunde Warnemünde, 1962, 20 S..

- KOLP, O. (Hrsg.): Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ostsee. I. Mecklenburger Bucht und Darßer Schwelle. Beitr. Meereskunde, 12 - 14 (1965), 156 S..
- KOLP, O. (Hrsg.): Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ostsee. II. Sedimente, Farbsandversuche, Meßverfahren. Beitr. Meereskunde, 17 - 18 (1966), 126 S..
- KOLP, O. (Hrsg.): Meeresgrund - und Küstenforschung im Bereich der Ostsee. III. Sediment und Benthos. Beitr. Meereskunde, 24 - 25 (1969), 191 S..
- KOLP, O. (Hrsg.): Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ostsee. IV. Stechrohrproben, submarine Uferterrassen, Eustatik, Isostasie. Beitr. Meereskunde, 35 (1976), 125 S..
- LANGE, D., K. SCHMEDEMANN: Karte der Sedimentbedeckung in der Mecklenburger Bucht. Seehydrographischer Dienst Rostock, SHD 13130 - ES (1985).
- LASS, H.U., R. SCHWABE, W. MATTHÄUS und E. FRANCKE: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. Beitr. Meereskunde, 56 (1987), 27 - 49.
- LEMKE, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. Meereswiss. Berichte, 31 (1998), 156 S..
- MATTHÄUS, W.: Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde, 42 (1979), 41 - 93.
- MATTHÄUS, W., E. FRANCKE, H.U. LASS und R. SCHWABE: Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle. Beitr. Meereskunde, 47 (1982), 31 - 50.
- MATTHÄUS, W., D. NEHRING und S. SCHULZ: Trends in der zentralen Ostsee (Arkona-, Bornholm- und Gotlandsee). In: Lozan, J.L., R. Lampe, W. Matthäus, E. Rachor, H. Rumohr und H. v. Westernhagen, H. (Hrsg.): Warnsignale aus der Ostsee, Parey Buchverlag, Berlin 1996, 266 - 273.
- NEHRING, D.: Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee von 1979 bis 1988 - ein Vergleich. Meereswiss. Berichte, 2 (1990), 2 - 45.
- NEHRING D., W. MATTHÄUS: Aktuelle Trends hydrographischer und chemischer Parameter in der Ostsee, 1958 - 1989. Meereswiss. Berichte, 2 (1990), 46 - 79.
- NEHRING D., W. MATTHÄUS: Current trends in hydrographic and chemical parameters and eutrophication in the Baltic Sea. Int. Revue ges. Hydrobiol. 76 (1991), 297 - 316.
- RÖSEBERG, M.: Schiffe und Boote der Volksmarine der DDR. Ingo Koch Verlag, Rostock 2002, 218 - 283.
- SCHEMAINDA, R., M. STURM und K. VOIGT: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen im Bereich des äquatorialen Unterstroms im Golf von Guinea mit M.S. "Professor Albrecht Penck" in der Zeit von April - Juli 1964. Beitr. Meereskunde, 15 (1964), 5 - 13.
- SCHRÖDER, K.: Forschungsschiff "Professor Albrecht Penck" - 35 Jahre im Dienste der Meeresforschung. Geodät. Geophys. Veröff., Reihe IV, 43 (1988), 21 S., 4 Anl..
- SCHULZ, S., G. BREUEL, A. IRMISCH, H. SIEGEL und V. KELL: Results of ecological investigations during the spring bloom in the Arkona Sea. Ophelia, Suppl. 3 (1984), 213 - 227.
- STROBEL, D.: Das Loggerbauprogramm - ein Kapitel DDR-Geschichte. Marinekalender der DDR 1989, Militärverlag Berlin 1988, 8 - 19.
- STROBEL, D., R. KRAMER und W. KRAMER: Schiffbau im Zeichen des Potsdamer Abkommens. Seewirtschaft, 17 (1985), 5, 217 - 224.
- VOIGT, K. (Hrsg.): Theoretische und praktische Arbeiten zur Untersuchung der Ausbreitung von Beimengungen im Meer. Beitr. Meereskunde, 30/31 (1972), 195 S..
- WOLF, G.: Über die hydrologischen Verhältnisse in der westlichen Ostsee im November 1953. Beitr. Meereskunde, 1 (1961), 39 - 47.
- WOLF G.: Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. Beitr. Meereskunde, 29 (1972), 67 - 7.

Baroclinic Rossby waves in the northeast Atlantic Ocean?

E. Hagen

Institute für Ostseeforschung Warnemünde
Warnemünde, Deutschland

Abstract

Using actual hydrographic data of three extended zonal sections, which cover the upper 1000 dbar layer in the Northeast Atlantic Ocean, observational evidence is presented for resonantly excited, first mode, long, baroclinic Rossby waves. Amplitudes of associated anomalies in the mass field decrease with increasing offshore distance. Associated wavelengths reach several hundred kilometres and decrease with increasing latitude. Due to the Rossby dispersion, detected wave patterns propagate westward. They are somewhat faster in the south than in the north. Obtained results confirm those of analytical and numerical models.

1. Introduction

At present, observational support for the existence of long, baroclinic Rossby waves in the Northeast Atlantic is poor. During the last two decades, there has been some theoretical progress in understanding the nature of these waves. In particular, analytical and numerical models by LIPPERT AND KÄSE (1985), BARNIER (1988), HERRMANN AND KRAUSS (1989), and MCCREARY ET AL. (1992) suggest:

- Such waves start along the continental slope off Northwest Africa.
- Their east-west wave length decreases with increasing latitude.
- Their westward propagation decreases from low to high latitudes.

These properties are investigated using hydrographic data from a survey in the Northeast Atlantic, Fig. 1.

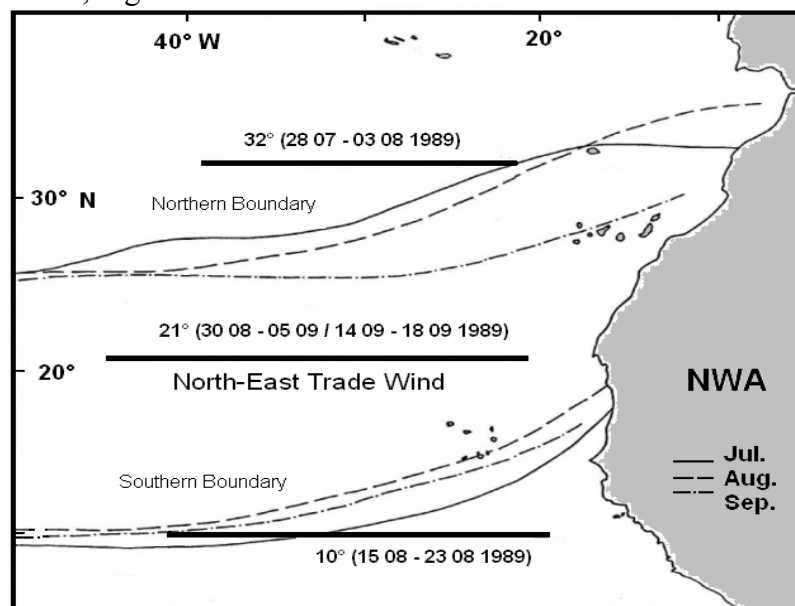


Fig. 1: Location of three zonal sections (bold line) and corresponding periods during 'ATLEX-89' off Northwest Africa (NWA); positions of climatic northern and southern boundaries of the north-east trades are shown for July, August, and September from DHI (1967).

Typical periods in northeast trade winds cause an accumulation of energy for the semi-annual cycle of the subtropics as well as for the seasonal cycle and a quasi three year period at higher latitudes, cf. MICHELCHEN (1989) and HAGEN AND SCHMAGER (1991). If resonantly excited wave types dominate, then resulting periods in changes of the upper mass field should be similar to such forcing cycles and their general properties can be described by free waves.

2. Parameters of free waves

A right-hand Cartesian co-ordinate system (x, y, z) is used. The x-axis is positive to the east, the y-axis aligns to the north, and the z-axis points upward. Assuming that meridional wavelengths drastically exceed zonal wavelengths (λ) the dispersion relationship for free Rossby waves over a flat bottom is considered. Furthermore, any effects of mean ocean currents on the dispersion of Rossby waves are neglected. In this case the period T is determined only by λ , the Rossby radius R, and the constant change of the Coriolis frequency f with the latitude $y(\varphi)$ via $\beta=df/dy=2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$. The dispersion relationship in the frequency-wave-number domain is

$$\omega(k) = -\frac{\beta k}{k^2 + \left(\frac{1}{R}\right)^2}, \text{ (PEDLOSKY, 1979).}$$

The frequency is $\omega=2\pi/T$ and zonal wave-number is $k=2\pi/\lambda$. Thus, the associated phase velocity is $c=\lambda/T=\omega/k$ while the related group velocity reads

$$\frac{d\omega}{dk} = c_g = c + \frac{2\omega^2}{\beta} = c + \frac{8\pi^2}{\beta T^2}.$$

Table 1: Number of stations (No.) at the latitude φ , station spacing $\Delta x = (30 \text{ n.m.}) \times 1.852 \times \cos(\varphi)$ (km), zonally averaged Rossby radius R of the first vertical mode (EMERY ET AL., 1984); critical time T_c , critical wavelength $-\lambda_c$, and resulting radiation speed $-c_c$ for the case of Rossby waves with vanishing group velocity.

$\varphi^\circ \text{ N}$	32	21	10
No.	36	49	43
Δx (km)	47.1	51.9	54.7
R (km)	32.4	47.7	74.8
T_c (d)	224.5	152.5	97.2
$-\lambda_c$ (km)	204	300	470
$-c_c \times 10^2$ (ms^{-1})	1.05	2.28	5.60

It is commonly accepted but not generally proven that energy accumulates under vanishing energy transports, i.e., where the wave group velocity is zero. The resulting cut off period, $T_c=-4\pi/(\beta R)$, is defined as the one where the group velocity vanishes. Consequently, the wavelength of critical Rossby waves is $\lambda_c=2\pi R$ at this period. Using values of Table 1, the dispersion relationship is plotted in Fig.2.

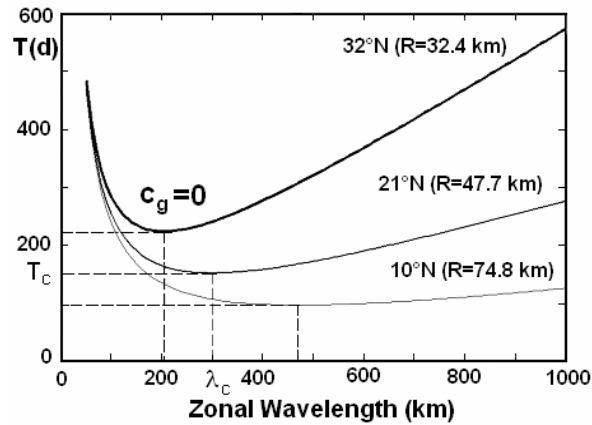


Fig. 2: Dispersion relationship for long, baroclinic Rossby waves at 32°N, 21°N, and 10°N; curves are based on zonally averaged Rossby radii of Table 1; turning points of vanishing group velocity ($c_g=0$) indicate critical wavelengths ($-\lambda_c$) as well as critical periods (T_c) (dashed lines).

For $T > T_c$ and $|\lambda| > |\lambda_c|$, long Rossby waves radiate westward into the open Atlantic (Rossby dispersion) and the trapping scale of R for baroclinic motions is replaced by the distance that these waves travel with the critical phase velocity $-c_c = -\lambda_c/T_c = -\beta R^2/2$. Obviously, $R(\varphi)$ decreases from low to high latitudes due to decreasing stratification within the 1000 dbar top layer and $|c_c|$ decreases, too.

3. Data Base and Processing

Studies within the ATLEX-89 expedition were carried with the research vessel ‘A. v. Humboldt’ on three zonal transects during July- September, 1989. The general station spacing was 30 n.m.. That means processes of smaller spatial scales could not be resolved sufficiently and aliasing could have affected neighbouring vertical profiles of conductivity (C), temperature (T), and pressure/ depth (D) along all three transects. However, there are several reasons to assume that the signal- to- noise ratio is high because the CTD profiles were taken in a region far off coasts and islands and aliasing is not likely to be a serious problem. Measurement techniques are discussed in more detail by HAGEN (1992). The northern section was placed at 32°N between 21.5°W and 39°W, the middle section at 21°N between 21°W and 45°W, and the southern section between 20°W and 41°W at 10°N, Fig.1. The northern transect lies outside of the climatic forcing region of the north-east trade winds. The middle section and the westernmost parts of the southern transect should have been influenced by the trades during the whole campaign. The meridional distance between the sections (11°) was essentially smaller than corresponding wavelengths expected by theoreticians.

All measurements were carried out continuously between the sea surface and the pressure level of 1500 dbar. Temperature records of the CTD probe were controlled by two reversing thermometers at different depths at each station. The resulting rms error was 0.008 K without any statistical correlation with the pressure (P). An analogous procedure was carried out for salinity with the aid of salinometer measurements. Conductivity and pressure were fitted by polynomials of different orders. Their largest rms value corresponds to 0.02 (PSU).

Usually, the projection of pressure values on isopycnal surfaces properly describes the degree of baroclinicity for a given mass field, Fig.3. It becomes evident that most of the associated variability of the mass field is trapped within subsurface layers of several

hundred meters depth. See LOZIER ET AL. (1995) with respect to more details in climatic structures of the mass field.

Using these data sets, we determined the vertical profile of dynamic depths $D(x,z)$. By definition, this quantity describes local anomalies in potential energy of the actual mass field with respect to the standard ocean. Excluding the wind-mixed surface layer with a thickness of about 50 dbar, dynamic depths are selected in steps of 50 dbar down to 1000 dbar. Section mean values $\langle D \rangle(z)$ and corresponding local anomalies were computed by $D'(x,z) = D(x,z) - \langle D \rangle(z)$. Empirical orthogonal functions (EOFs) have been used to decompose the resulting total variance (100%) into a set of $n=1, 2, 3, \dots$ vertical eigenfunctions.

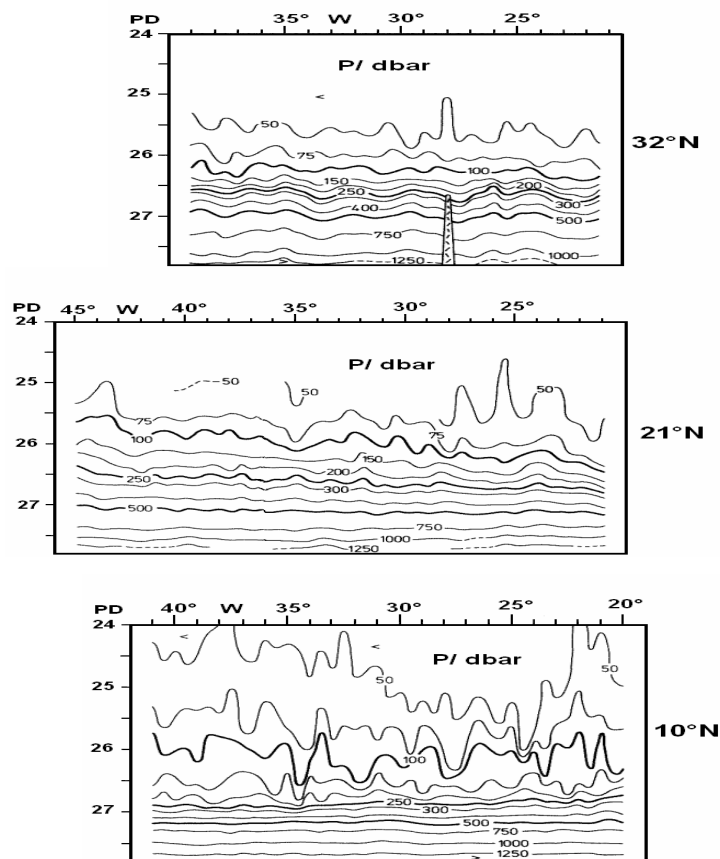


Fig. 3: Pressure values (P) on surfaces of constant potential density ($PD=1000/\text{kg m}^{-3}$ with the reference level at the sea surface) along the three zonal sections shown in Fig. 1

Resulting eigenfunctions of the first empirical mode numbers are plotted in the left hand panel of Fig. 4. The $n=1$ mode contains about 96% of the total variance at 10°N , 93% at 21°N , and 85% at 32°N . This mode sufficiently describes the vertical structure in $D'(x, z)$ within the upper 1000 dbar layer along all three transects. Its zonal variability is confined to the upper 300 dbar layer while its contribution to the total variance increases with decreasing latitude. The right hand panel shows corresponding profiles of the second mode. The latter exhibits the opposite behaviour. Associated contributions reach 14% at 32°N , 6% at 21°N , and 3% at 10°N . Zero values occur at 400 dbar along the northern section and at 300 dbar along the middle section. Further south, at 10°N , the statistical relevance of this mode vanishes. From the statistical point of view, the contribution of the mode $n=2$ is negligible when compared to that of the mode $n=1$.

Thus, only first mode coefficients $C_1(x)$ should be relevant for the description of patterned structures in the 1000m subsurface layer.

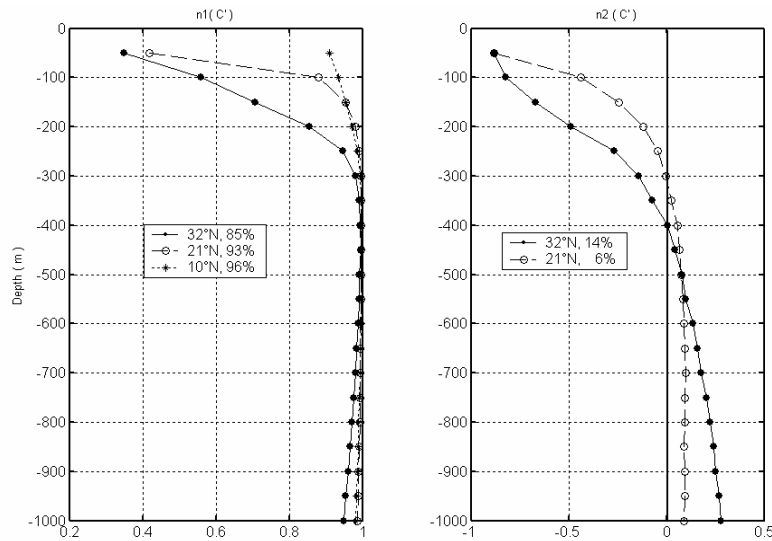


Fig. 4: Eigenfunctions of the first ($C'_1(x)$, left panel) and second empirical mode coefficients ($C'_2(x)$, right panel) for statistically relevant modes within the 1000 m top layer along three sections shown in Fig. 1.; curves have been normalised to their peak values and percentages attribute to the total variance of each section.

Corresponding coefficients vary zonally (along the x-axis). In order to eliminate the influence of the large-scale mass field, occurring zonal slopes $C_{r1}(x) = C_{ra1} + C_{rb1} x$ have been removed. Resulting correlation coefficients are $r = (-0.62 \pm 0.06)$ at 32°N , $r = (-0.91 \pm 0.06)$ at 21°N , and $r = (-0.21 \pm 0.15)$ at 10°N on the significance level of 95%. Resulting anomalies $C'_1(x) = C_1(x) - C_{r1}(x)$ are used for subsequent analyses. After this trend elimination, all series have been z-transformed (mean=0, standard deviation=1) to compare them on the same numerical level.

4. Zonal Structures

The obtained $C'_1(x)$ values are plotted for all three sections in Fig. 5. There is a sine-like modulation in amplitudes at 32°N . This modulation shows comparable amplitudes along 21°N but is clearly weaker along 10°N . Consequently, rhythmic changes in east-west slopes occur both at 32°N and at 21°N whereas a section scale, wave-like structure dominates at 10°N . Associated geostrophic meridional currents $v(x)$ at 50 dbar relative to their unknown amount at 1000 dbar are found to be in the range $(0.07 \leq v \leq 0.12) \text{ ms}^{-1}$ along all three sections. Westward increasing slopes in the $C'_1(x)$ coincide with belts of southward currents while decreasing slopes describe northward currents. Associated current cores coincide with peak values in $dC'_1(x)/dx$ and form long, meridional wave crests.

With respect to a direct estimation of $\lambda(x, \varphi)$ by means of power spectra from the $C'_1(x, \varphi)$, the number of stations is much too small to expect any statistical significance. Therefore, correlation functions $K(x)$ have been used. They were normalised to their variances, Fig. 6. The step of correlation is $x = \tau \Delta x$ for the range $1 \leq \tau \leq m$. Obviously, the first zero point (τ_{01}) is shifted to a larger zonal scale from 32°N to 10°N .

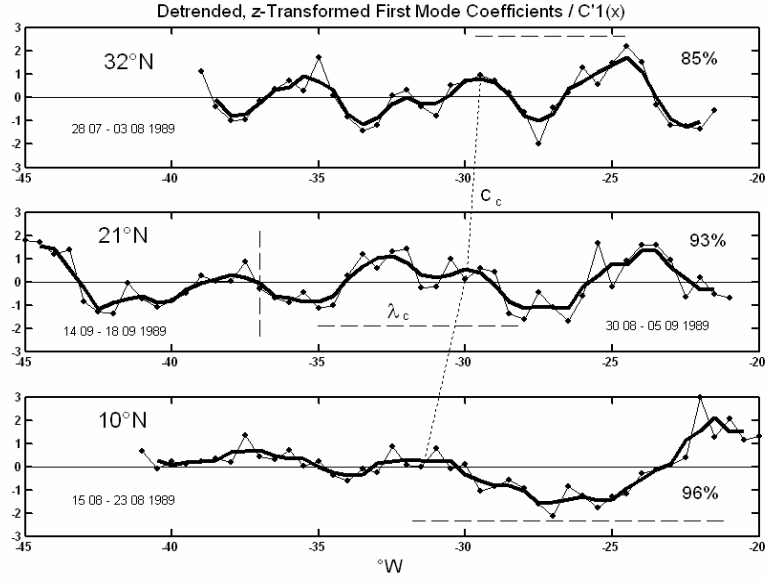


Fig. 5: Zonal structures of detrended and z-transformed first mode EOF coefficients $C'_1(x)$ together with 90 n.m. moving averages (bold line); percentages indicate their contribution to the total variance. Averaged values of the critical zonal wavelength $-\lambda_c$ are shown by dashed lines while dotted lines mark the relative westward propagation $-c_c$ between neighbouring sections.

Typically, such zero values in $K(x)$ provide information about the ‘most energy rich wave’ involved. Following TAUBENHEIM (1969) the statistical uncertainties can be estimated by fitting our empirical $K(x)$ by an analytical $K^*(x)$.

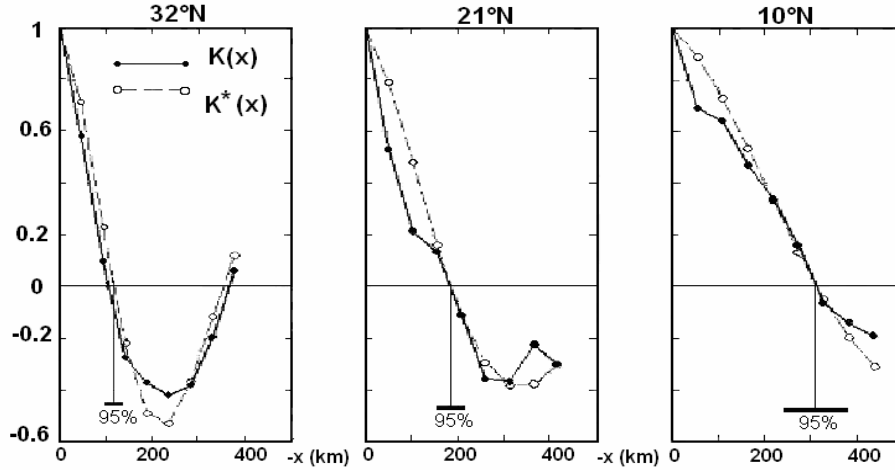


Fig. 6: Correlation functions $K(x)$ and their fits $K^*(x)$ resulting from first mode EOF coefficients $C'_1(x)$ with confidence ranges of zeros $\tau_{01}\Delta x$ (bars) at the significance level of 95%; the maximum length of correlation is $m=8$.

The plots of Fig.6 suggest the approximation $K^*(x) = \cos(\Gamma x) * \exp(-\alpha x)$. The fitted parameters are τ_{01} , α , and $\Gamma = \pi / (2\tau_{01}^*)$. It results the analogy $\Gamma = 2\pi\Delta x / \lambda^*$ with $\lambda^* = 4\tau_{01}^*\Delta x$. Estimated parameters of $K(x)$ and obtained fit coefficients for $K^*(x)$ are tabulated in Table 2. These values are used to estimate confidence ranges at the significance level of 95%, Tab. 3.

Table 2: Characteristic values of correlation functions $K(x)$ and $K^*(x)$ shown in Fig.6 with the step $(\tau\Delta x)$ in the range $(1 \leq \tau \leq m=8)$; total variance $C'_1(0)$, percentage $p=100 \times m/\text{No.}$ (cf. Table 1.), and fit parameters τ^*_{01} , α , Γ .

$\varphi^\circ \text{ N}$	32	21	10
$-\tau\Delta x$ (km)	47.1	51.9	54.7
$C'_1(0)$	10.48	3.27	18.44
p (%)	22.2	16.3	18.6
τ^*_{01}	2.27	3.56	5.72
α	0.128	0.139	0.080
Γ	0.632	0.441	0.275

All obtained ranges of confidence cover a wide scale due to the relatively poor number of stations along each transect.

Table 3: Significant ranges at the confidence level of 95% for the first zeros $(\tau^*_{01} \Delta x)$ of fitted correlation functions $K^*(x)$ shown in Fig.6, obtained zonal wavelengths $-\lambda^* = 4\tau^*_{01}\Delta x$, estimated periods $T^* = (T_c/2)(\lambda_c/\lambda^* + \lambda^*/\lambda_c)$ with cut off values for T_c and $-\lambda_c$ of Table.1, and resulting phase speeds $-c^*$ for first-mode, long, baroclinic Rossby waves at the latitude φ .

$\varphi^\circ \text{ N}$	32	21	10
$-\tau^*_{01} \Delta x$ (km)	$90 \leq 118 \leq 160$	$135 \leq 182 \leq 254$	$246 \leq 323 \leq 427$
$-\lambda^*$ (km)	$358 \leq 471 \leq 640$	$540 \leq 727 \leq 1010$	$985 \leq 1291 \leq 1707$
T^* (d)	$261 \leq 308 \leq 389$	$180 \leq 216 \leq 281$	$125 \leq 151 \leq 190$
$-c^* \times 10^2$ (ms^{-1})	$1.6 \leq 1.8 \leq 1.9$	$3.5 \leq 3.9 \leq 4.2$	$9.1 \leq 9.9 \leq 10.4$

Zonal wavelengths vary between about 500 km at 32°N and 1300 km at 10°N and the westward propagation decreases with increasing latitude. These findings support the conclusion that seasonally and semi-annually released Rossby waves may exist in the central Northeast Atlantic because the seasonal cycle lies within the confidence range for T^* at 32°N and the semi-annual cycle is enclosed in that at 10°N . Comparing values of Table 1 for vanishing group velocity with estimates of Table 3, it becomes evident that $T_c < T^*(\varphi) \sim T(\varphi)$ and $|\lambda_c| < |\lambda^*(\varphi)| \sim |\lambda|$. This was the precondition for a westward radiation (Rossby dispersion) of related wave patterns. Thus the trapping scale of R for baroclinic motions is replaced by the distance that these wave trains travel westward with the critical phase velocity $|c^*| > |c_c|$.

In general, there is the possibility to use lag correlations between the $C'_1(x)$ from different latitudes in order to estimate the spatially averaged westward propagation between neighbouring sections. Therefore, the $C'_1(x)$ of all three transects have been shortened to the same length of 36 stations between 21.5°W and 39°W . Correlation coefficients are obtained at the significance level of 80% for a shifting of about 99 km between 21°N and 32°N , but at 99% by a lag of about 160 km between 10°N and 21°N . In both cases the signal of the southern latitudes leads that of the northern latitudes. The time gap was about 36 days between the northern and the middle sections, but about 18 days between the middle and the southern sections. This results in a relative westward speed of -0.03 ms^{-1} between 32°N and 21°N , but -0.09 ms^{-1} between 21°N and 10°N . In this simple way, a faster westward propagation is shown for the southern zone. Table 3 provides averaged values in the range $(-0.031 \leq -0.029 \leq -0.026) \text{ ms}^{-1}$ for the northern zone, but $(-0.073 \leq -0.069 \leq -0.063) \text{ ms}^{-1}$ for the southern zone. The comparison of

propagation speeds clearly shows a coincidence for the northern zone. However, there is a discrepancy with the relative error of about 20% for the southern zone.

5. Discussion

The study of PRICE AND MAGAARD (1986) provided the first observational evidence for baroclinic Rossby waves with multi-annual periods in the North Atlantic. Unfortunately, waves of periods shorter than four years could not be investigated due to numerous data gaps. As has been shown by the analysis of larger data sets, about half of the meso-scale variability in the North Pacific could be explained by means of baroclinic Rossby waves acting on periods between 10 and 0.5 years. Typically, their phase propagates with a strict west component in between -0.01 and -0.05 ms^{-1} . KANG AND MAGAARD (1980) presented convincing evidence for seasonally forced baroclinic Rossby waves in the central North Pacific. Similar observations are rather scarce in the North Atlantic. Despite the lack of observational evidence, theoretical studies show that the most important generation mechanism for such types of waves probably lies in temporal variations of the wind-stress curl.

Here, hydrographic data from three extended zonal sections are used to identify Rossby-wave-like structures in the 1000 dbar top layer at 10°N , 21°N , and 32°N . The tendency for a near-surface trapped decrease of zonal anomalies in potential energy away from the shelf region suggests a near-shore generation. This follows from the analysis of anomalies in dynamical depths which describe changes in locally stored anomalies in potential energy between 50 dbar and 1000 dbar. Empirical orthogonal functions decomposed the total variance along each section in different mode numbers. Their vertical eigenfunctions show that the baroclinic variability is trapped in near-surface layers down to about 300 dbar. Associated development coefficients of the statistically remaining first mode show wave-like patterns by alternating zonal gradients. This suggests an energy accumulation for meridional currents which can be considered to be ingredients of long, westward radiating Rossby waves. Their geostrophic current cores reach peak values of about 0.1 ms^{-1} and associated east-west wavelengths decrease with increasing latitude, roughly by the factor of two between 10°N and 32°N . Related periods (zonal wavelengths) point to about 150 d (1300 km) along the southern section and to about 300 d (500 km) along the northern section to modify zonal structures of passive tracers as well as those of plankton biomass, HERNANDEZ-LEON ET AL. (1999).

At the northern section, statistical confidence ranges involve the seasonal forcing cycle. This cycle strictly controls currents in the West African coastal regime. Its influence vanishes increasingly towards the open Atlantic. Seven-year current meter records at 33°N , 22°W of MÜLLER AND SIEDLER (1992) support this conclusion. It seems that the origin of westward propagating anomalies in the mass field lies within the zone of the north-east trade winds with embedded upwelling along Northwest African coasts.

From the data, the averaged westward propagation could be roughly estimated through cross correlation to be -0.09 ms^{-1} between 10°N and 21°N , but -0.03 ms^{-1} between 21°N and 32°N . Moreover, the averaged radiation speed of -0.03 ms^{-1} between 21°N and 32°N well confirms not only numerical results of KRAUSS AND WÜBBER (1982) and BARNIER (1988), but also observations of HAGEN AND SCHEMAINDA (1989). They studied the westward propagation of South Atlantic Central Water in the Mauritanian coastal zone east of 20°W between 15°N and 21°N . This characteristic water mass is transported by the poleward undercurrent off the continental slope. Its spatiotemporal changes should be also influenced by dynamics of the seasonally triggered Rossby

dispersion, HAGEN (2001). Evidence for such waves was also reported by BRAY (1982) to the north of 42°N. Very long, meridional wave crests probably radiate into regions which lie outside of the forcing area of the north-east trade winds. This was confirmed by numerical simulations of PHILANDER AND YOON (1982). They studied the reaction of seasonally forced coastal currents in more detail. It became clear that strong stratification shields dynamics of subsurface layers from topographically controlled dynamics of very deep layers. Consequently, we may accept the assumption of a flat sea bed and the neglect of the influence of the bottom topography on baroclinic Rossby wave dispersion. This seems to be not a critical oversimplification in the area of investigation. However, this is not the case where the slope of the bottom topography is about 500m of depth change per 500 km horizontal excursion. With respect to the resulting vorticity balance of such waves above the Mid-Atlantic Ridge, the variation in topography is as important as the β -effect. Finally, it is concluded that the presented observations are an encouraging new piece in the puzzle of resonantly excited, first mode, long, baroclinic Rossby waves in the central Northeast Atlantic.

References

- BARNIER, B.: A numerical study on the influence of the Mid-Atlantic Ridge on nonlinear first-mode baroclinic Rossby waves generated by seasonal winds. *J. Phys. Oceanogr.* 18 (1988), 417-433.
- BRAY, N. A.: Seasonal variability in the intermediate waters of the eastern North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 12 (1982), 972-983.
- DHI: Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean. Deutsches Hydrographisches Institut Hamburg, No.2420. 4. Auflage (1969).
- EMERY, W. J., W. LEE and L. MAGAARD: Geographic and seasonal distribution of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 14 (1984), 294-317.
- HAGEN, E.: On zonal structures of the 15°C-18°C layer thickness in the central eastern North Atlantic. *Beitr. Meereskd.*, H. 63 (1992), 130-134.
- HAGEN, E. AND R. SCHEMAINDA: Mittlere und jahreszeitliche Strukturen im Unterstrom (UUC) des Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika. *Beitr. Meereskd.*, H.59 (1989), 19-45.
- HAGEN, E. and G. SCHMAGER: On mid-latitude air pressure variations and related SSTA fluctuations in the tropical/ subtropical northern Atlantic during 1957-1974. *Z. f. Meteorologie*, 41 (1991), 176-190.
- HAGEN, E.: Northwest African upwelling scenario. *Oceanologica Acta*, 24 Supplements (2001), S113-S128.
- HERNANDEZ-LEON, S., POSTEL, L., ARISTEGUI, J., GOMEZ, M., MONTERO, M. F., TORRES, S., ALMEIDA, C., KÜHNER, E., BRENNING, U. HAGEN, E.: Large-scale and mesoscale distribution of plankton biomass and metabolic activity in the Northeastern Central Atlantic. *J. Oceanogr.*, 55 (1999), 471-482.
- HERRMANN, P. and W. KRAUSS: Generation and propagation of annual Rossby waves in the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 19 (1989), 727-744.
- KANG, Y. Q. and L. MAGAARD: Annual baroclinic Rossby waves in the central north Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 10 (1980), 1159-1167.
- KRAUSS, W. and C. WÜBBER: Response of the North Atlantic on annual wind variations along the eastern coast. *Deep-Sea Res.* 29 (1982), 851-868.
- LIPPERT, A. and R. H. KÄSE: Stochastic wind forcing of baroclinic Rossby waves in the presence of a meridional boundary. *J. Phys. Oceanogr.*, 15 (1985), 184-194.

- LOZIER, M. S., W. B. OWENS and R. G. CURRY: The climatology of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 36 (1995), 1- 44.
- MCCREARY, J.P., Y. FUKAMACHI, P. LU: A nonlinear mechanism for maintaining coastally trapped boundary currents. *J. Geophys. Res.* 97 (1992), 5677-5692.
- MICHELCHEN, N.: Auswirkungen globaler and regionaler Anomalien im System Ozean-Atmosphäre auf den küstennahen Kaltwasserauftrieb im zentralen Ostatlantik. *Geod. Geoph. Veröff.*, R4, 44 (1989), 1-82.
- MÜLLER, T. J. and G. SIEDLER: Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 50 (1992), 63- 98.
- PEDLOSKY, J.: *Geophysical fluid dynamics*. Springer-Verlag (1979), 624 pp.
- PHILANDER, S. G. H. and J. H. YOON: Eastern boundary currents and coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 12 (1982), 862- 879.
- PRICE, J.M. and L. MAGAARD: Interannual baroclinic Rossby waves in the Midlatitude North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 16 (1986), 2061-2070.
- TAUBENHEIM, J.: *Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K. -G., Leipzig 1969, 386 S.

A study on the turbulent mixed layer in the Baltic Sea

H. U. Lass¹⁾ und H. Prandke²⁾

¹⁾Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Universität Rostock
Rostock-Warnemünde, Deutschland

²⁾ISW Wassermesstechnik Petersdorf
Adamshoffnung, Deutschland

Abstract

Turbulent kinetic energy dissipation measurements were performed with a rising dissipation profiler at a 50 m deep site in the central Baltic Sea during summer stratification. Wind stress, buoyancy flux and measurements of surface wave spectra as well as current profile and stratification measurements supported the turbulence observations. The thermocline separated in 25 m depth the warm surface water from the intermediate winter water. Saline bottom water of a few meter thickness surged from the halocline of the Bornholm Basin towards the observational site. The mean currents were dominated by a superposition of inertial oscillations and inertial waves which were partly generated near the bottom and at the sea surface. Two distinct turbulence regimes could be identified. The internal turbulence regime was correlated with the shear of the mean currents at the thermocline. The surface turbulence regime was tightly correlated with the wind velocity regarding both the intensity and the depth extension. A turbulence injection layer was found close to the surface. The thickness of this layer was one significant wave height. A transport layer was observed below the injection layer where the divergence of the vertical transport of turbulence was balanced by dissipation. The intensity and the decay of dissipation with depth in the surface mixed layer could be related to local wind speed.

1. Introduction

An understanding of turbulence is a key goal of the dynamics of the surface layer of the ocean since turbulent processes are crucial in controlling the exchange of momentum, heat, dissolved and particular matter between the atmosphere and the ocean. Until recently our knowledge of turbulence in the surface mixed layer has been severely limited by the difficulties of making measurements of the fluctuating velocity components near the sea surface remote from a disturbing platform (ship) carrying the necessary equipment. Due to this limited knowledge of the turbulence in the surface mixed layer the forcing of currents in this layer is not well understood, although the first attempt to treat this problem by analytical theory of Ekman dates back as far as 1905. According to Ekman the upper most layer of the ocean is set into motion by the wind stress acting on it. The turbulence in the surface mixed layer is generated by the current shear between the different water layers like the turbulence generated by a fluid flowing along a fixed wall. Models based on this physical model of turbulence provide a strong vertical current shear in the surface mixed layer which is not in agreement with current profiles measured with Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), which enable accurate current profile measurements even under rough wave conditions at the sea surface.

Another hypothesis for the generation of turbulence in the surface mixed layer is possible. Breaking surface waves generate turbulence and inject it into a thin surface

layer. The interaction of the surface waves with this turbulence (Langmuir circulation or the current field associated with the surface waves) may support the downward diffusion of turbulence into the surface mixed layer resulting in a balance between the divergence of the turbulent kinetic energy flux and the dissipation of turbulent kinetic energy. The associated divergence of the momentum flux, the Reynolds stress, may act as a volume force exciting a mean current within the surface mixed layer. According to this conceptual model the intensity and vertical extension of turbulence in the surface mixed layer are closely related to the wind and the waves generated by the wind as well to stratification which consumes turbulent kinetic energy by increasing the potential energy of the water column. First attempts to introduce Reynolds stress profiles according to this conceptual model into ocean circulation models provide more realistic mean current profiles in the surface layer than classical Ekman theory. However, proving the conceptual model by field observations remains a challenging task because both the superposition of wave motion and turbulence as well as the highly intermittent nature of the turbulence impede the access to statistically reliable results.

REYNOLDS 2001 Stationmap

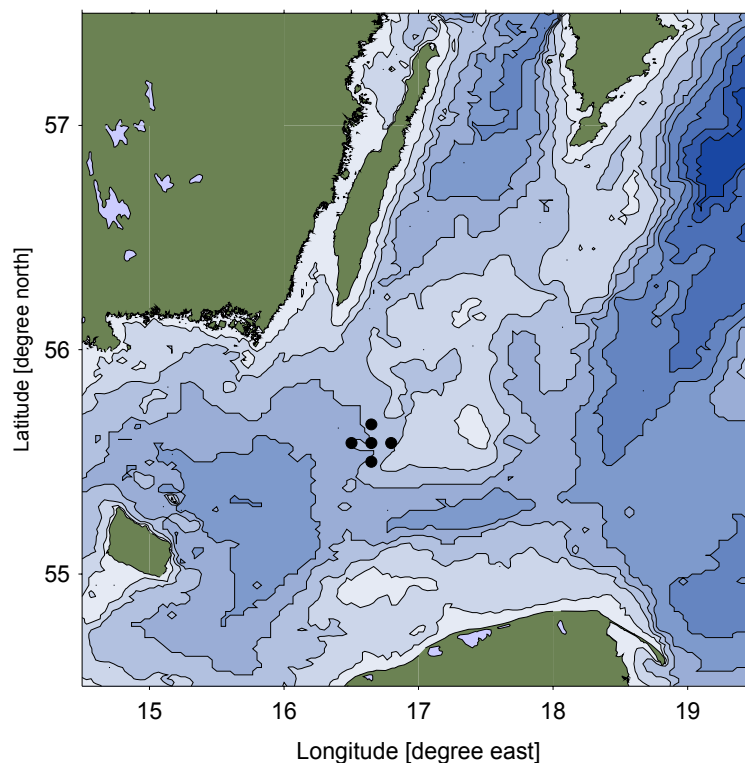


Fig. 1: Map of the observational site. The dots indicate CTD stations. The R/V Penck was anchored at the central station

Using free falling dissipation profiler the high wave number range of the turbulence was accessible since about two decades. OAKLEY and ELLIOTT (1982) could show that a constant fraction of the energy flux in the atmospheric boundary layer, namely $8u_*^3$, appears as dissipation in the mixed layer. Measurements below breaking surface waves revealed a layer of enhanced dissipation where dissipation could not be scaled by the wall-layer scaling, AGRAWAL ET AL. (1992). ANIS and MOUM (1995) measured by means of a rising dissipation profiler vertical profiles of dissipation in the surface boundary

layer. They observed a depth dependence of the dissipation close to exponential with a decay rate on the order of the inverse wave number of the waves, suggesting wave-related turbulence in the upper part of the ocean surface boundary layer. Moreover, they suggest that high levels of turbulent kinetic energy are produced in a thin surface layer with thickness of the order of the height of the breaking waves.

Shallow (50 m deep) banks in the central parts of the tide less Baltic Sea, see Fig. 1, provide a suitable site for performing reliable turbulence measurements with bottom mounted instrument carrier. This gives a good opportunity to study the surface mixed layer dynamics in relation to surface gravity waves in a stratified water body remote from the shores.

2. Methods and data

Measurements have been performed in the central Baltic Sea, from 30 August to 7 September 2001 aiming at the estimation of the turbulent energy balance of the surface mixed layer. Time series of profiles of turbulent kinetic energy dissipation were measured by a rising dissipation profiler. The profiler was positioned with bottom mounted idler pulley outside the area where the ambient turbulence is disturbed by the anchored ship, see Fig. 2 (for details, see PRANDKE ET AL., 2000). The dissipation profiler started from a depth well below the seasonal thermocline and rose up to the sea surface. Six profiles were taken every hour in a burst mode.

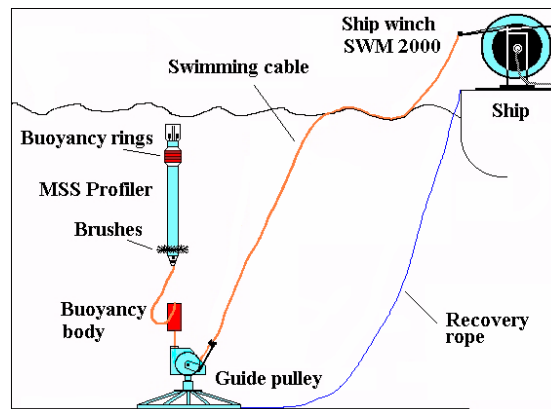


Fig. 2: Scheme of dissipation measurements with a rising dissipation profiler from the anchored R/V Prof. A. Penck

Complementary measurements comprised time series of hourly profiles of temperature, salinity and fluorescence taken with a SBE 911 *plus* CTD extending from the sea surface to close to the bottom. Hourly current profiles were measured with a bottom mounted RDI ADCP 600 kHz. The ADCP was configured to measure current with 1 m vertical bin size by hourly bursts of 300 pings which were vector averaged. Hourly surface wave spectra were calculated by means of pressure measurements recorded by a SBE 26 which was moored in about 5 m below the sea surface. The pressure time series consisted of 1024 samples of 1 second averaged pressure measurements. Both the ADCP and the SBE26 were moored in half a nautical mile distance to the ship.

Momentum and of buoyancy fluxes through the sea surface were calculated from continuous time series of the corresponding meteorological parameters measured on board the research vessel. The wind sensors were located on a mast 12 m above the sea surface; other sensors were at 9 m height. The meteorological measurements were

adjusted to standard 10-m height assuming neutral stability and have been averaged to hourly values. The buoyancy flux through the sea surface, GILL (1982), was estimated by means of heat and water fluxes according to FAIRALL ET AL. (1996) from hourly mean values of the surface meteorological measurements on board R/V Aranda using the MATLAB Air-Sea toolbox version 2.0 (<http://sea-mat.whoi.edu/>).

3. Observational results

The wind forcing at the sea surface was characterised by a sequence of calm phases followed by wind events of moderate strength during the observations.

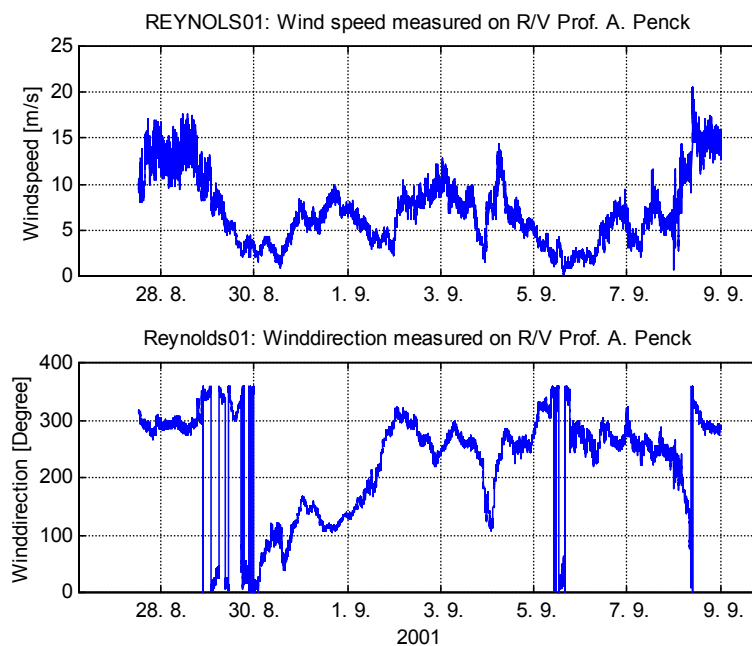


Fig. 3: Wind speed (upper panel) and wind direction (lower panel) measured on board R/V Prof. A. Penck during the cruise Reynolds01. The anchor station was from 30 August to 7 September 2001.

The typical summer stratification of the Baltic Sea consisted of 17°C warm brackish surface water and 4°C cold intermediate winter water, see Fig. 4. Both layers were separated by a strong thermocline located at about 25 m depth. A thin layer of saline bottom water, which was slightly warmer than the intermediate winter water, covered just the bottom. This layer performed vertical displacements with the inertial period. Since the mean depth of the halocline in the Bornholm basin is 59 m according to KOUTS and OMSTEDT (1993), the observed fluctuations of the halocline could be caused as well by inertial waves propagating from the interior of the Bornholm Basin toward its eastern rim as well as by upwelling through the halocline caused by northerly winds at the eastern rim of the basin.

Weak vertical displacements of the thermocline were observed before 4 September 2001. A special wind event forced strong vertical displacements of the thermocline with the inertial period at 4. September 2001, see Fig. 4. During this event the wind velocity dropped from 10 m/s to 2 m/s and increased again to 14 m/s within 12 hours. The wind direction veered counter-clockwise from northwest by 180° and veered clockwise back toward northwest.

Reynolds 08/2001

Mittelbank time series
29.08.2001 20:00 - 07.09.2001 15:00 UTC

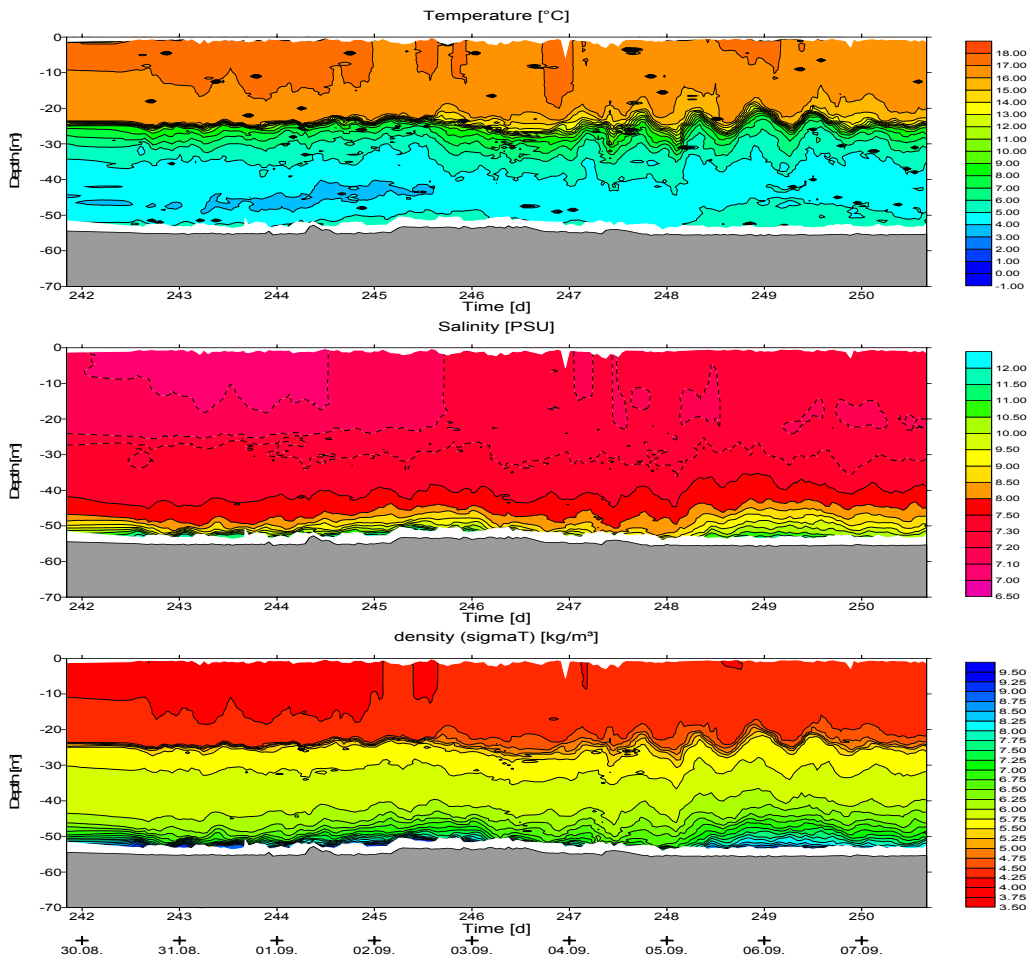


Fig. 4: Isopleths of temperature (upper panel), salinity (middle panel), and density anomaly (lower panel) at the central station.

The current observations during the experiment are shown in Fig. 5. The main signal of the current field is a clockwise inertial oscillation in the surface mixed layer and in the intermediate winter water. The oscillations between both layers have a phase shift of 180° right at the thermocline. However, the current field possesses some interesting details. The inertial oscillations depict downward phase propagation in the lower layer between 31 August and the onset of the wind event at 4 September. During the wind event the current oscillations became enforced. The phase propagation was upward after the wind event. Upward phase propagation of inertial wave means downward energy propagation and vice versa, GILL (1982). Therefore, the energy flow of the observed inertial waves is directed upward before the forcing event and downward thereafter. This is an indication that the inertial waves were generated at the observational site by the interaction of the halocline with the inclined bottom at the eastern rim of the Bornholm Basin before 4 September while the inertial waves were generated near the sea surface by the wind event in the surface layer and their energy propagated downward thereafter.

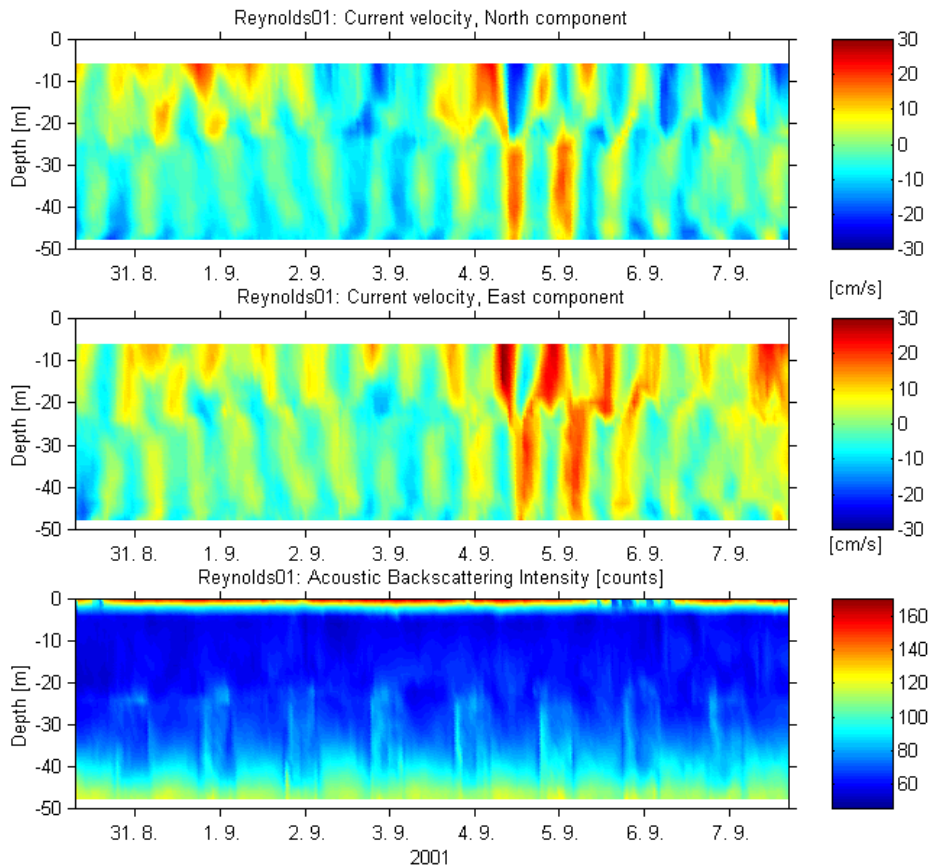


Fig. 5: Isotachs of the north component (upper panel) and the east component (middle panel) of current at the centre station. The isopleths of the backscattered sound of the ADCP is shown in the lower panel.

Two physically different dissipation regimes could be observed, see Fig. 6. The first, the internal dissipation regime, was quite independent of the local wind speed. It featured a maximum located in the seasonal thermocline and was most intense after the wind event that generated strong inertial waves. The maximum dissipation of this turbulence regime correlated well with the maximum vertical current shear in the thermocline with respect to depth and time.

The second, the surface dissipation regime, was closely correlated to the local wind speed. It had a maximum at the sea surface. An injection layer of turbulent energy was observed near the sea surface which was roughly one significant wave height thick. About one third of the total turbulent energy flux through the sea surface was dissipated within the injection layer.

Depending on the physical mechanisms assumed to generate and to distribute the turbulence below the injection layer within the water column, the decay of dissipation with depth follows quite different functions. A first step to study the dissipation as a function of depth is to integrate the vertical profiles of dissipation downward beginning at the sea surface for wind velocities larger than 5 m/s. This wind velocity was chosen since it is the lower limit at which wind wave breaking occurs. The result normalised by u_*^3 is shown in Fig. 7. In the average the integral grows fast within the injection layer. Below the injection layer the growing of the integral reduces permanently and reaches finally a nearly constant value at a depth of 15-20 m. The final value is 8 in the average, meaning that 1% of the work excreted by the wind on the sea surface per unit area and time is dissipated as turbulence in the surface mixed layer. However the single values of

the integral vary between 4 and 25. This seems to be due to the highly intermittent nature of dissipation in the surface mixed layer.

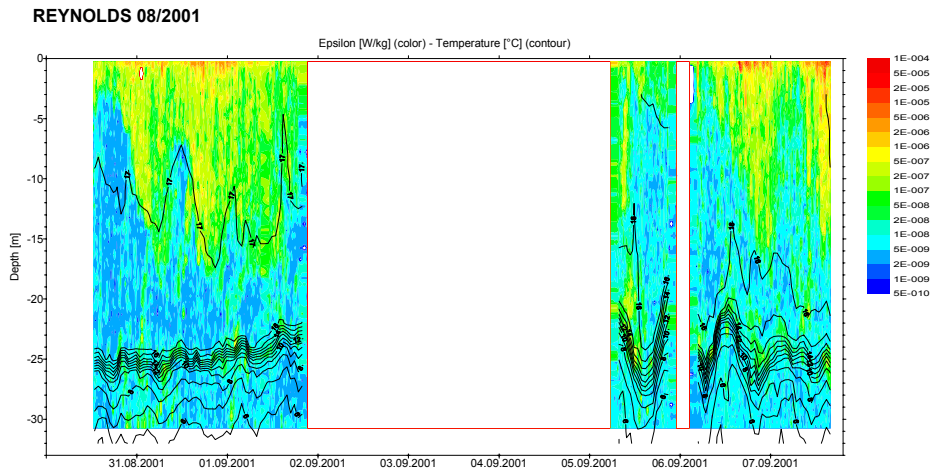


Fig. 6: Isopleths of dissipation of turbulent kinetic energy (colour scale coded) and water temperature (contour lines) during the cruise. The gaps are due to technical problems with the stern anchor of the research vessel.

The existence of a limit of the vertical integrated dissipation in the vertical mixed layer suggests that the decay of dissipation of turbulent energy with depth below the injection layer may follow either an exponential law or a power law like z^{-n} with $n > 2$. In case the turbulence in the surface layer would be governed by the law of wall, the vertical integral of dissipation would increase steadily.

The layer of turbulence sandwiched between the injection layer and the area where the vertical integral of dissipation becomes virtually constant is denoted as transport layer. The turbulence within this layer the rate of dissipation of turbulent kinetic energy is balanced by the divergence of the downward flux of turbulent kinetic energy. The thickness of this layer obviously depends on the wind velocity, compare Fig. 3 and Fig. 6. Assuming that the downward transport of the turbulence injected by breaking surface waves is supported by the interaction of the turbulent velocity field with the orbital motions the decay of turbulence with depth could follow the relation $\varepsilon(z) = \varepsilon_0 e^{-kz}$. Here, k is the wave number of the wind waves associated with the frequency of the peak frequency of the wave spectrum. This wave number is in a first

order $k = \frac{g}{U_{10}^2}$. According to this law, the dissipation rate of the transport layer

decreased to values of the internal dissipation regime at a depth $z_i = 2U_{10}^2/g$, where U_{10} is the wind speed at 10 m above the sea surface and g is the gravity of the earth.

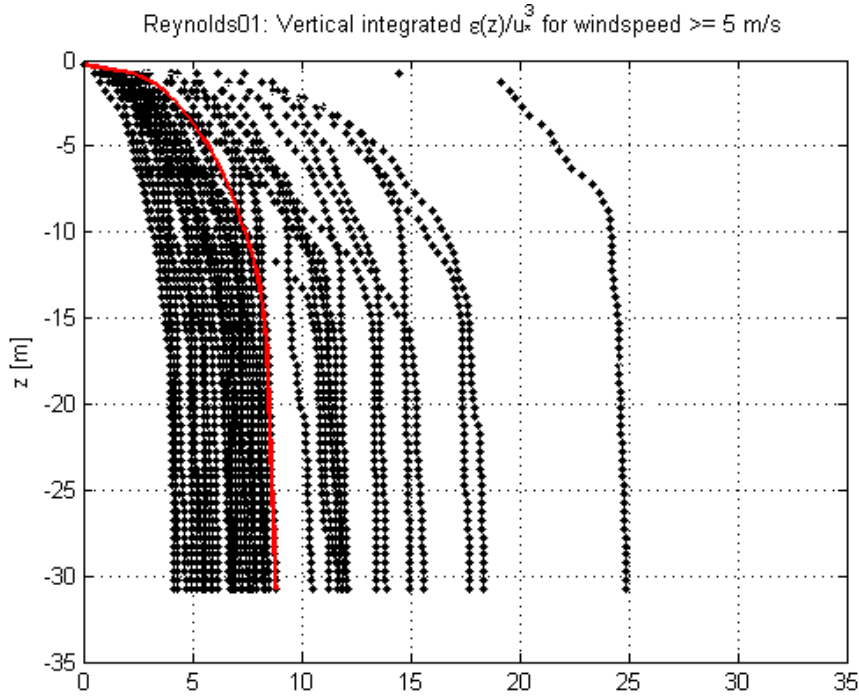


Fig. 7: Dissipation profiles integrated downward from the sea surface. The integral is normalised by u_*^3 .

The vertical integrated dissipation rate of the surface dissipation regime is balanced by about 1% of the flux of turbulent kinetic energy through the sea surface ($8u_*^3$ according to OAKEY and ELLIOTT, 1982). This flux was found to be not significantly different from the energy loss of surface waves by wave breaking according to LONGUETT-HIGGINS (1969). We found that roughly one third of this flux is dissipated within this injection layer. The thickness of the injection layer is H_{sig} , the significant wave height. Then the

average dissipation within the injection layer is $\varepsilon_o = \frac{8u_*^3}{3H_{sig}}$, where $u_*^2 = \frac{\tau}{\rho_o}$ with the

wind stress τ and the density of sea water ρ_o .

The dissipation rate measured in the surface turbulence regime and normalized with the dissipation rate $\varepsilon(z) = \varepsilon_o e^{kz}$ is shown in Fig. 8 versus the normalised depth.

Below the turbulence injection layer the normalised dissipation scatters around 1, which would support the exponential decay of dissipation with depth. However, the large scatter of the measured dissipation gives this conclusion not a very high statistical significance. Provided that the turbulence in the surface layer is generated by breaking waves, the intermittency of turbulence should be of the same order as the high intermittency of the breaking events of surface waves at low and moderate wind speeds.

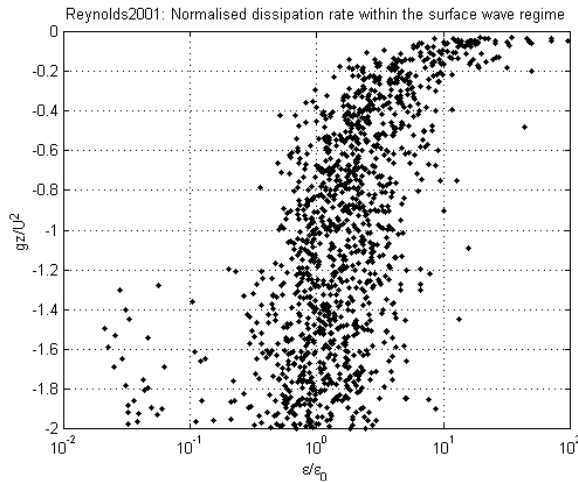


Fig. 8: Profiles of turbulent kinetic energy dissipation normalised with respect to depth and dissipation.

4. Discussion

The turbulence was studied during summer stratification at a 50 m deep site in the central parts of the Baltic Sea. This study aimed at the relation between the turbulence in the surface boundary layer and the physical environment provided by the wind wave regime, the stratification and the mean currents.

A thin layer of saline bottom water, build by the surging halocline of the Bornholm Basin, oscillated with the inertial period. The brackish water, covering the main part of the water column, was separated by a strong thermocline in a depth of 25 m into an intermediate layer of cold winter water and a warm surface layer.

The mean currents were dominated by a superposition of inertial oscillation in a bounded basin and vertically propagating inertial waves. In the first phase of the experiment inertial waves depicted upward energy flow, suggesting a near bottom generation by the surging halocline of the Bornholm Basin. A pulse of a turning wind generated inertial waves with downward energy flux during the second phase of the experiment. The vertical shear of the mean currents was at maximum at the depth of the thermocline, while it was rather weak in the surface layer.

The wind waves were during the observational period in a near equilibrium state with the wind velocity. The wind velocity varied slowly with respect to the typical decay time of wind waves.

Two distinct turbulence regimes were observed. A local maximum of dissipation was observed at the thermocline which was related to the shear of the mean current in the thermocline and quite independent of the local wind speed. In contrast, the turbulence regime in the surface layer was closely correlated with the local wind speed. It consisted of an injection layer with a thickness of the significant wave height. Nearly one third of the turbulent energy flow from the atmosphere to the ocean was dissipated within the injection layer. Below the injection layer was a transport layer with a variable thickness determined by the wave length associated to the peak frequency of the wind wave spectrum. The decay of dissipation within the transport layer is different from the law of the wall turbulence regime observed at least in the bottom boundary layer. The observed decay within the transport layer is close to an exponential decay with depth. This results needs confirmation by further measurements since it was masked by high standard deviation due to the strong intermittency of turbulence in the surface layer.

The deviation from the law of the wall turbulence in the surface layer suggests a balance between the dissipation and the divergence of the downward flux of turbulent kinetic energy. The downward flux may be determined by the interaction of the orbital wave motions of the wind waves with the turbulent current field as well as with the mean current field (Langmuir circulation).

The existence of the wind dependent transport layer has implications on the erosion of stratification by wind. Since a certain fraction of the turbulent energy flow through the sea surface is already dissipated within the surface mixed layer it requires the wind to exceed a certain threshold in order to provide excess turbulent kinetic energy for the erosion of stratification at the base of the mixed layer. Moreover, the downward transport of turbulent kinetic energy is associated with downward transport of momentum. The divergence of the downward turbulent momentum flux, the Reynolds stress, provides a volume force for the generation of mean velocity. Parameterisation of the Reynolds stress in ocean circulation models according to the parameterisation of dissipation as given above provides much more realistic current profiles in the surface mixed layer than simulations with the classical turbulent momentum exchange coefficient approach.

Although the development of modern instrumentation provided new possibilities for investigations of the turbulent surface boundary layer it remains a challenging task to measure turbulent kinetic energy and the Reynolds stress in this layer in order to understand the physics of this processes which are governed by the highly non-linear interaction of waves, turbulence and mean flow.

acknowledgments: The authors are grateful to the captain, the officers and the crew of the research vessel Prof. A. Penck who supported us during the field measurements. This work was supported by the Federal Ministry of Research and Education of Germany under contract number 01LD0025.

References:

- AGRAWAL, Y. C., E. A. TERRAY, M. A. DONELAN, P. A. HWANG, A. J. WILLIAMS III, W. M. DRENNAN, K. K. KAHMA, and S. A. KITAIGORODSKII (1992): Enhanced dissipation of kinetic energy beneath surface waves. *Nature*, 359, 219-220
- ANIS, A. and J. N. MOUM (1995): Surface Wave – Turbulence Interactions: Scaling $\varepsilon(z)$ near the sea surface. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2025 – 2045
- FAIRALL, C., E. BRADLEY, D. ROGERS, J. EDSON, and G. YOUNG (1996): Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean global atmosphere coupled ocean atmosphere response experiment. *J. Geophys. Res.*, 101(C2), 3747-3764
- GILL, A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, London
- LONGUETT-HIGGINS, M. S. (1969): On wave breaking and the equilibrium spectrum of wind-generated waves. *Proc. Roy. Soc. A.*, 310, 151-159
- OAKEY, N. S. and J. A. ELLIOTT (1982): Dissipation within the surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 171-185
- PRANDKE, H., K. HOLTSCH, and A. STIPS (2000): MITEC technology development: The microstructure/turbulence measuring system MSS. Tech. Rep. EUR 19733 EN, European Commission.

Maritim-meteorologische Informationen für Seeverkehr und Offshoreindustrie. Neues vom Wellenatlas

G. Schmager

Marineamt, Abteilung GeoInfowesen
Rostock, Deutschland

Abstract

An overview about the state of the art of marine meteorological information service for shipping navigation and the offshore business is presented. A simple method of calculating wave parameters in the North Sea, the Baltic Sea and the Mediterranean Sea is offered.

1. Einleitung

Die rasante Entwicklung der Offshore-Industrie, des Seeverkehrs und maritimen Tourismus' in den letzten 20 bis 25 Jahren sowie das gewachsene Interesse an Umweltproblemen haben nicht nur die Erforschung der maritimen Umweltbedingungen forciert.

Ein maritimer Dienstleistungssektor ist entstanden, dem weltumspannende Beobachtungssysteme (Satelliten, Radar, driftende und verankerte Bojen u.a.) zur Analyse von Wind, Seegang, Strömung, Wassertemperatur, Eis u.a. Parameter als Basis für ein umfangreiches Angebot an maritim-meteorologischen und ozeanographischen Leistungen (Analyse, Vorhersage und Warnung) zur Verfügung stehen.

Das World Wide Web dient sowohl als Medium zur Verbreitung dieser Informationen als auch als Forum zur ständigen Vervollkommnung dieser Dienste. Im WWW findet man sowohl Analysen der Echtzeitzustände maritim-meteorologischer Parameter als auch deren Vorhersagen, die mit leistungsfähigen Computermodellen berechnet werden. In Deutschland bietet das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)¹⁾ diese Dienste für den deutschen Festlandssockel von Nordsee und Ostsee an

Die Echtzeitdaten von Wassertemperatur und Salzgehalt aus dem maritimen Messnetz MARNET und von Pegelstationen an der deutschen Küste bieten darüber hinaus die Möglichkeit, die Vorhersagen des ozeanographischen Zirkulationsmodells vom BSH mit den Beobachtungen zu vergleichen.

Vergleichbare Informationen für Nordsee und Ostsee stellen die zuständigen Dienste Dänemarks (Royal Danish Administration of Navigation and Hydrography) Schwedens (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) bereit.

Auf der Webseite von BOOS (Baltic Operational Oceanographic System - europäische Komponente des Global Ocean Observing System) findet man aktuelle Daten über Wasserstand, Seegang (Wellen) und Wassertemperaturen aus der Ostsee.

2. Seegang

Eine wesentliche Kenngröße für Planung, Konstruktion und Einsatz sowie Betrieb maritimer Plattformen (Schiff, Bohrinnsel, Windenergieanlagen u.a.) sind die Seegangsverhältnisse auf den Weltozeanen und ihren Randmeeren.

¹⁾ <http://www.bsh.de>

2.1 Monsterwellen

Eine Reihe spektakulärer Seeunfälle der letzten Jahre hat der Seegangsforschung neue Impulse verliehen. Mehr als 200 große und moderne Schiffe (meist Schiffe mit einer Länge von mehr als 200 m) sind durch „Monsterwellen“ (engl. freak waves, rogue waves) erheblich beschädigt worden oder gingen als Totalverlust in die Statistik ein.

Die Existenz derartiger Wellen mit Wellenhöhen von 30 m und mehr wurde über viele Jahre in Zweifel gestellt. Berichte darüber wurden oft im Bereich der Phantasie angesiedelt. Diese Wellen sind außergewöhnlich in Höhe und anormal in ihrer Form. Sie unterscheiden sich in diesen Parametern gänzlich vom üblichen Seezustand, der durch signifikante Wellenhöhe und Wellenperiode beschrieben wird. Die Erforschung der Physik dieses Phänomens steckt noch in den Anfängen.

Nach Kjeldsen (1997, 2000) spricht man von einer Freak-Wave, wenn deren Höhe doppelt so groß ist wie die der signifikanten Wellenhöhe H_s des Seegangsfeldes und letztere mindestens 10 m hoch ist.

Zu den Gebieten, aus denen bevorzugt über dieses Wellenphänomen berichtet wird, gehören Golfstrom, Agulhasstrom, Kuroschiostrom und Kap Horn. Als Ursachen bzw. Mechanismen für die Entstehung dieser „Geisterwellen“ werden diskutiert:

- Wechselwirkung zwischen Meeresströmung und Seegang
- Refraktion an Sandbänken bzw. Untiefen
- Diffraktion um Inseln
- nichtlineare Überlagerung von Wellenkomponenten unterschiedlicher Frequenz.

Die erschreckend große Zahl an Schiffsverlusten – verursacht durch „Monsterwellen“ und Augenzeugenberichte über derart extreme Meereswellen - haben alle Zweifel über deren Existenz zerstreut und den Forschergeist angestachelt. Die Beantwortung einer Vielzahl von Fragen, die mit diesen „Monsterwellen“ in Zusammenhang stehen, wird mit Realisierung des EU-Projektes „MaxWave“⁽²⁾ erwartet. Neben der Grundlagen- und Ursachenforschung sind vor allem die Ergebnisse der Arbeitspakete

- Erarbeitung von Kriterien zur Warnung vor diesem Phänomen und
- Ableitung von Empfehlungen zum Design von schwimmenden und verankerten Plattformen.

von erheblichem praktischen Interesse.

Nordsee, Mittelmeer und Ostsee sind Gebiete, in denen Seegang vorkommt, der für ein Schiff oder eine Bohrplattform durchaus eine Gefahr darstellt, aber nicht mit den Dimensionen von „freak-waves“ vergleichbar ist. Besonders im Südteil der Nordsee sind Seegangsphänomene zu beobachten, die manchem Schiff zum Verhängnis geworden sind. Durch das Zusammenspiel von Gezeitenstrom und Seegang bilden sich lokal sehr steile und auch relativ hohe Wellenberge aus. Ebenso gefürchtet sind die Kreuzseen im Lee der Doggerbank bei Sturm aus nördlichen Richtungen. Sie entstehen durch Refraktion der Wellenzüge beim Einlaufen in Flachwasser. Oft sind diese Kreuzseen mit gefährlicher Grundsee verbunden. Einer der tragischsten Seeunfälle in diesem Gebiet war das Kentern des Seenotrettungskreuzers „Alfried Krupp“ am Neujahrstag 1995 bei schwerer See nördlich der Insel Borkum. Trotz modernster Ausrüstung und Technik

²⁾ <http://w3g.gkss.de/projects/maxwave>

konnte der Seenotrettungskreuzer den entfesselten Naturgewalten nicht trotzen und zwei Besatzungsmitglieder verloren ihr Leben.

Relativ kurze Windwirklängen und geringe Wassertiefen begrenzen die Wellenentwicklung in der Ostsee in stärkerem Maße als in Nordsee und Mittelmeer. Zunehmendes wirtschaftliches Interesse für die Offshoregebiete (Windparks), neue Anforderungen an den Küstenschutz, Stabilitätsprobleme der schnell laufenden Fährschiffe (LINNERT, 1998) im Seegang der Ostsee u.a. führten zu einem verstärkten Bedarf an Seegangsinformationen aus diesem Seegebiet.

Im folgenden wird ein Verfahren zur Ermittlung der Seegangparameter in Nordsee, Ostsee und Mittelmeer vorgestellt. Es basiert auf dem Konzept für den „Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhe in der südlichen Ostsee“, wurde von SCHMAGER und EWERT (1996) weiterentwickelt und hat sich in der operativen ozeanographischen Beratung der Deutschen Marine bewährt.

2.2 Informationen über Seegang für Nordsee, Ostsee und Mittelmeer

Informationen über den Seegang sind für Seeverkehr und Offshore-Industrie, für Sport-schiffahrt, Tourismus und nicht zuletzt für die Deutsche Marine eine wichtige Planungsgröße bei der Vorbereitung und Durchführung von maritimen Aktivitäten bzw. für die Erfüllung eines Auftrages. Windseegang wird im allgemeinen charakterisiert durch:

- signifikante oder charakteristische Wellenhöhe
- Wellenperiode (mittlere oder signifikante)
- Wellenlänge
- Energiespektrum

Eine erste Information über Klima und Wetter einschl. Seegang in diesen Seegebieten findet man in den entsprechenden Handbüchern des Bundesamtes für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH Nr. 2182, 20032, 2180). Darstellungen über die Häufigkeit von Seegangsstufen (Wellenhöhenintervalle von Windsee und Dünung), über Wellenperiode und maximal mögliche Wellenhöhen in Abhängigkeit von Jahreszeit und Seegebiet vermitteln einen ersten Überblick über die Seegangsbedingungen in einem Seegebiet.

In Ostsee, Nordsee und Mittelmeer, ist die Seegangsentwicklung durch die Länge des Windwirkweges (Fetch) begrenzt. Unter der Voraussetzung, dass der Wind hinreichend lange mit annähernd konstanter Richtung und Geschwindigkeit weht, lässt sich die Verteilung der Wellenhöhe in einem Seegebiet berechnen. Ein solches Verfahren war die Grundlage für den 1979 veröffentlichten „Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhen in der südlichen Ostsee“. Das Verfahren berücksichtigt die Wassertiefe und lässt eine Abschätzung der Wellenentwicklung auf einer Position in Abhängigkeit von der Windwirkzeit zu. Die hiermit ermittelten Wellenhöhen unterscheiden sich nur unwesentlich von Rechnungen, die BÖRNGEN u.a (1998, S. 43) mit dem HYPAS-Modell für das Seegebiet vor Zingst durchgeführt haben.

Zur Berechnung der Wellenhöhen werden empirische Verfahren benutzt, die die Abhängigkeit der Wellenhöhen von Richtung (hierüber erfolgt die Berechnung des Fetches) und Geschwindigkeit des Windes, seiner Windwirkzeit sowie Wassertiefe angeben. Aus der Vielzahl an Verfahren zur Berechnung der Seegangparameter

H_s - signifikante oder charakteristische Wellenhöhe (in Metern)

\bar{L} - die mittlere Wellenlänge (in Metern)

\bar{T} - die mittlere Wellenperiode (in Sekunden)

\bar{C} - die mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit einer Welle (in Knoten)

\bar{C}_g - Gruppengeschwindigkeit der Verlagerung von Wellenfronten (in Knoten)

wurde für die Nordsee und das Mittelmeer ein Satz an Beziehungsgleichungen ausgewählt, der von KRYLOV ET AL.(1976) veröffentlicht, von QUANDT (1984) umfassend untersucht und von SCHARNOW (1990, S408/409) empfohlen wurde.

Die empirischen Beziehungen zur Berechnung o.g. Wellenparameter sind in Tabellen 1 und 2 für die Nordsee und Mittelmeer bzw. Ostsee zusammengestellt worden.

Eine Darstellung aus dem „Atlas ... (1979) zeigt Abbildung 1. Hier ist die Verteilung der Wellenhöhe in der westlichen Ostsee bei Windstärke 10 Bft (51 kn) aus Nordost zu sehen. Wellen von mehr als 55 dm sind zu erwarten. In diesem „Atlas ...“ wurde ein statistische Maßzahl zur Kennzeichnung der Wellenhöhen verwendet, die etwa dem Doppelten der mittleren Wellenhöhe entspricht. Wellen mit diesen Eigenschaften gehören den höchsten im Seegangsspektrum. In den folgenden Abbildungen und Tabellen wird – wenn nicht anders gekennzeichnet - die signifikante Wellenhöhe zur Charakterisierung des Windseegangs benutzt.

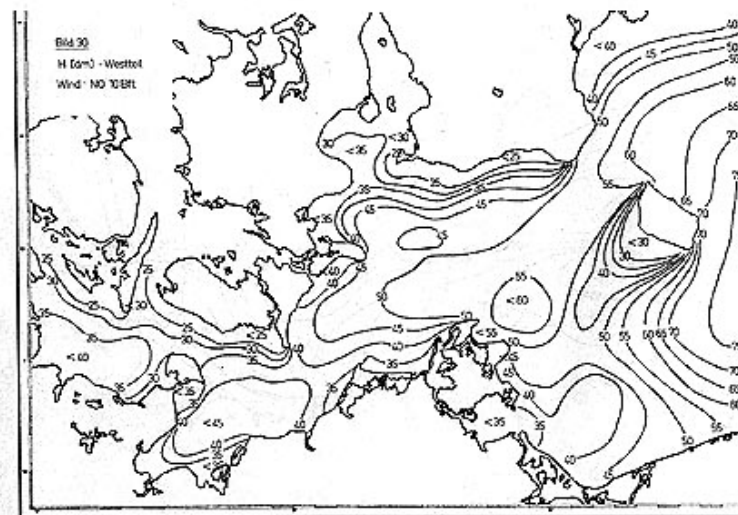


Abb. 1: Wellenhöhen (in dm) in der westlichen Ostsee bei Windstärke 10 Bft aus Nordost. aus Atlas (1979).

Abb. 2 zeigt die Wellenhöhenverteilung im Mittelmeer bei Windstärke 10 (51 kn) aus Nord. Signifikante Wellenhöhen von 9 m und mehr sind bei dieser Windstärke möglich, allerdings muss der Wind mindestens 17 Stunden mit dieser Stärke wehen.

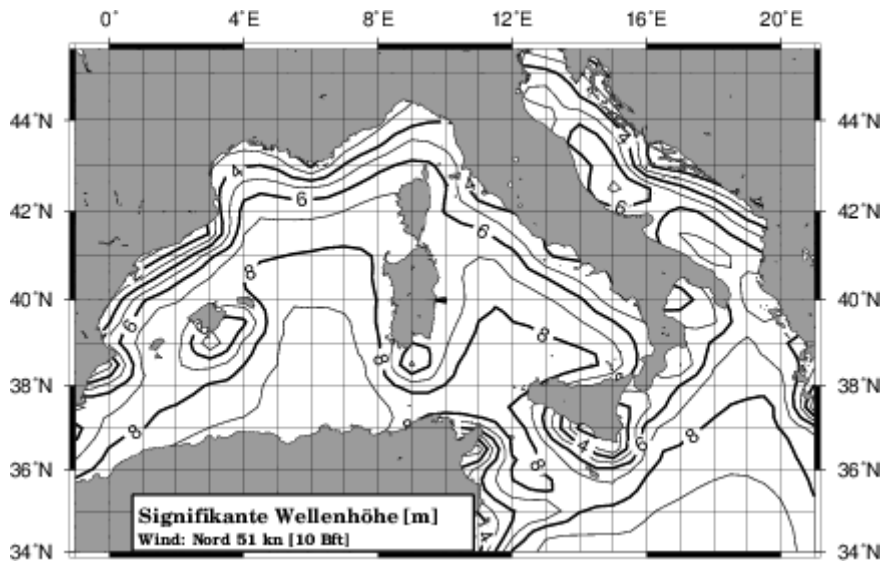


Abb. 2: Signifikante Wellenhöhen im Mittelmeer

Tabelle 1: Empirische Beziehungen zur Berechnung der Wellenelemente in Nordsee und Mittelmeer

Seegangsparameter	Nordsee und Mittelmeer		
Signifikante Wellenhöhe im Tiefwasser	$H_s = 6.906 \cdot 10^{-3} \cdot V^2 \cdot \left[1 - \frac{1}{1 + 1,572055 \cdot \frac{\sqrt{X}}{V}} \right]^2$	signifikante Wellenhöhe	H_s [m]
Signifikante Wellenhöhe im Flachwasser	$H_s = 0.0752 \cdot (V \cdot d^2)^{0.4}$	mittlere Wellenperiode	T [s]
Wellenperiode	$\bar{T} = 7.282 \cdot \frac{H_s^{0.625}}{V^{0.25}}$	mittlere Wellengeschwindigkeit	C [kn]
Wellenlänge	$\bar{L} = 1.56 \cdot \bar{T}^2$	Windgeschwindigkeit	V [kn]
Wellengeschwindigkeit	$\bar{C} = 3.04 \cdot \bar{T}$	Fetch	X [sm]
Windwirkzeit	$t = 0.0366 \cdot \left(\frac{V^{3.6}}{H_s} \right)^{0.625} \cdot \left[\frac{1}{\left(1 - 144.8 \cdot \frac{H_s}{V^2} \right)^{0.5}} - 1 \right]^2$	Windwirkzeit	t [h]
		Wassertiefe	d [m]
		Erdbeschleunigung	g [ms ⁻²]

Tabelle 2: Empirische Beziehungen zur Berechnung der Wellenelemente in der Ostsee

Seegang-parameter	Ostsee		
Signifikante Wellenhöhe im Tiefwasser	$H_s = 0.00715 \cdot V^{1.294} \cdot X^{0.353}$	signifikante Wellenhöhe	H_s [m]
Signifikante Wellenhöhe im Flachwasser	$H_s = 0.0256 \cdot (V \cdot d^{0.75})^{0.8}$	mittlere Wellenperiode	T [s]
Wellenperiode	$\bar{T} = 4.37 \cdot \frac{H_s^{0.544}}{V^{0.088}}$	mittlere Wellengeschwindigkeit	C [kn]
Wellenlänge	$\bar{L} = 1.56 \cdot \bar{T}^2$	Windgeschwindigkeit	V [kn]
Wellengeschwindigkeit	$\bar{C} = 3.04 \cdot \bar{T}$	Fetch	X [sm]
Windwirkzeit	$t = 182776 \cdot H_s^{2.2889} \cdot V^{-3.5777}$	Windwirkzeit	t [h]
		Wassertiefe	d [m]
		Erdbeschleunigung	g [ms ⁻²]

Auf der Grundlage dieser Beziehungen haben SCHMAGER und EWERTSEN (1996) ein PC-Programm entwickelt. Nach Eingabe von Richtung und Geschwindigkeit des Windes, wobei vorausgesetzt wird, dass er mit konstanter Richtung und Geschwindigkeit über dem gesamten Seegebiet weht, werden berechnet:

- die signifikante Wellenhöhe auf einer beliebigen Position
- die mittlere Wellenperiode
- die mittlere Wellenlänge
- die erforderliche Windwirkzeit zur Ausbildung des Seeganges.

oder

- die Verteilung der signifikanten Wellenhöhe in einem der Seegebiete, d.h. Ostsee, Nordsee oder Mittelmeer (s. Abbildung 2).

Basierend auf diesem Programm ist ermittelt worden, welche Extreme des Seegangs in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in diesen Seegebieten erwartet werden können. Die Tabelle 3 und 4 zeigen die Ergebnisse für die Windstärken 4 bis 10 Bft.

Tabelle 3: Maxima der Wellenelemente in der Ostsee

	Geschwindigkeit/Stärke des Windes						
	15 kn	20kn	25 kn	30 kn	35 kn	40 kn	46 kn
Seegangparameter	4 Bft	5 Bft	6 Bft	7 Bft	8 Bft	9 Bft	10 Bft
signifikante Wellenhöhe H_s [m]	1,2	1,6	2,2	3,3	4,1	5,3	6,3
Höchste von 100 Wellen H_{max} (n=100) [m]	1,8	2,4	3,3	5,0	6,2	8,0	9,5
mittlere Wellenperiode T [s]	3,8	4,4	5,1	6,2	6,9	7,7	8,4
mittlere Wellenlänge L [m]	23	30	40	60	73	94	110
Wellensteilheit 1:S	19	19	18	18	18	18	18
Mindestwindwirkzeit t_{min} [h]	22	17	15	13	11	10	10
Mindestwassertiefe d_{min} [m]	18	21	26	34	38	45	51

Tabelle 4: Maxima der Wellenelemente in Nordsee und Mittelmeer (westlich 21°E)

	Geschwindigkeit/Stärke des Windes						
	15 kn	20kn	25 kn	30 kn	35 kn	40 kn	46 kn
Seegangparameter	4 Bft	5 Bft	6 Bft	7 Bft	8 Bft	9 Bft	10 Bft
signifikante Wellenhöhe H_s [m]	1,2	1,9	2,9	4,8	6,3	8,6	10,3
Höchste von 100 Wellen H_{max} (n=100) [m]	1,8	2,9	4,4	7,2	9,5	13,0	16,0
mittlere Wellenperiode T [s]	4,2	5,2	6,5	8,2	9,3	10,8	11,7
mittlere Wellenlänge L [m]	28	43	65	104	136	181	215
Wellensteilheit 1:S	23	23	23	22	22	21	21
Mindestwindwirkzeit t_{min} [h]	47	38	31	24	21	18	17
Mindestwassertiefe d_{min} [m]	9	13	20	32	42	55	66

In den Seehandbüchern des BSH findet man ebenfalls Angaben über die theoretisch maximal möglichen Wellen in den einzelnen Seegebieten. Die entsprechenden Daten sind folgender Tabelle zu entnehmen.

Tabelle 5: Maxima signifikanter Wellenhöhe – Vergleich der Angaben aus Seehandbüchern des BSH mit den Werten aus Tabelle 3 und 4

	Ostsee (8 Bft)	Nordsee (9 Bft)	Mittelmeer (9 Bft)
BSH	5.5 m	7.5 m	5.0 m
Atlas	4.1 m	8.6 m	8.6 m

Die hier für den Atlas vorgestellten Berechnungsverfahren sowohl für Nordsee als auch Mittelmeer lassen größere signifikante Wellenhöhen erwarten als in den Seehandbüchern ausgewiesen. Lediglich in der Ostsee werden für Windstärken von 8 Bft im Seehandbuch höhere Wellen mitgeteilt als durch den Atlas ausgewiesen. Bedenklich ist die Differenz im Westteil des Mittelmeeres. Aus der Seegangsstatistik wurde eine relative Häufigkeit von 0.7% für Seegang mit Wellenhöhen von 5.0 m und mehr ermittelt. Hier-von ausgehend scheint das Maximum für die höchste signifikante Wellen zu niedrig angesetzt zu sein. Allerdings muss ein Wind dieser Stärke mindestens 18 Stunden wehen, um entsprechende Seegänge zu erzeugen.

3. Zusammenfassung

Stand und Entwicklungstendenzen des maritim-meteorologischen Informationsangebotes für Seeverkehr und Offshoreindustrie werden skizziert. Ein einfaches Verfahren zur Ermittlung von Seegangparametern in Nordsee, Ostsee und Mittelmeer wird vorgestellt.

Danksagung

Der Verfasser ist seit mehr als 30 Jahren im maritim-meteorologischen und ozeanographischen Beratungsdienst tätig. Meine wissenschaftlichen Beiträge zum Seegang und zur Wasserstandsvorhersage haben sich in der Praxis bewährt. Wesentlichen Anteil daran, dass ich im Jahre 1971 diesen Weg erfolgreich einschlagen konnte, hat mein „Doktorvater“ und Jubilar Prof. Peter Hupfer.

Mein ozeanographisches Interesse ist von Peter Hupfer bereits im Studium geweckt worden. Dafür und für die stetige Förderung und Unterstützung über all die Jahre möchte ich an dieser Stelle herzlich danken!

Literatur

- BÖRNGEN M. ET AL. (1998): Wind- und Seegangs atlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 2: Seegangs atlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem IfT e.V. Lpz, S. 19-44
- KJELDEN S.P. 1997: " Examples of Heavy Weather Damages Caused by Giant Waves." Bulletin of the Society of Naval Architects of Japan. Vol 820-1997/10. pp 24-28.
- KJELDEN, P. 2000: „A SUDDEN DISASTER - IN EXTREME WAVES“
- THE NORWEGIAN MARITIME ACADEMY. Abstract for Rogue waves 2000 workshop, Brest, 29 - 30 November
- KRYLOV JU. M. u.a. (1976): Vetrovye volnenija i ich vozdestvija na sooruzenija. Gidrometeoizdat, Leningrad
- LINNERT, M. 1998: persönl. Information

- QUANDT, H. 1980: Besondere Seegangerscheinungen im Schelfgebiet und ihre Berücksichtigung in der Schiffsführung. Inaugural-Dissertation, Ingenieurhochschule für Seefahrt Warnemünde/Wustrow
- SCHARNOW, U. ET AL. 1990: Maritime Wetterkunde, transpress, Berlin, 428 S.
- SCHMAGER, G. 1985: Anforderungen, Hauptaufgaben sowie einige Probleme der angewandten maritimen Meteorologie Abh. Meteor. Dienst DDR, XVIII (Nr. 133), S. 89-95
- SCHMAGER G. ET AL. 1996: Atlas des Windseeganges für Ostsee, Nordsee und Mittelmeer, unv., Flottenkommando/Abt. Geophysik, Glücksburg
- BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE (1996): Naturverhältnisse in der Ostsee, Nr. 20032, Hamburg, Rostock
- BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE (1994): Klima und Wetter in der Nordsee, Nr.2182, Hamburg, Rostock
- BUNDESAMT FÜR SEESCHIFFFAHRT UND HYDROGRAPHIE (1996): Klima und Wetter im Mittelmeer, Nr.2180, Hamburg, Rostock
- SEEHYDROGRAPHISCHER DIENST DER DDR (1979): Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhen in der südlichen Ostsee, Nr. 8740, Rostock, XIV,115 S.

Ostsee-Hydrologie zwischen Klima- und Technikfolgenabschätzung

K. D. Aurada

Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald
Geographisches Institut, Lehrstuhl für Allgemeine Physische Geographie
Greifswald, Deutschland

Abstract

Statements of climatic impacts will, although unsteady, international qualified, affects of humans impact stay, almost unknown, unnoticed. The affects of impact of dams will give more attention in this frame. The conditions controlling water resources in the Baltic catchment are presented in particular to storage capacity changes in the period from 1910 (7 large dams) to 1990 (245 large dams). The latter are characterized by an increase of the supply potential (available water resources) to 136,3 % (1990), and a decrease of the hazard potential (reducible water resources) to 96,0 % (1990) and by stabilization of runoff regimes as indicators of this.

1. Gewässernetzentwicklung und Speicherräumenausbau

Die Struktur des Einzugsgebiets ($1,732 \times 10^6$ km² Land- und $0,415 \times 10^6$ km² Wasserfläche) und des Volumens ($21,721 \times 10^3$ km³) der Ostsee repräsentiert das räumliche Ergebnis sowohl des Deglaziationsprozesses zwischen etwa 20 und 9 ka BP (MEHNERT, 1996) als auch der holozänen Land- und Wasserflächenveränderungen ($18,9$ km² a⁻¹) bzw. der Volumenverringerung des Wasserkörpers ($-4,3$ km³ a⁻¹) der Ostsee seit 8,8 ka BP, die für die Gegenwart auf $-1,2$ km³ a⁻¹ geschätzt werden kann (FORSTREUTER, 1990). Allein der durch die holozäne Landflächenvergrößerung mit der Vergrößerung der terrestrischen Gewässereinzugsgebiete erfolgende Abfluszuwachs betrug ca. 10 % ($45,2$ km³ a⁻¹).

Das Gewässernetz des Ostseeraumes weist als Ergebnis dieser Entwicklung eine radiale bzw. ellipsoidale Struktur mit relativ kurzen Fließgewässern und kleinen Einzugsgebieten im westlichen und längeren Fließgewässern und größeren Einzugsgebieten im östlichen Teil auf. Die Gewässereinzugsgebiete lassen sich in 25 Großeinzugsgebiete zwischen $25,0$ und $144,0 \times 10^3$ km² zusammenfassen (GRAHAM, 1998, 54). Der insgesamt hohe Anteil von natürlichen Standgewässern weist vor dem Hintergrund ihrer Entstehungsgeschichte ein anderes Verteilungsmuster auf. Die größten Seen (80 über 100 km², 10 000 über 1 km² Wasserfläche) sind überwiegend in einer mittleren Zone des Einzugsgebietes angeordnet; sie repräsentieren eine Wasserfläche von $123,0 \times 10^3$ km² und ein Wasservolumen von $2 110$ km³ mit einer saisonalen Variabilität von insgesamt 40 - 50 km³ (KUUSISTO, 1995, 25).

Wie in Mitteleuropa (AURADA, 2001) ist auch der Talsperrenbau in Nordeuropa (allein in Skandinavien 580 Speicherräume mit $108,594$ km³ Volumen) im 20. Jahrhundert sehr stark erweitert worden. Die Zahl großer Speicherräume ($> 0,003$ km³ Volumen) nahm im Einzugsgebiet der Ostsee zwischen 1910 und 1990 von 7 ($0,502$ km³) auf 245 ($66,501$ km³) zu

(LUDIN, 1930; ICOLD, 1998). Neben einer Erhöhung des Versorgungs- und Verminderung des Gefährdungspotentials wurde damit gebietsweise eine anthropogene Veränderung der Abflußregime bewirkt; SCHINKE (1996) vermutet einen Talsperreneinfluß auf die Ein-/Ausstromsituation der Ostsee (vgl. Abb. 1).



Abb. 1: Klassifiziertes Gewässernetz (nach HOFFMANN, 2001, Anl.) und historische Talsperrenentwicklung (nach RÖDEL, 2001, 32) im Ostsee-Einzugsgebiet

2. Wasserhaushalts- und Wasserdargebotsgrößen

Die sowohl klima- als auch untergrundabhängige Abflußspende erreicht im nördlichen und westlichen Teil des Einzugsgebietes Werte von durchschnittlich 10 bis 14 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$, während der östliche und südliche Teil nur 5 bis 9 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ aufweisen (BERGSTRÖM et al., 2001, 106). Während im Festgesteinsbereich die Oberflächenabfluß-Komponente dominiert, erfolgt im Lockergesteinsbereich generell ein größerer Anteil als zeitlich verzögerter Grundwasserabfluß (GOTTSCHALK et al., 1979). Der direkt der Ostsee zufließende Grundwasserstrom wird, mit großen Unsicherheiten behaftet, auf zwischen 0,5 % bis zu 10,9 % (= 51,4 $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$) des mittleren Abflusses geschätzt.

Der mittlere Gesamtabfluß (1950-90) von 279 mm a^{-1} entspricht bei einem Gesamteinzugsgebiet von $1,732 \times 10^6 \text{ km}^2$ 8,85 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ und ergibt für die Wasseräquivalente der Schneedecke im Gesamteinzugsgebiet 3,17 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ (100 mm a^{-1}) sowie einen Abflußanteil aus Seen und Talsperren von 25 mm a^{-1} (0,79 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$) und einen Grundwasseranteil von 2,70 $\text{ls}^{-1}\text{km}^{-2}$ (85 mm a^{-1}) (KUUSISTO, 1995).

Bisher wurde die Periode 1951-1970 als repräsentativ für den detaillierten Wasserhaushalt des Ostseeraums herangezogen (MIKULSKI und LAZARENKO in HELCOM, 1986) (Tab. 1):

Tabelle 1: Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet der Ostsee (1951 – 1970) (erweitert nach MIKULSKI und FALKENMARK, 1986, 120)

Teilgebiet a	Nieder- schlag [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]	Ver- dun- stung [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]	Fluß- wasser- zufuhr [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]	Linearer Trend der Reihe		Netto- aus- strom [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]	Vol.- varia- bilität [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]
				b 1921 - 1975 [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]	c 1950 - 1990 [$\text{km}^3 \text{a}^{-1}$]		
Bottenwiek	18,4	12,8	98,3	94,703-0,003	95,649+0,106	103,6	0,31
Bottensee	45,3	34,6	95,0	108,736-0,311	84,170+0,287	104,4	1,73
						207,6	
Finn. Meerb.	17,5	14,5	113,5	119,301-0,328	108,862+0,158	116,1	0,42
Rigaer Bucht	10,6	8,9	29,0	34,910-0,219	30,653+0,076	30,4	0,24
Zentr. Ostsee	131,9	113,0	100,3	104,889-0,116	105,929+0,377	117,2	2,04
						471,3	
Sund / Belte	13,9	10,9	7,9	7,821-0,008	4,131+0,010	10,9	0
						482,2	
Kattegat	15,6	12,1	28,9	27,846-0,027	32,135+0,005	32,4	0
Ostsee (ges.)	253,2	206,8	473,0	496,787-0,966	461,498+1,019	514,6	±4,74 d

a Teileinzugsgebiete nach MIKULSKI (1981, 72)

b nach Urdaten MIKULSKI (1983) (SDANAWITSCHUS, 1998)

c nach Urdaten BERGSTRÖM und CARLSSON (1994) (SDANAWITSCHUS, 1998)

d 12,7 (ohne Sund, Belte und Kattegat)

Die für die Jahresreihe 1951-70 gefundene durchschnittliche Flußwasserzufuhr von 473 $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$ wird durch Untersuchungen für den Zeitraum 1950-90 mit 483 $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$ (BERGSTRÖM und CARLSSON, 1994) und 1921-90 mit 479 $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$ (SDANAWITSCHUS, 1998) bestätigt.

Während für 1921-75 ein insgesamt abnehmender Trend festgestellt werden kann (HUPFER et al., 1983), zeigen die Ergebnisse für 1950-90 insbesondere für das letzte Jahrzehnt eine Zuflußzunahme.

Für 1950 - 1990 kann von folgenden Wasserdargebotsgrößen ausgegangen werden (KUUSISTO, 1995): Der Gesamtabfluß von $480,3 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ setzt sich aus dem oberirdischen Abfluß von $333,8 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ und dem unterirdischen Abfluß von $146,5 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ zusammen; der durch Speicherräume regulierte Abflußanteil umfaßt $42,9 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$; damit ist allein im letzten Jahrhundert ein etwa genauso großer Abflußanteil reguliert worden, wie er mit $45,2 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ durch natürliche Veränderungen in den letzten 8 Jahrtausenden angenommen werden kann.

Wird die gesamte Zeitreihe 1921-1990, deren zulässige Verwendbarkeit SDANAWITSCHUS (1998) statistisch gesichert nachgewiesen hat, als Grundlage zur Beurteilung des Wasserdargebots herangezogen, ändern sich sowohl die Größenordnung als auch die tendenzielle Veränderung des klimagesteuerten mittleren Abflusses nicht signifikant; nach CYBERSKI (1998, 34) betrug die mittlere monatliche Flußwasserzufuhr dieses Zeitraumes $37,1 \text{ km}^3$ (Standardabweichung $13,4 \text{ km}^3$).

In einzelnen Teileinzugsgebieten ist jedoch eine statistisch signifikante Abnahme der maximalen und Zunahme der minimalen Jahresabflüsse zwischen $615,0 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ (1924) und $350,0 \text{ km}^3\text{a}^{-1}$ (1976) (BERGSTRÖM, 1995, 53) festzustellen; sie können möglicherweise als Indizien von Dämpfung- und Aufhöhungseffekten durch die Talsperrenbewirtschaftung, mithin auch einer Vergleichmäßigung des Abflußprozesses bzw. natürlicher Abflußregime interpretiert werden (Tab. 2):

Tabelle 2: Tendenzielle Zuflußveränderungen in den Teileinzugsgebieten der Ostsee für den Zeitraum 1921 - 1990 (n = 70) (verändert nach SDANAWITSCHUS, 1998, 61)

Teileinzugsgebiet		Minimalabflüsse a [km^3a^{-1}]	Mittlere Abflüsse b [km^3a^{-1}]	Maximalabflüsse c [km^3a^{-1}]
I	Bottenwiek	19,309 + 0,520	92,886 + 0,085	285,215 - 0,719
II	Bottensee	30,975 + 0,429	90,906 - 0,003	245,360 - 1,261
III	Finn. Meerbusen	76,825 - 0,164	113,012 - 0,041	142,464 + 0,325
IV	Rigaer Bucht	9,410 + 0,003	35,800 - 0,066	128,730 - 0,319
V	Zentrale Ostsee	56,393 + 0,110	111,234 + 0,063	240,532 - 0,192
VI/VII	Übergangsgebiet	28,786 - 0,218	34,850 + 0,025	38,275 + 0,470
Ostsee (gesamt)		267,980 + 1,082	478,786 + 0,057	834,020 - 0,908

(Zeitreihenkonstruktion nach MIKULSKI (1983) für 1921 - 75 und BERGSTRÖM und CARLSSON (1994) für 1950 - 90)

a dominierend: positiver Trend b generell: trendfrei c dominierend: negativer Trend

Durch den Talsperrenbau, als Implementierung technischer Systeme in ein Natursystem (AURADA, 2002), ist seit ca. 1900 tendenziell mit Veränderungen des Versorgungs- und Gefährdungspotentials sowie der Variabilität der Abflußregime zu rechnen (vgl. Tab. 3).

Tabelle 3: Wasserhaushalts- und Wasserdargebotsgrößen des Ostseeraums

Wasserhaushaltsgrößen				Wasserdargebotsgrößen (1990)		
Zeitreihe	1931-1960	1951-1970	1950-1990	Versorgungspotential	Gefährdungspotential	
	[mm] a	[mm] a	[mm] b	[km ³ a ⁻¹]	[km ³ a ⁻¹]	
Abfluß	285	282	279	480,3	D _{potentiell}	480,3
A _o	(198)	(196)	194		D _{variabel}	333,8
A _u	(87)	(86)	85	146,5	D _{stabil}	
				+53,2	D _{reguliert}	-13,3
					D _{reduzierbar}	320,5
				199,7	D _{verfügbar}	
Talsperrenentwicklung c						
Zeitraum	Anzahl	D _{reg. 100} [km ³]	D _{reg. 80} [km ³ a ⁻¹]	(Faktor RV) [%]	D _{reg. 20} [km ³ a ⁻¹]	(Faktor RG) [%]
1910	7	0,502	0,402	100,27	0,100	99,97
1920	12	1,174	0,939	100,64	0,235	99,93
1930	24	4,503	3,602	102,46	0,901	99,73
1940	40	15,814	12,651	108,64	3,163	99,05
1950	62	25,707	20,566	114,04	5,141	98,46
1960 d	116	36,548	29,238	119,96	7,310	97,81
1970 d	188	52,957	42,366	128,92	10,591	96,83
1980 d	223	64,682	51,746	135,32	12,936	96,12
1990 e	245	66,501	53,201	136,31	13,300	96,02

a Wasserhaushaltsgrößen nach MIKULSKI (1984, 129)

b Wasserhaushaltsgrößen nach KUUSISTO (1995)

c Talsperren- Absperrbauwerk > 15 m (ICOLD 1988/ 1998 und RÖDEL, 2001, 30)

d ohne Verkhne-Svirskaja/ Svir (1952) mit 17,5x10⁶ m³ Volumen mit Onega-See

e bis 1990 vorhanden, einschließlich noch geplanter Talsperren

D_{potentiell}: Potentielles Wasserdargebot (Gesamtabfluß)

D_{variabel}: Variables Wasserdargebot (Oberirdischer Abfluß)

D_{stabil}: Stabiles Wasserdargebot (Unterirdischer Abfluß)

D_{reguliert}: Reguliertes Dargebot (Speichervolumen [100 %], zeitgebunden)

D_{verfügbar}: Verfügbares Dargebot (stab. + regul. Darg. [80 %], zeitgebunden)

D_{reduzierbar}: Reduzierbares Dargebot (var. - regul. Darg. [20 %], zeitgebunden)

RV Faktor: Regulierung Versorgungspotential (D_{stab.}+D_{reg.80}/D_{stab.})

RG Faktor: Regulierung Gefährdungspotential (D_{var.} – D_{reg.20}/D_{var.})

Jährliche mittlere bzw. zeithorizontbezogene Wasserhaushalts- bzw. -dargebotsgrößen sind nicht ausreichend, die Variabilität des Abflusses charakterisieren zu können. Diese Aussage gestatten aber interannuell stabile oder instabile Aufeinanderfolgen von intraannuell variierenden Zuständen hydrologischer Systeme (Abflußregime) bzw. die daraus resultierenden Übergangswahrscheinlichkeiten (KRASOVSKAJA et al., 1994; RÖDEL, 2001).

3. Abflußregime-Variabilität als Indikator der Klima- und Technikfolgenabschätzung

Die Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee umfassen das Spektrum von ozeanisch geprägten Regenregimen der südlichen Tieflandflüsse mit fast gleichmäßiger innerjährlicher Abflußverteilung bis zu Schmelzwasserregimen im kontinentalen und montanen Bereich

Skandinaviens und Osteuropas; die zunehmende Kontinentalität nach Osten äußert sich sowohl in einer zeitlichen Verzögerung der Maxima als auch in einer Erhöhung der Abflußkoeffizienten (Quotient mittlerer Monatsabfluß/ mittlerer Jahresabfluß) (Tab. 4 und Abb. 2).

Tabelle 4: Abflußregimetypen im Ostseegebiet (nach KRASOSVSKAJA et al., 1994 in RÖDEL, 2001, 60)

Abfluß-Regime	Jahreszeitliche Verteilung der mittleren monatlichen Abflußkoeffizienten											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	12,96	12,92	11,47	10,12	7,33	5,49	<i>4,81</i>	5,29	5,71	6,52	8,10	9,28
2	8,74	9,02	11,85	13,81	11,80	7,42	<i>5,84</i>	5,99	5,93	5,85	6,60	7,14
3	4,82	<i>3,91</i>	5,72	29,78	14,98	5,96	3,99	4,19	4,92	6,46	8,35	6,93
4	4,49	2,95	2,65	13,93	33,05	7,23	3,30	4,15	5,56	7,66	8,71	6,31
5	5,06	4,67	<i>4,43</i>	6,28	25,10	13,04	7,55	6,84	7,46	7,52	6,73	5,33
6	3,99	3,58	3,29	4,30	18,29	20,58	11,10	8,04	7,27	7,81	6,57	5,17
7	3,24	2,94	<i>2,67</i>	2,93	9,25	22,10	17,70	11,43	9,60	8,18	5,82	4,14
8	<i>6,77</i>	7,01	7,08	7,85	10,20	9,21	8,46	8,50	9,15	8,94	8,68	8,16

Abflußregime: 1: Atlantic 4: Southern Inland 7: North Scandinavian
 2: Baltic 5: Northern Inland 8: Anthropogenic regime
 3: Baltic Inland 6: Mountain

fett/ kursiv: jeweilige Maximum/ Minimum der monatlichen Abflußkoeffizienten

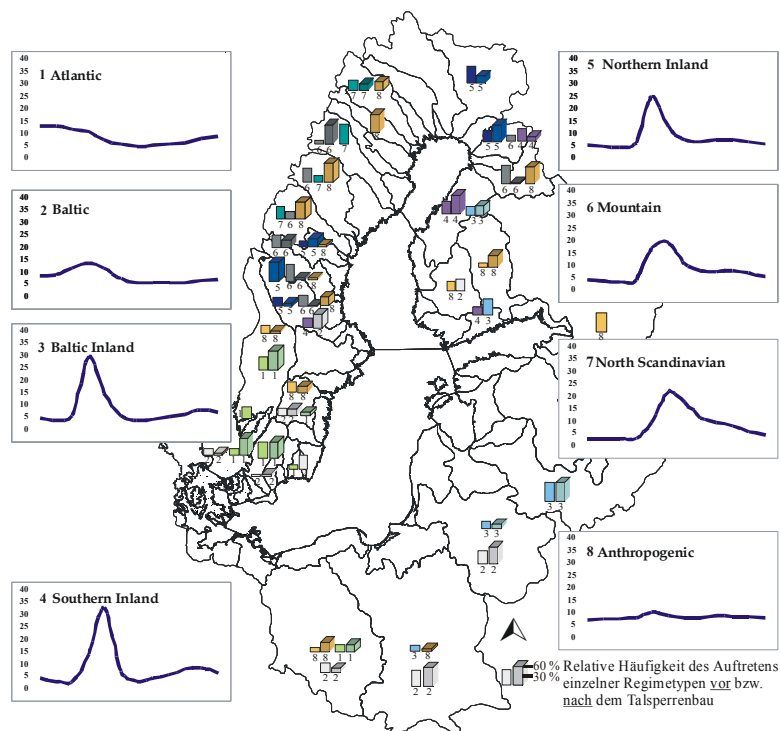


Abb. 2: Regionalisierung der Abflußregimetypen im Einzugsgebiet der Ostsee (nach RÖDEL, 2001, 60)

Die Schneeschmelzregime des nördlichen Skandinavien repräsentieren natürlich stabile Abflußregime, die durch den Talsperreneinfluß abrupt zum anthropogenen Zustand wechseln, der dann mit hoher Wahrscheinlichkeit stabil bleibt; eine geringere Stabilität wegen des durch die Wasserkraftnutzung nur eingeschränkt zur Verfügung stehenden Hochwasserschutzraumes weisen die Flußgebiete von Ljungan, Ljusnan und Dalälv auf. Flußgebiete mit relativ hohem Seenanteil, wie beispielsweise die Neva oder finnische Tieflandflüsse, wechseln seltener den Regimetyp, weil die häufig von bewirtschaftbaren Seespiegellamellen abhängigen Laufwasserkraftwerke keine jahreszeitlich markant wechselnden Änderungen ermöglichen. Im südlichen Ostseeraum mit instabilen Niederschlagsregimen können dagegen die relativ wenigen Stauräume auf das Abflußverhalten durch Hochwasserdämpfung und Niedrigwasseraufhöhung einen merklichen (aber alterierenden) Einfluß ausüben (RÖDEL, 2001) (Abb. 2 und Tab. 5).

Tabelle 5: Stabilität/ Instabilität und Übergangswahrscheinlichkeiten unregulierter/regulierter Abflussregimezustände (nach RÖDEL, 2001, 43-45 und 89/ 90)

Teil-Einzugsgebiet	Gewässer	unregulierter Zustand			Regul.-effekt nachgewiesen	regulierter Zustand		
		Regime	Übergangswahrscheinlichkeit	Verw.-dauer [a]		Regime	Übergangswahrscheinlichkeit	Verw.-dauer [a]
I Bottenwiek	Kemijoki	5 ↔ 6	0,47±0,14	2,6		keine Daten vorhanden		
	Luleälv	T ↔ 7	0,48±0,14	2,0	1940/70	7 ↔ 8	0,32±0,16	1,6
	Kalajoki	4 ↔ 3	0,35±0,16	2,2	1976*	4 ↔ 3	0,49±0,14	2,7
	Oulujoki	6	0,96±0,04	31,7	1949 ^	8	0,80±0,09	8,1
	Iijoki	5 ↔ 6	0,27±0,17	1,5	1961*^	5	0,56±0,13	2,2
	Skellefte	Ü	1,00±0,00	99,0	1959	8	0,87±0,07	18,2
II Bottensee	Angerman	6	0,52±0,14	3,8	1956	8	1,00±0,00	99,0
	Dalälven	6 ↔ 7	0,40±0,17	2,1	1931	8 ↔ 2	0,23±0,15	2,0
	Umeälv	7	0,61±0,12	4,9	1963	6	0,76±0,10	8,8
	Kokemäen	8 ↔ 2	0,50±0,14	2,4		keine Daten vorhanden		
	Indalsälv	6 ↔ 7	0,46±0,14	2,2	1944	8	0,80±0,09	7,2
	Ljusnan	6	0,74±0,10	5,8	1959	5	0,51±0,14	2,5
	Ljungan	6	0,43±0,15	2,7	1944	5 ↔ 6	0,30±0,17	1,5
V Zentrale Ostsee	Vistula	2	0,41±0,15	2,9	1974	2	0,59±0,13	4,0
	Oder	1 ↔ 2	0,27±0,17	1,7	1971	8 ↔ 1	0,31±0,16	2,0
	Neman	3 ↔ 2	0,49±0,14	2,9	1959	2	0,53±0,13	2,9
	Motala	8 ↔ 2	0,37±0,16	2,1	1921	8 ↔ 2	0,22±0,17	1,3
VI/ VII	Göta älv	8 ↔ 1	0,49±0,14	2,5	1934	1	0,68±0,11	3,4

* Einfluß durch Seentwässerung

^ Einfluß durch Moorentwässerung

↔ Übergang (Übergangswahrscheinlichkeiten) in beiden Richtungen möglich

kursiv: anthropogenes Abflußregime

fett: stabiles Abflußregime (Abflußregimebezeichnungen s. Tab. 4)

Im Wechselspiel zwischen kontinuierlich erfolgreichem (anthropogenen), dominierend flußwasser-gebunden Nährstoffeintrag aus dem Einzugsgebiet und nur diskontinuierlich auftretenden (klimatogenen) sauerstoffreichen Salzwasserintrusionen aus der Nordsee bilden sich unter Berücksichtigung der submarinen Schwellen- und Beckenstruktur sowie einer thermohalinen Sprungschicht des Ostsee-Aquatoriums sauerstoffarme ($< 2 \text{ ml l}^{-1} \text{ O}_2$) bzw. schwefelwasserstoffführende (H_2S) Tiefenwasserkörper. Ihre intraanuellen und interanuellen dreidimensionalen Volumenpulsationen und zweidimensionalen Flächenfluktuationen lassen eine geostatistisch nachweisbare Häufigkeitsverteilung erkennen, deren äquivalentes anoxisches Sedimentationsmilieu sich im Auftreten laminiertes Sedimente auch räumlich widerspiegelt (UNVERZAGT, 2001) (Abb. 3).

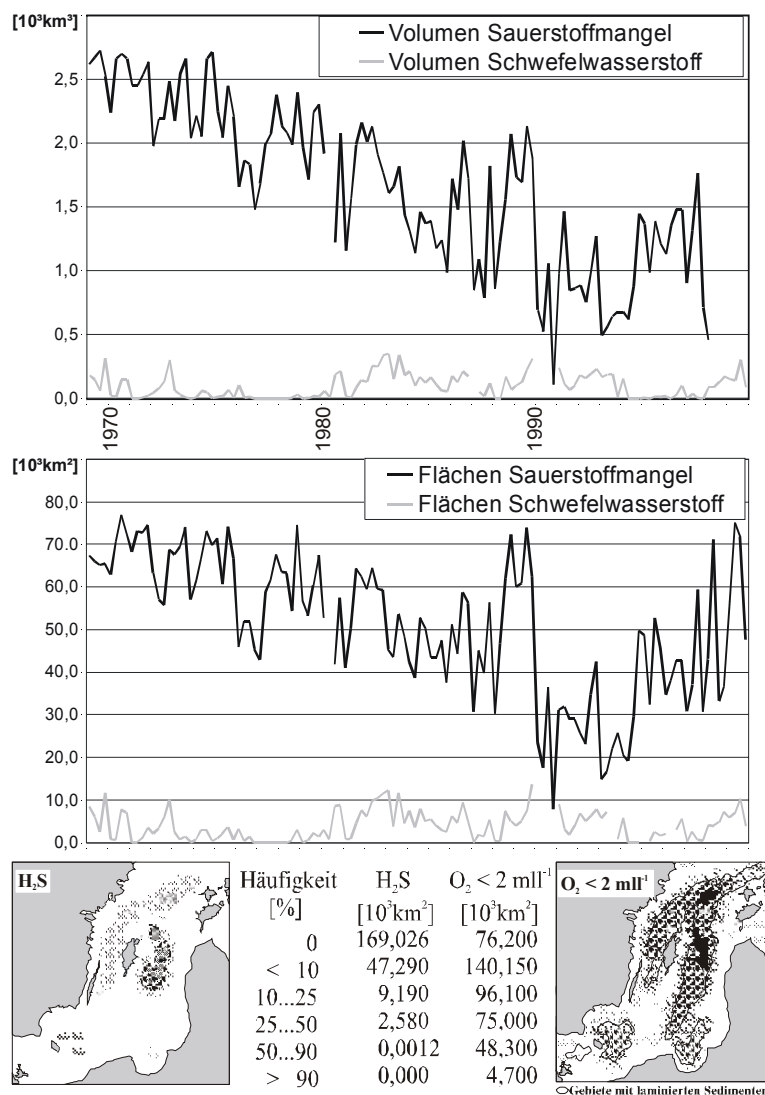


Abb. 3: Flächenfluktuationen bzw. Volumenpulsationen schwefelwasserstoffhaltiger und sauerstoffarmer Tiefenwasserkörper der Zentralen Ostsee sowie ihre häufigkeitsdifferenzierte räumliche Widerspiegelung (1969 - 1999) (nach UNVERZAGT, 2001, 113-117 und 74/ 78)

Während bei großräumigen Klimamodellen der gesamten Ostsee offenbar mit zu hohen Abflußwerten zu rechnen ist, so ECHAM4_HD (1950-90) 105 % (für Bottenwiek bzw. -see 94 bzw. 103 %) und REMO_HD (1979-82) zwar 100 %, aber für Bottenwiek bzw. -see 125 bzw. 112 % (HAGEMANN und DÜMENIL, 1999, 220), kann vor dem Hintergrund einer natürlichen Stagnationsgefährdung der Ostsee (rezente Volumenverringerung: $-1,2 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) ein modifizierender Talsperreneinfluß nicht ausgeschlossen werden (vgl. Tab. 6).

Tabelle 6: Schätzung des Talsperreneinflusses auf die Veränderung des Ostseewasserausstroms (nach modifiziertem Bilanzmodell WULFF et al. 1999 in RÖDEL 2001, 106)

Teileinzugsgebiet	Speichervolumen [km ³]	Saisonale Änderungsbeträge Abfluß [%]			
		Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
Bottenwiek	20,539	+ 18,5	+ 32,2	- 15,5	- 9,5
Bottensee	17,510	+ 20,6	+ 29,6	- 21,8	- 6,8
Zentrale Ostsee *	17,909	+ 8,3	+ 9,3	- 10,7	- 3,4
Übergangsgebiet	10,543	+ 8,0	+ 9,5	- 11,1	- 3,9

* einschließlich Finnischer Meerbusen und Rigaer Bucht

fett: > + 10 % Abflußerhöhung durch Talsperrenbewirtschaftung (Winter und Frühjahr)

kursiv: > - 10 % Abflußerniedrigung durch Talsperrenbewirtschaftung (Sommer)

Literatur

- AURADA, K.D.: Logistik der Wasserdargebotsbewirtschaftung in Deutschland. Implantation technischer Systeme in natürliche Systeme. In: HOFFMANN, A. (Hrsg.): Wasserwirtschaft im Wandel, Kasseler Wasserbau-Mitteilungen, 12, 2001, 481-490
- AURADA, K.D.: Stabilisierung der Variabilität kolonisierter und implementierter Geosysteme. ARCS-Report (2002), (im Druck)
- BERGSTRÖM, S.: River Runoff to the Baltic Sea – Natural Variability and Human Impact. In: OMSTEDT, A. (ed.): First Study Conference on BALTEX, Visby 1995. Conference Proceedings, 1995, 53-54 (= International BALTEX Secretariat, Publ. No. 3)
- BERGSTRÖM, S. und B. CARLSSON: River Runoff to the Baltic Sea: 1950-1990. *Ambio*, 23, 1994, 4-5, 280-287
- BERGSTRÖM, S., H. ALEXANDERSSON, B. CARLSSON, W. JOSEFSSON, K.-G. KARLSSON und G. WESTRING: Climate and Hydrology of the Baltic Basin. In: WULFF, F.V., L.A. RAHM und P. LARSSON (eds.): A Systems Analysis of the Baltic Sea. Springer, Berlin et al., 2001, 75-112
- CYBERSKI, J.: Influence of seasonal riverine inflows on the Baltic water volume 1901-1997. In: RASCHKE, E. und H.-J. ISEMER (eds.): Second Study Conference on BALTEX. Germany 25-29 May 1998. Conference Proceedings, 1998, 34
- FORSTREUTER, S.: Simulation der rezenten Zuflußverhältnisse der Ostsee und Abschätzung paläohydrologischer Veränderungen seit 8 800 BP im Ostseegebiet. Univ. Greifswald, Diss., 1990, 109 S.
- GOTTSCHALK, L., J.L. JENSEN, D. LUNDQUIST, R. SOLANTIE und A. TOLLAN: Hydrologic Regions in the Nordic Countries. *Nordic Hydrology*, 1979, 10, 273-286
- GRAHAM, L.P.: Using large-scale hydrologic modeling to re view runoff generation processes in GCM climate models. In: Raschke, E. & H.-J. Isemer (eds.): Second Study Conference on BALTEX. Germany 25-29 May 1998. Conference Proceedings, 1998, 54-55

- HAGEMANN, S. und L. DÜMENIL: Application of a Global Discharge Model to Atmospheric Model Simulations in the BALTEX Region. *Nordic Hydrology*, 30, 1999, 209-230
- HELCOM: Water Balance of the Baltic Sea. *Baltic Sea Environment Proceedings*, 18, 1986, 174 pp.
- HOFFMANN, T.: GIS-gestützte kartographische Darstellung der Abflußverhältnisse im Einzugsgebiet der Ostsee. *Univ. Greifswald, Staatsex.-arb.*, 2001, 46 S. (und CD-ROM)
- HUPFER, P., Z. MIKULSKI und M. BÖRNGEN: Statistical Analysis of River Inflow to the Baltic Sea in the Period 1921-70. In: *Geod. Geophys. Veröff.*, R. 4, 1983, 38 (Berlin 1984), 110-143
- ICOLD: World Register of Dams (Computerized version). Paris, 1998, 319 pp.
- KRASOVSKAJA, I., N.W. ARNELL und L. GOTTSCHALK: Flow regimes in northern and western Europe: development and application of procedures for classifying flow regimes. In: SEUNA, P., A. GUSTARD, N.W. ARNELL und G.A. COLE (eds.): *FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data*, IASH-Publ., 221, 1994, 185-193
- KUUSISTO, E.: Hydrology and hydroenergetics of the Baltic Drainage. In: Omstedt A (ed.) *First Study Conference on BALTEX, Visby, Conference Proceedings*, 1995, 18-27 (= International BALTEX Secretariat, 3)
- LUDIN, A.: *Die nordischen Wasserkräfte*. Springer, Berlin, 1930, 778 S.
- MEHNERT, A.: Untersuchungen zur Rekonstruktion des spätweichseiszeitlichen Deglaziationsprozesses im Ostseeraum. *Univ. Greifswald, Diss.*, 1996, 111 S.
- MIKULSKI, Z.: Water balance of the semi-enclosed seas. *Geophysica*, 17, 1981, 63-74
- MIKULSKI, Z.: Inflow of river water to the Baltic Sea. *Journ. Hydrol. Sciences*, 10, 1983, 1-4, 1-16
- MIKULSKI, Z.: New results of calculation of water balance of the Baltic Sea. *Miscellanea Geographica*, 1984, 123-134
- OMSTEDT, A. (ed.): *First Study Conference on BALTEX, Visby 1995. Conference Proceedings*, 1995, 190 pp. (= International BALTEX Secretariat, Publ. No. 3)
- RÖDEL, R.: Die Auswirkungen des historischen Talsperrenbaus auf die Zuflußverhältnisse der Ostsee. *Greifswalder Geogr. Arb.*, 18, 2001, 118 S.
- SCHINKE, H.: Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee. *Meereswissenschaftliche Berichte*, 12, 1996, 137 S.
- SDANAWITSCHUS, A.: Tendenzielle Veränderungen des Abflusses in den Teileinzugsgebieten und im Gesamteinzugsgebiet der Ostsee., *Univ. Greifswald, Dipl.-arb.*, 1998, 81 S.
- UNVERZAGT, S.: Räumliche und zeitliche Veränderungen der Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser der Ostsee. *Greifswalder Geogr. Arb.*, 19, 2001, 123 S.

Beeinflussen Fernwirkungen das Auftreten von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee?

¹⁾H. Schinke und ²⁾W. Matthäus

¹⁾Bonn, Deutschland

²⁾Rostock-Warnemünde, Deutschland

Abstract

In order to identify teleconnections favourable for the occurrence of major inflows of highly saline water into the Baltic Sea, periodic fluctuations in major Baltic inflows (MBIs) and characteristic anomalies in sea level pressure field over the North Atlantic and Europe preceding MBIs are studied. The results show that the various anomalies identified in the sea level pressure field over the North Atlantic/European area in years preceding a season with MBIs seem to have no influence on the occurrence of MBIs. Close connections between variations of the meridional circulation over the North Atlantic and the occurrence or absence of MBIs could not be found. Favourable conditions for the occurrence of MBIs seem to be almost exclusively generated in the Baltic area itself.

Einleitung

Extreme Einströme von salzreichem Wasser in die Ostsee, die sogenannten Salzwassereinbrüche, sind von wesentlichem Einfluss auf die ozeanographischen Bedingungen dieses Schelfmeeres (MATTHÄUS und FRANCK, 1992; MATTHÄUS und SCHINKE, 1999; MATTHÄUS und NAUSCH, 2003). Insgesamt 111 Salzwassereinbrüche wurden seit 1880 mit Ausnahme der Weltkriege identifiziert (Abb. 1). Ihre jahreszeitliche Verteilung zeigt, dass derartige Ereignisse am häufigsten zwischen Oktober und Februar (90 %) und weniger häufig im August/September bzw. im März/April auftreten (Abb. 1, rechts oben). Zwischen Mai und Mitte August wurden keine Salzwassereinbrüche registriert.

Salzwassereinbrüche treten meist in Gruppen (21 Fälle, vgl. schwarze Boxen auf der Zeitachse in Abb. 1), selten als Einzelereignisse (10 Fälle) auf. Die meisten Gruppen umfassen mehrere Jahre, die längste wurde von 1948 bis 1952 (12 Fälle) beobachtet.

Bis Mitte der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts traten Salzwassereinbrüche mehr oder weniger regelmäßig auf (Abb. 1); die längsten Perioden ohne Salzwassereinbrüche dauerten 3 bis 4 Jahre (z. B. 1894/1897; 1927/1930; 1956/1959). Seitdem ist ihre Häufigkeit und Intensität signifikant zurückgegangen. Zehn Jahre ohne Salzwassereinbruch vergingen zwischen Februar 1983 und Januar 1993 und seit dem sehr starken Ereignis 1993 sind auch fast 10 Jahre vergangen. Die ozeanographischen Bedingungen im Tiefenwasser der Ostsee haben sich verändert. Deshalb wurde Untersuchungen zu den Ursachen von Salzwassereinbrüchen besondere Aufmerksamkeit gewidmet (z. B. BÖRNGEN, 1978a; FRANCK et al., 1987; MATTHÄUS und FRANCK, 1992; SCHINKE, 1996; SCHINKE und MATTHÄUS, 1998), die vor allem die Bedeutung regionaler meteorologischer und ozeanographischer Faktoren unterstrichen.

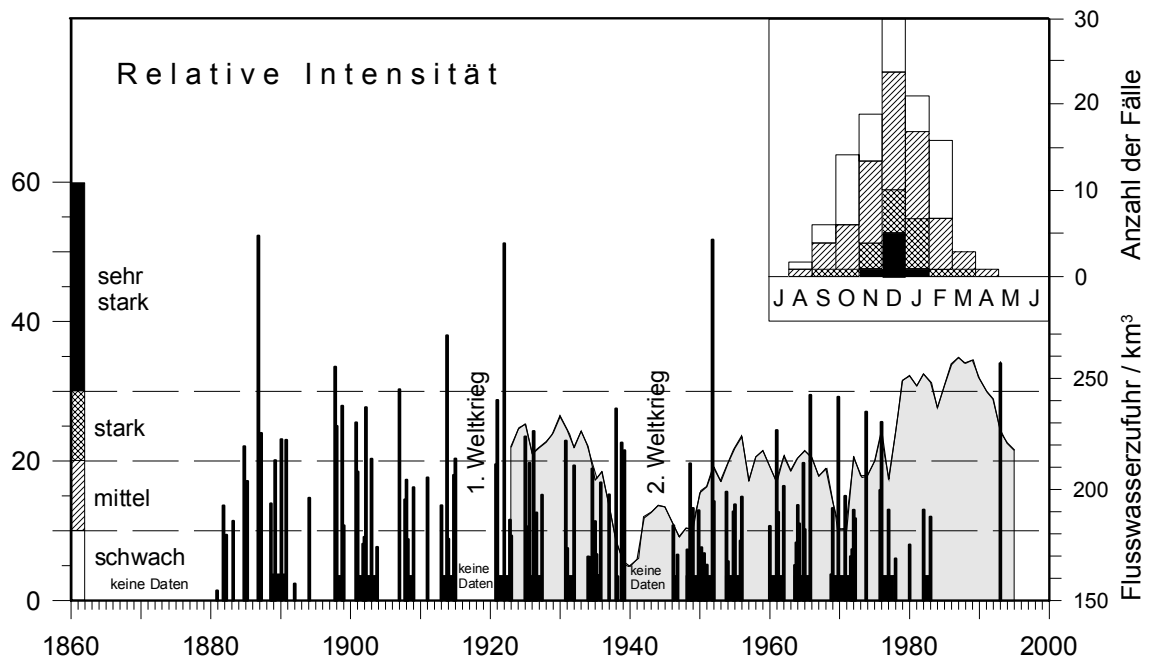


Abb. 1: Salzwassereinbrüche zwischen 1880 und 2002 und ihre jahreszeitliche Verteilung (rechts oben), dargestellt in relativen Intensitäten (MATTHÄUS und FRANCK, 1992; FISCHER und MATTHÄUS, 1996; ergänzt und neu bearbeitet) sowie die 5jährigen gleitenden Mittel der Flusswasserzufuhr zur Ostsee (innerhalb der Eingangsschwellen) gemittelt zwischen September und März (schattiert). Schwarze Boxen an der Zeitachse: Gruppen der Salzwassereinbrüche.

Vergleicht man die zeitliche Verteilung der Salzwassereinbrüche in die Ostsee mit dem Auftreten von El Niño/Southern Oscillation (ENSO)-Ereignissen in der südlichen Hemisphäre, so ergibt sich auf den ersten Blick eine gewisse Übereinstimmung im Auftreten. Untersuchungen deuten auf mögliche Auswirkungen der ENSO-Ereignisse auf die atmosphärische Zirkulation im nordatlantisch-europäischen Sektor hin (FRAEDRICH, 1994; MERKEL und LATIF, 2001). Forschungen von DICKSON (1971, 1973), BÖRNGEN (1978b), BÖRNGEN et al. (1990), HEINß (1994) und HUPFER et al. (1994) verweisen auf Periodizitäten in der atmosphärischen Zirkulation, die eine Rolle beim Auftreten von Salzwassereinbrüchen spielen könnten. In diesem Beitrag soll untersucht werden, ob charakteristische Anomalien im Luftdruckfeld über dem Nordatlantik und Europa einige Monate bis zu drei Jahren vor dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee identifiziert werden können.

Periodizität und Anomalien im Luftdruckfeld bei Salzwassereinbrüchen

Nach DICKSON (1971, 1973) treten Salzwassereinbrüche in die Ostsee vorwiegend zu Zeiten des höchsten Salzgehaltes in den europäischen Schelfmeeren - und damit auch im Skagerrak und Kattegat - auf und stellen einen Begleitumstand des Transports salzreichen Wassers aus den Subtropen in die europäischen Schelfmeere dar. Im Abstand von etwa drei bis vier Jahren sind hohe Salzgehalte in allen europäischen Schelfmeeren zu beobachten, die mit dem periodischen Auftreten eines relativ beständigen Druckmusters erklärt werden können, das durch negative Druckanomalien über dem westlichen Nordatlantik und positive Druckanomalien über dem östlichen Nordatlantik gekennzeichnet ist.

Ab Anfang der 1970er Jahre konzentrierte sich die Forschung zu den meteorologischen Ursachen von Salzwassereinbrüchen auf den Nachweis bestimmter spektraler Schwankungen im Druckfeld über dem Nordatlantik und deren Zusammenhang mit den Salzgehaltsverhältnissen im Skagerrak und Kattegat.

Zur Aufdeckung von Periodizitäten beim Auftreten von Salzwassereinbrüchen wurde die Zeitreihe aller Salzwassereinbrüche seit 1897 nach FRANCK et al. (1987) in Einstromjahre mit Salzwassereinbrüchen (1) und in solche ohne Salzwassereinbrüche (0) geteilt, wobei das Einstromjahr von Juli bis Juni reicht. Anschließend wurde von dieser quasi-digitalen Zeitreihe eine Art Autokorrelation ermittelt, indem die Reihe dupliziert und zunächst mit sich selbst verglichen wurde. Zuerst erfolgte also für eine Zeitverschiebung von 0 Jahren die Ermittlung der Anzahl der Übereinstimmungen (= Anzahl der vorhandenen Werte) und die Anzahl der Unterschiede (= 0). Im nächsten Schritt wurde die eine Reihe um ein Jahr verschoben und wiederum die Anzahl der Übereinstimmungen und Unterschiede ermittelt. Dies wurde fortgesetzt bis zu einer zeitlichen Verschiebung von 10 Jahren. Die Ergebnisse zeigt Abb. 2. Es fällt auf, dass die Kurve der Übereinstimmungen (00, 11) bei einer Periode von 3 Jahren ein Minimum und bei 4 Jahren ein Maximum hat. Das nächste Minimum tritt erst bei 8 Jahren auf. Auch wenn man nur die Übereinstimmungen der Einstromjahre mit Salzwassereinbrüchen (11) zählt, sieht die "Autokorrelationsfunktion" ähnlich aus. Da die sich hier andeutende 4jährige Schwingung nur schwach ausgeprägt ist, kann eine mögliche Schwingung dieser Art in der Atmosphäre nur zu einem sehr geringen Teil zur Erklärung von Salzwassereinbrüchen beitragen. Da BÖRNGEN et al. (1990), HEINB (1994) und HUPFER et al. (1994) Variationen bei dreijährigen Schwingungen über dem Nordatlantik aufzeigten, spricht dies nicht für einen Zusammenhang zwischen diesem atmosphärischen Schwingungsverhalten und dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen. Gegen eine dreijährige Periode beim Auftreten von Salzwassereinbrüchen spricht auch die Tatsache, dass sich in den meisten Wintern bis Mitte der 1970er Jahre Salzwassereinbrüche ereignet haben. Das Auftreten von Salzwassereinbrüchen weist also keine klaren Periodizitäten auf. Salzwassertransporte können daher Salzwassereinbrüche verstärken, sind zu ihrem Auftreten aber nicht notwendig.

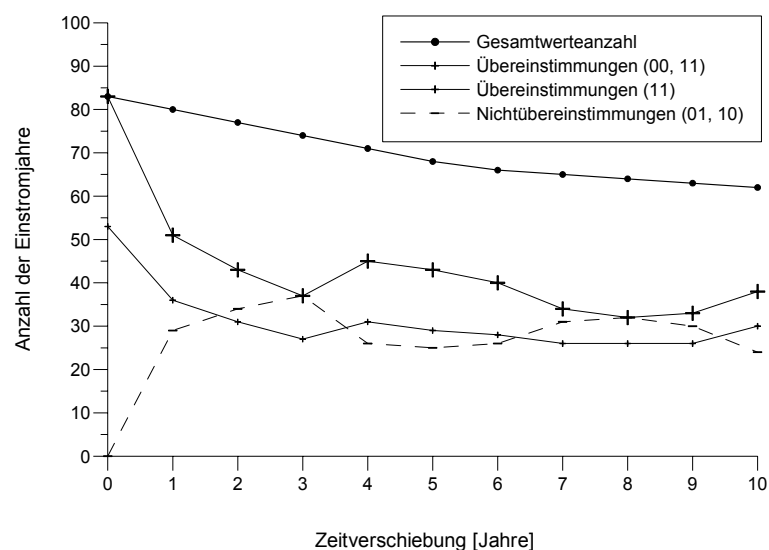


Abb. 2.: „Autokorrelationsfunktion“ der Einstromjahre bis zu einer Verschiebung von 10 Jahren (0 = Einstromjahr ohne Salzwassereinbrüche; 1 = Einstromjahr mit Salzwassereinbrüchen).

Die von DICKSON (1971, 1973) beschriebenen quasiperiodischen Druckanomalien über dem Nordatlantik führen zu einem verstärkten Transport salzhaltigen Wassers in die europäischen Schelfmeere. Wenn das Auftreten dieser Anomalien Salzwassereinbrüche begünstigt, so müssten sie vor Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen um so deutlicher erkennbar sein, wenn man die Einstromjahre wieder in solche mit Salzwassereinbrüchen und in solche ohne unterteilt und anschließend jeweils die Druckanomalien über dem Nordatlantik für den Zeitraum Vorjahr, Anfangsjahr und Endjahr berechnet. Nach BÖRNGEN (1978b) - der davon ausgeht, dass die Druckanomalien über dem Nordatlantik 1,5 bis 2 Jahre vor Salzwassereinbrüchen auftreten - müssten sich im Vorjahr deutliche Unterschiede zeigen.

Zur Beschreibung der Zirkulation über dem Nordatlantik wurden zunächst Meridionalindizes gebildet, die die Luftdruckdifferenzen zwischen der Westküste Europas und der Ostküste Nordamerikas auf den Breitenkreisen 55° N, 50° N, 45° N und 40° N darstellen (Abb. 3). Hierbei handelt es sich um die Luftdruckdifferenzen, bei denen HEINß (1994) und HUPFER et al. (1994) das Auftreten einer 3jährigen Periode im 20. Jahrhundert und ihr Abbrechen Mitte der 1970er Jahre festgestellt haben.

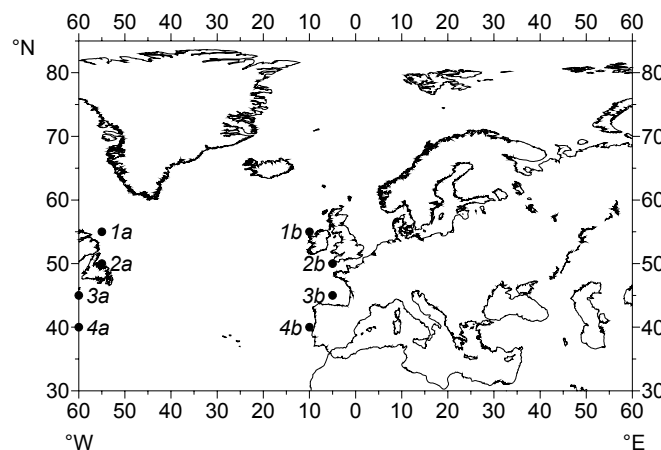


Abb. 3: Die verwendeten Gitterpunkte zur Berechnung der Meridionalindizes (östlicher - westlicher Gitterpunkt, nach HEINß, 1994).

Um Unterschiede zwischen Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen und solchen ohne herauszufinden, wurden die Monatsmittel der Meridionalindizes für den Zeitraum Juli 1899 bis Juni 1993 - wie bei früheren Untersuchungen (SCHINKE und MATTHÄUS, 1998) - in Einstromjahre (Juli - Juni) mit Salzwassereinbrüchen und Einstromjahre ohne Salzwassereinbrüche unterteilt. Um mögliche frühzeitig erkennbare Unterschiede aufzudecken, wurde das Jahr vor einem Einstromjahr zusätzlich in die Untersuchungen einbezogen. Darüber hinaus wurde noch am Anfang und am Ende je ein halbes Jahr mit erfasst, so dass der Vergleich der Monatsmittel über drei Kalenderjahre erfolgen konnte. Mit Hilfe dieser Einteilung lassen sich generelle Unterschiede zwischen Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen und solchen ohne bereits 18 Monate vor Beginn und noch 6 Monate nach Ende des Einstromjahres erkennen.

Die Ergebnisse zeigt Abb. 4. Bei allen Indizes sind während der dargestellten drei Jahre keine systematischen Unterschiede zwischen Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen und solchen ohne zu erkennen. Die vereinzelt auftretenden unsystematischen signifikanten Abweichungen sind ohne jegliche Bedeutung für das Zustandekommen von Salzwassereinbrüchen. Damit wird deutlich, dass Änderungen in der

Meridionalzirkulation über dem Nordatlantik keinen Einfluss auf das Auftreten von Salzwassereinbrüchen haben. Die Übereinstimmung des von DICKSON angegebenen Druckmusters mit dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen rührt offenbar daher, dass ein charakteristisches Hoch über dem Ostseegebiet (vgl. SCHINKE und MATTHÄUS, 1998), das auch Bestandteil des Druckmusters nach DICKSON ist, zu günstigen Voraussetzungen für Salzwassereinbrüche führt.

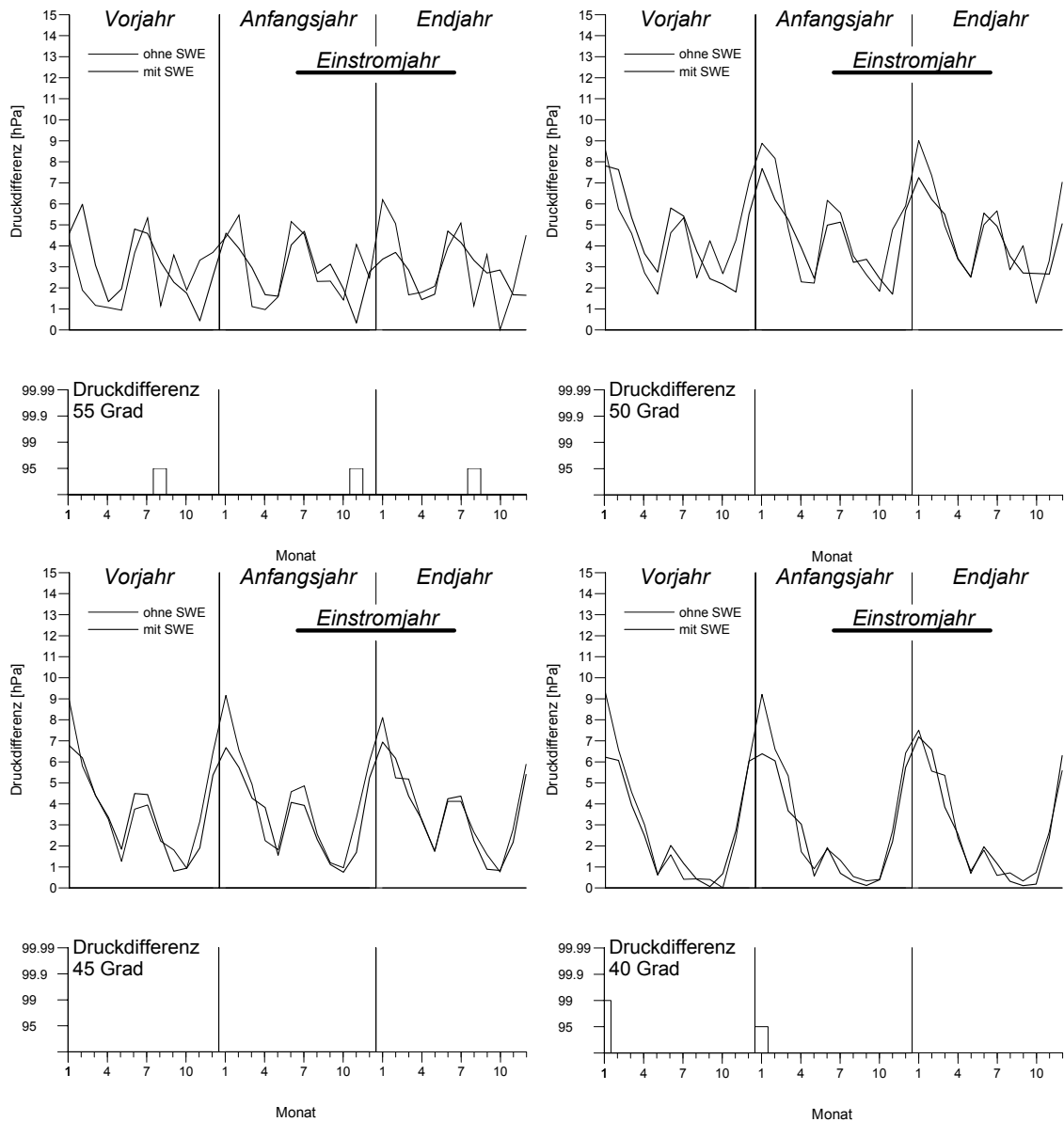


Abb. 4: Mittlerer Verlauf der Meridionalindizes im Vor-, Anfangs- und Endjahr im Vergleich zwischen Einstromjahren ohne Salzwassereinbrüche (SWE) und solchen mit Salzwassereinbrüchen; die Säulen geben das Signifikanzniveau an, auf dem sich die Monatsmittel voneinander unterscheiden.

Neben den Änderungen in der Meridionalzirkulation über dem Nordatlantik, die von DICKSON (1971) beschrieben wurden, sollte auch nach anderen auffälligen Anomalien im Bodendruckfeld gesucht werden, die im Zusammenhang mit Salzwassereinbrüchen stehen könnten. Hierzu wurde wieder nach Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen und solchen ohne unterschieden. Da Fernwirkungen, um z. B. erhöhte Transporte salzreichen Wassers zu bewirken, über einen längeren Zeitraum auftreten müssen, um erkennbare Effekte hervorzurufen, wurden Dreimonatsmittel des Druckfeldes gebildet.

Begonnen wurde mit dem Zeitraum November bis Januar des Einstromjahres (nachfolgend als Kerneinstromperiode bezeichnet, da in diesem Zeitraum die meisten Salzwassereinbrüche auftreten (vgl. Abb. 1). Er hat die Zeitverschiebung 0 Monate. Analog dazu wurden die anderen Monatsmittel vor diesem Zeitraum gebildet, der Zeitabschnitt von August bis Oktober des Anfangsjahres hat z. B. die Zeitverschiebung 3 Monate. Auf diese Weise wurden alle Dreimonatsmittel bis zu 48 Monaten vor der Kerneinstromperiode vor Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen und solchen ohne berechnet. Das Prinzip verdeutlicht Tab. 1.

Tabelle 1: Schema der Berechnung der Dreimonatsmittel; x bezeichnet die Monate, aus denen das jeweilige Monatsmittel berechnet wurde (z. B. 3 Monate vor der Kerneinstromperiode: August bis Oktober des Anfangsjahres, 12 Monate vor der Kerneinstromperiode: November des Vorjahres bis Januar des Anfangsjahres)

Monate vor K.	J A S O N D	J F M A M J J A S O N D	J F M A M J
	Vorjahr (Juli - Dezember)	A n f a n g s j a h r	Endjahr (Januar - Juni)
0			x
1			x x x
2			x x x
3			x x x
...			
12	x x	x	
13	x x x		
...			

Als Ergebnis erhält man 2 x 49 Druckfelder mit Druckanomalien in den verschiedensten Gegenden. Die Höhe der Anomalien und ihre räumliche Ausdehnung sind dabei sehr unterschiedlich, die meisten sind auf einem höheren oder niedrigeren Niveau signifikant. Darin besteht aber auch das Problem: die Beurteilung der Frage, ob die Druckanomalien mit dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen in Verbindung stehen. So können einerseits bestimmte Wechselwirkungen bestehen, z. B. durch Verstärkung oder Abschwächung von Meeresströmungen (DICKSON 1971, 1973), andererseits ist eine großskalige atmosphärische Kopplung des Auftretens der positiven Druckanomalien über dem Ostseegebiet mit anderen Anomalien denkbar. Genauso gut kann es aber auch sein, dass die Anomalien mit dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen nichts zu tun haben oder rein zufälliger Art sind.

Um einen Überblick über die Größe der Druckanomalien zu bekommen, wurden zunächst für alle Druckfelder die mittleren Werte aller positiven Anomalien sowie die mittleren Werte aller negativen Anomalien gebildet (Abb. 5). Weiterhin erfolgte aus allen 300 Werten eines jeden Druckfeldes die Berechnung des Mittels sowie des mittleren Betrages aller Druckanomalien. Als erstes fällt der starke Jahresgang auf, der zu besonders großen Anomalien im Bereich 12, 22 und 36 Monate vor der Kerneinstromperiode führt. Die negativen Anomalien im Herbst der Einstromjahre ohne Salzwassereinbrüche sind 3 Monate bis 1 Monat vor der Kerneinstromperiode genau so gut zu erkennen wie die positiven Anomalien 3 bis 2 Monate vor der Kerneinstromperiode in Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen. Es ist jedoch auffällig, dass sich sowohl die negativen als auch die positiven Anomalien in ihrer Größe nicht nennenswert von den anderen Anomalien unterscheiden. Sie zeichnen sich lediglich durch eine hohe Wirksamkeit auf die Verhältnisse im Ostseegebiet aus. Die starken Anomalien, die etwa bei 12, 22 und 36 Monaten auftreten, legen den Schluss

nahe, dass sie lediglich auf Grund der erhöhten Variabilität in der Zirkulation im Winter zustande kommen und daher kein Zusammenhang zum Auftreten von Salzwassereinbrüchen besteht. Hieraus folgt, dass mehr als 12 Monate vor Wintern mit Salzwassereinbrüchen keine Anomalien mehr nachweisbar sind, die in einem kausalen Zusammenhang zum Auftreten von Salzwassereinbrüchen stehen.

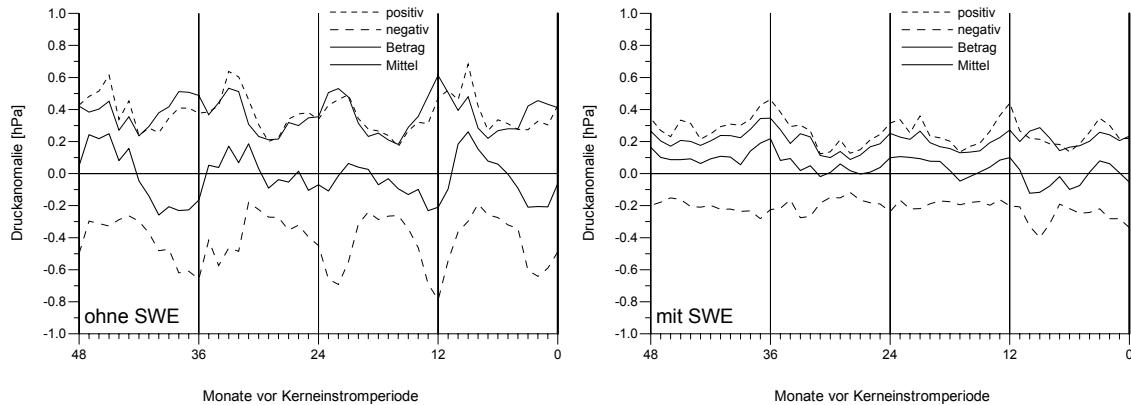


Abb. 5: Mittlere positive und negative Anomalien sowie mittlerer Betrag und Mittel aller Anomalien vor der Kerneinstromperiode von Einstromjahren ohne Salzwassereinbrüche (SWE) und der Kerneinstromperiode von Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen.

Da die allgemeinen Ausführungen zu den Druckfeldern nichts über ihre räumliche Struktur verraten, ist eine Einzelanalyse der verschiedensten Anomalien erforderlich. Sie wurde für alle Druckfelder bis zu 24 Monate vor der Kerneinstromperiode durchgeführt. Bei der nachfolgenden Erläuterung der Resultate werden nur die Anomalien diskutiert, die sich über mehrere Monate zeigen, eine große räumliche Ausdehnung besitzen bzw. signifikant auf hohem Niveau sind. Weiterhin werden hier nur die Anomalien vor der Kerneinstromperiode von Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen beschrieben, die Anomalien bei Einstromjahren ohne Salzwassereinbrüche sind meist analog dazu mit umgekehrtem Vorzeichen. Da bei letzteren weniger Werte in die Rechnung eingehen, ist die Variabilität deutlich größer, und es treten eher signifikante Abweichungen auf, die aber ohne Bedeutung sind.

Als erstes sind im Zeitraum von etwa 5 bis 2 Monaten vor der Kerneinstromperiode von Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen positive Anomalien über dem Ostseegebiet erkennbar (Abb. 6), die mit einer leichten Verstärkung des Islandtiefs gekoppelt sind (d. h. negative Anomalien im isländisch-grönländischen Raum und über dem zentralen Nordatlantik). Dies sind die typischen Anomalien, die im Herbst vor Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen auftreten (vgl. SCHINKE und MATTHÄUS, 1998). Sie werden immer schwächer, je größer die Zeitdifferenz zur Kerneinstromperiode wird. In den Sommermonaten sind nur schwache Anomalien vorhanden. Im Zeitraum von 10 bis 8 Monaten (Februar bis April des Anfangsjahres) fallen negative Anomalien im Gebiet von Grönland bis Skandinavien auf. Diese sind bereits in Abb. 5 erkennbar. Bei 14 bis 12 Monaten vor der Kerneinstromperiode (insbesondere bei 12 Monaten), das entspricht dem Oktober bis Dezember des Vorjahres, ist eine Verstärkung und Westausdehnung des sibirischen Kältehochs erkennbar. Dies zeigt sich auch durch deutliche und teilweise signifikante Anomalien zu Beginn des Anfangsjahres (insbesondere geringere Windgeschwindigkeiten, geringerer Wasserstand der Ostsee sowie geringere Flusswasserzufuhr, vgl. SCHINKE und MATTHÄUS, 1998). In den Monaten 24 bis 15 vor

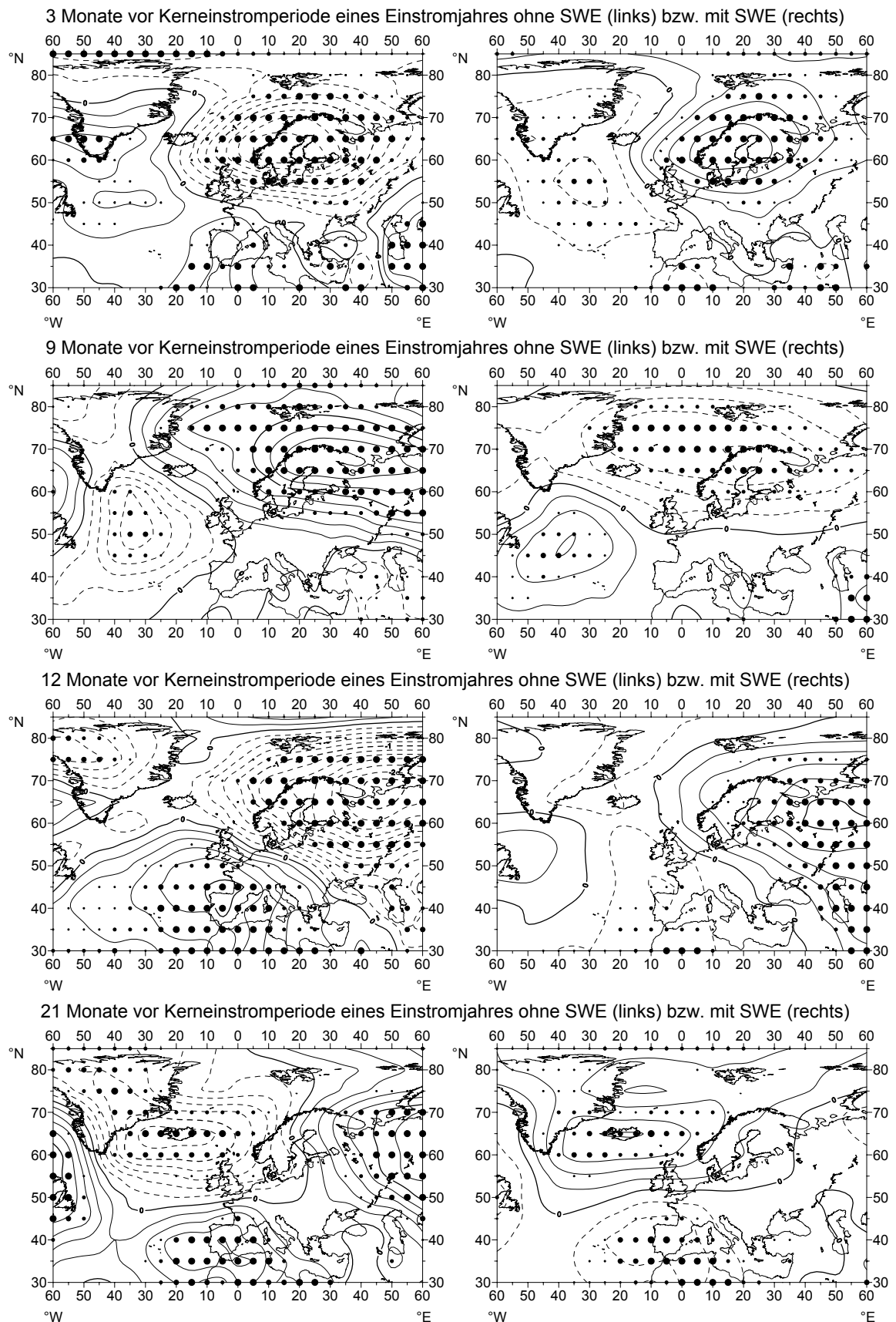


Abb. 6: Mittlere Anomalien des Bodendruckfeldes in einigen Monaten vor der Kerneinstromperiode von Einstromjahren ohne Salzwassereintrüche (SWE) und der Kerneinstromperiode von Einstromjahren mit Salzwassereintrüchen; die Kreise stellen das Niveau dar (95% - kleinster Punkt, 99% 99,9% und 99,99% - größter Punkt), auf dem die Anomalien signifikant von 0 verschieden sind; Isobarenabstand: 0,2 hPa.

der Kerneinstromperiode konnten keine systematischen, persistenten bzw. deutlich signifikanten Anomalien im Druckfeld festgestellt werden. Dies gilt insbesondere auch für Anomalien in der Meridionalzirkulation, die nach BÖRNGEN (1978b) 24 bis 18 Monate vor dem Beginn von Salzwassereinbrüchen auftreten. Eine Verstärkung der Meridionalzirkulation derart, dass ein verstärkter Transport salzreichen Wassers nach Norden erfolgt, ist nicht einmal andeutungsweise zu erkennen (Abb. 6, 21 Monate vor der Kerneinstromperiode). Bei den Anomalien 36 Monate vor der Kerneinstromperiode, die hier nicht dargestellt sind, kann man - wie schon bei 12 Monaten - eine Verstärkung des sibirischen Kältehochs erkennen.

Als Bilanz ergeben sich zunächst 3 mögliche Fernwirkungen, die Salzwassereinbrüche begünstigen: bei 3 Monaten vor der Kerneinstromperiode positive Anomalien über dem Ostseegebiet, bei 9 Monaten negative Anomalien von Grönland bis Skandinavien und bei 12 Monaten eine Verstärkung und Westausdehnung des sibirischen Kältehochs. Die erste ist keine Fernwirkung, sondern tritt unmittelbar vor Salzwassereinbrüchen auf und beeinflusst nachhaltig die ozeanographischen Verhältnisse der Ostsee. Die Anomalien bei 9 Monaten sorgen für einen höheren Wasserstand in der Ostsee im März und April des Anfangsjahres und sind zum Teil auch bei anderen Größen erkennbar. Inwieweit dies allerdings positive Auswirkungen auf das Eintreten von Salzwassereinbrüchen im darauffolgenden Winter haben könnte, ist nicht ersichtlich. Es wäre lediglich denkbar, dass die durch diese Anomalie verstärkte Zonalströmung zu höheren Salzgehalten im Kattegat beiträgt, indem sie zu einem verstärkten Eindringen von Nordseewasser führt. In Anbetracht der Tatsache, dass die Anomalien 12 Monate vor der Kerneinstromperiode den Anomalien bei 36 Monaten sehr ähnlich sind, erscheint es unwahrscheinlich, dass sie etwas mit dem Auftreten von Salzwassereinbrüchen zu tun haben könnten. Bei all diesen Anomalien könnte es sich aber durchaus um Erscheinungen handeln, die miteinander gekoppelt sind, so wie dies auch zwischen ENSO-Ereignissen und anderen atmosphärischen Prozessen der Fall ist.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass günstige Bedingungen für das Eintreten von Salzwassereinbrüchen nahezu ausschließlich im Ostseegebiet geschaffen werden. Zwar sind vor Einstromjahren mit Salzwassereinbrüchen die verschiedensten Anomalien im Druckfeld erkennbar, es erscheint aber zweifelhaft, dass sie irgendeinen Einfluss auf das Auftreten von Salzwassereinbrüchen haben. Ebenso kann man davon ausgehen, dass Änderungen in der Meridionalzirkulation über dem Nordatlantik keinen Einfluss auf das Auftreten von Salzwassereinbrüchen haben.

Literatur

- BÖRNGEN, M.: On the causes of the strong salt water inflows into the Baltic. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock, 1 (1978a), 305-315.
- BÖRNGEN, M.: Beitrag zur Analyse und Interpretation zeitlicher Änderungen des Salzgehaltes im Bereich der Ostsee-Eingänge. Diss., Karl-Marx-Universität Leipzig, Sektion Physik. Leipzig 1978b, 110 S.
- BÖRNGEN, M., P. HUPFER und M. OLBERG: Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea. Beitr. Meereskd. 61 (1990), 11-19.
- DICKSON, R. R.: A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate-scale hydrographic variation in the European shelf seas. Dt. Hydrogr. Z. 24 (1971), 97-119.

- DICKSON, R. R.: The prediction of major Baltic inflows. Dt. Hydrogr. Z. 26 (1973), 97-105.
- FISCHER, H. und W. MATTHÄUS: The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. J. Mar. Systems 9 (1996), 137-157.
- FRAEDRICH, K.: An ENSO impact on Europe? A review. Tellus, 46A (1994), 541-552.
- FRANCK, H., W. MATTHÄUS und R. SAMMLER: Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century. Gerlands Beitr. Geophys., 96 (1987), 517-531.
- HEINß, B.: Untersuchung des raumzeitlichen Verhaltens des Bodendruck- und des 500-hPa-Geopotentialfeldes über dem Nordatlantik. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin, Meteorologisches Institut. Berlin 1994, 69 S.
- HUPFER, P., M. OLBERG und B. HEINß: Ozeanographischer Zustand der Ostsee und Klimaänderungen. PIK Reports, Nr. 1 (1994), 110-113.
- MATTHÄUS, W. und H. FRANCK: Characteristics of major Baltic inflows - a statistical analysis. Cont. Shelf Res., 12 (1992), 1375-1400.
- MATTHÄUS, W. und H. SCHINKE: The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea. Hydrobiologia, 393 (1999), 1-10.
- MATTHÄUS, W. und G. NAUSCH: Hydrographic-hydrochemical variability in the Baltic Sea during the 1990s in relation to changes during the 20th century. ICES Journal of Marine Science, (2003), im Druck.
- MERKEL, U. und M. LATIF: A high resolution AGCM study of the El Niño impact on the North Atlantic/European Sector. MPI-Report, No. 325 (2001), 13 pp.
- SCHINKE, H.: Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee. Meereswiss. Ber., Warnemünde, 12 (1996), 137 S.
- SCHINKE, H. und W. MATTHÄUS: On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. Cont. Shelf Res., 18 (1998), 67-97.

Zur Geschichte des Stralsunder Pegels. Ältester Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns

H.-D. Birr
Stralsund, Deutschland

Abstract

The German Hydrological Almanac of 1937 and also many authors dated the observation start of water level in Stralsund from 1846. Hitherto unused archive documents shows, that this gauge works not later than 1829-05-15. His existence is only not provable for the period 1840-1847. Therefore he is the oldest gauge on the coast of Mecklenburg-Vorpommern.

1. Vorbemerkungen

Frühe Pegeldaten von der deutschen Ostseeküste und daraus resultierende langjährige Wasserstandsreihen besitzen nach wie vor hohe wissenschaftliche und technologische Bedeutung. Erlauben sie doch einerseits die Nutzung extremer Pegelstände, von denen insbesondere die von Sturmfluten für den Küsten- und Hochwasserschutz unschätzbaren Wert besitzen. Andererseits sind sie Basis der maritimen Klimafolgenforschung, wie es HUPFER bereits 1962 beispielhaft zeigen konnte. Analog dürfen u. a. die Ergebnisse des Forschungsvorhabens "Klimaänderung und Küste" gesehen werden, die HUPFER 1998 vorgelegt hat, ohne dabei andere Arbeiten, wie über den rezenten Anstieg des mittleren Wasserstandes, außer Acht zu lassen.

2. Maritim-historischer Rahmen

Stralsund ist seit Jahrhunderten eine bedeutende und traditionsreiche See- und Hafenstadt. Bereits während der Hansezeit entwickelte sie sich neben Lübeck zu dem führenden Fernhandelszentrum. Zwar erhielt sie erst 1234 die Stadtrechte, doch begünstigt durch die Lage am Strelasund dürften schon ihre Vorgänger Ausgang für Seetransport, Fischerei und Fährverkehr gewesen sein. Bestätigt wird das durch jüngste archäologische Funde bei 2 m unter NN an der Sundpromenade, die auf einen Siedlungsplatz aus der Zeit um 6500 BP hinweisen. Eigentliche Sensation waren mehrere Einbäume und damit die frühesten Wasserfahrzeuge Norddeutschlands (LINDENBERG, 2002). Ähnlich gewichtig sind Grabungsergebnisse von 1996/99 nahe des Hafens, wie das älteste bekannte Heckruder und weitere Schiffsteile aus der Mitte des 13. Jh. (SCHNEIDER, 2002). Und das 1997 geborgene Gellenwrack aus der Mitte des 14. Jh. spricht ebenso für regen Schiffsverkehr.

Zur maritimen Geschichte der sundischen Handelsmetropole gehört auch 1278 die Einführung der ersten Hafenordnung. Die Festlegung, daß größere Schiffe durch flachgehende Prähme zu leichtern sind, deutet auf geringe Wassertiefen an den Landungsbrücken hin. Das Tiefenproblem sollte Stralsund bis in die Gegenwart begleiten, jedoch nicht nur unmittelbar vor seinen Toren.

Der Seeweg zur Stadt fährt über drei Ansteuerungen (Abb. 1). Neben dem heute bevorzugten Ostfahrwasser via Greifswalder Bodden, sind das zum einen das Westfahrwasser über den Gellenstrom (Gallen) sowie die Barhöfter Rinne und zum anderen das Nord-

fahrwasser, das zwischen Rügen (Halbinsel Wittow mit dem Bug) und Hiddensee durch den Libben (Posthus leden) in das Stralsunder Fahrwasser führt. Letztere vor allem haben bis Heute ein existenzielles Problem: geringe Wassertiefen und permanente Versandungen. Seekarten des 16. bis 18. Jh. bezeugen nutzbare Tiefen auf deren Einsteuerungen von zwei Faden (3,4 m), östlich Hiddensee mitunter lediglich vier Fuß (1,1 m). Auf Gellen- und Libben-Reede waren es immerhin 6 bis 10 m. Eigentlich Tiefen, die auch gegenwärtig zu finden sind. Die Koggen des 13. Jh. kamen auf 2 bis 3 m Tiefgang. Die späteren Karavellen und Karacken brachten es auf 4 bis 5 m. Letztere mußten somit auf Außenreede geleichtert werden. Zwar verfügte die Stralsunder Innenreede mindestens 3 m Wasser, aber an den Brückenköpfen dürften es kaum mehr als 1,5 m gewesen sein. Immerhin reichte um 1700 die Fährbrücke 180 m in den Sund.

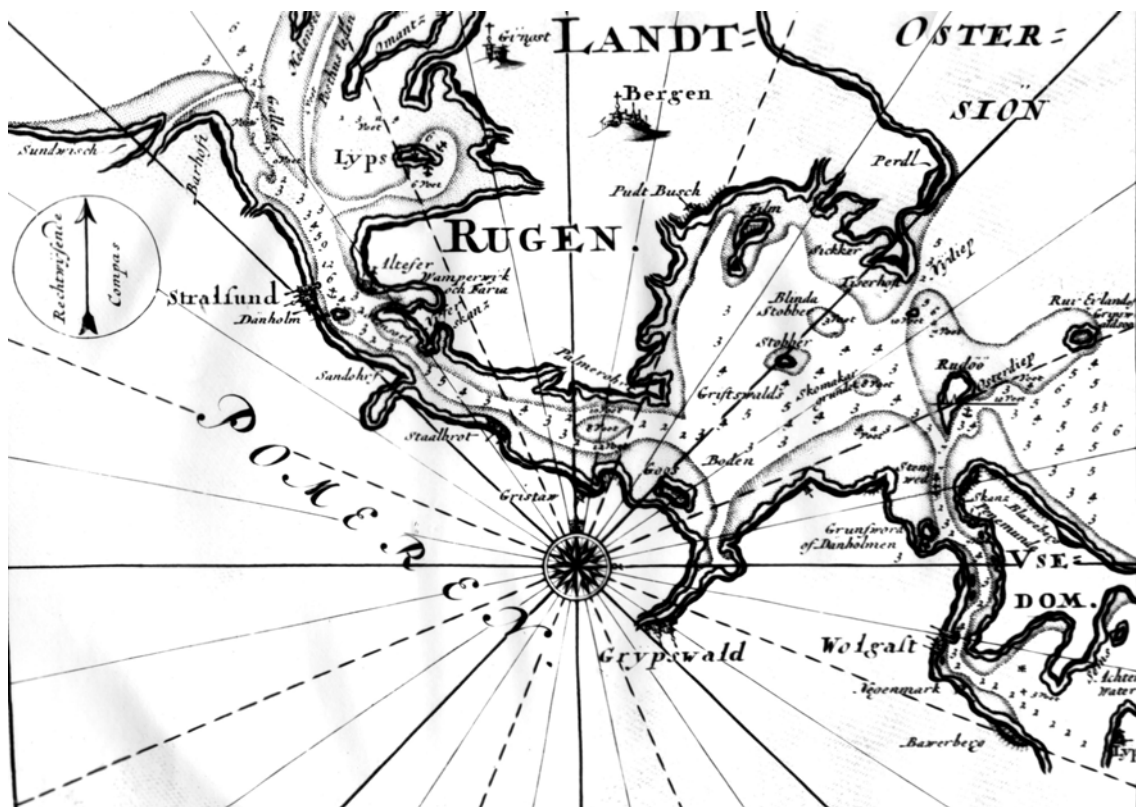


Abb.1: Einfahrten nach Stralsund (älteste brauchbare Seekarte: Erster Schwedischer Seeatlas von GEDDA, 1994/95 (Repro Stadtarchiv Stralsund))

Aus dem 17. Jh. stammen erste Hinweise auf zunehmende Versandungen im Gellenbereich (HENSEL und KÖHLER, 1984). Für Ende des 18. Jh. ist der Beginn von Ausbaggerungen überliefert. Noch 1890 wurde von der Stadt der Ausbau des Fahrwassers auf mindestens 12 Fuß (3,77 m) gefordert. Wie folgenschwer die Versandungen sein können, beweist das Schicksal der seit 1664 betriebenen Schiffspostlinie Stralsund-Ystad: von 1824 bis 1841 mußte diese nach Greifswald verlegt werden (SCHMIDT, 2000). Schließlich ist von historischer Relevanz, daß bereits 1625 durch den Stralsunder Rat die sog. Hafenkammer gegründet wurde, die bis ins 19. Jh. die maritimen Belange des Hafens zu vertreten hatte. So war der Hafenskapitän verantwortlich für Fahrwasser, Lots- und Pegelwesen, Baggerei sowie Seezeichenwesen. Das heißt, die Stadt reagierte auf die genannten Tiefenprobleme.

Aus nautischer Sicht stellen Wassertiefe und Wasserstand eine Einheit dar. Beide haben das gleiche Bezugsniveau, ihre Kenntnis ist elementare Bedingung jeder Navigation.

Das Loten ist aus der Frühzeit der Schifffahrt bekannt. Wohl zuerst mittels eines geraden Astes oder gar eines Riemens, aus denen die gemarkte Peilstange hervorging. Für größere Tiefen folgte das Handlot mit Leine und Lotkörper. Als erster Nachweis in Mecklenburg-Vorpommern gilt ein bleierner Lotkörper vom Wrack der Darßer Kogge aus dem späten 13. Jh. (FÖRSTER, 2002). Setzte man beispielsweise eine Peilstange oder "Latte" auf die Uferlinie bzw. schlug sie an einen Anleger, konnten die Schwankungen des Wasserstandes erkannt werden. War das etwa dann die erste Pegellatte bzw. der erste Lattenpegel, der übrigens im Russischen Fußstock (futstok) heißt?

3. Erste Anfänge des Pegelwesens

Über die frühesten Wasserstandsmessungen hat 1970 MATTHÄUS ausführlich berichtet (Nilmesser von 716). Im 14. und 16. Jh. stand die Erfassung der gezeitenbedingten Wasserstandsänderungen für die Schifffahrt im Vordergrund (u. a. Hamburg 1353). Jedoch gibt es über die im Mittelalter gebräuchlichen Beobachtungsverfahren nur Vermutungen. Erwartungsgemäß sind wahrscheinlich speziell markierte Bollwerke, Pfähle oder Steine verwendet worden, so wie 1683 in Amsterdam, wo man Marmorsteine in Höhe des mittleren Hochwassers einmauern ließ. Seitdem existiert ein allgemein verbreitetes Bezugsniveau der Pegelhöhen (NN). Und die seit 1700 vorliegenden Messungen bilden weltweit die älteste Wasserstandsreihe (BOUWMEESTER, 1993). Der erste selbstregistrierende Pegel wird 1831 im englischen Sheerness errichtet, 30 Jahre später der erste deutsche in Hamburg bzw. 1870 für die Ostsee im damaligen Swinemünde (1882 Arkona). Doch nach wie vor prägen die Lattenpegel das Bild, obwohl ihre Verbreitung nicht mit Sicherheit zu erfassen ist.

Regelmäßige Wasserstandsmessungen, wie sie an der Nordsee seit dem 17. Jh. durchgeführt wurden, sind von der deutschen Ostseeküste vor dem Beginn des 19. Jh. nicht überliefert. Offensichtlich reichte der meistens nur um einige Zoll schwankende Wasserstand als augenfälliges Maß für die "mittleren Wasserstände" aus. Nach EIBEN (1992) bestand dafür kein Meßbedarf.

Als älteste Ostsee-Pegel sind bis Anfang des 19. Jh. bekannt: 1715 St. Petersburg (NESHICHOWSKI, 1988), 1771 Stettin (LANGE, 1960), 1774 Stockholm (LAZARENKO, 1961), 1802 Pillau (LANGE, 1960), 1804 Kronstadt und Tallinn (LAZARENKO, 1961).

Abhängig von der Entwicklung des Seeverkehrs, der den Ausbau der Häfen und Fahrwasser erforderlich machte, entstand der zwingende Bedarf nach zuverlässigen Wasserstandsdaten. Die preußische Wasserbauverwaltung reagierte mit der Einrichtung des Pegeldienstes. 1810 erschien die erste "Pegel-Instruction", die einen regulären Beobachtungsdienst mit dem Bau neuer Pegel sowie der Niederschrift und Bearbeitung der Meßwerte gewährleistete (ECKOLDT, 1965). Noch im gleichen Jahr gingen die Stationen in Swinemünde und Kolberg in Betrieb, 1811 in Memel und 1815 in Danzig (LOMNIOWSKI, 1975; LAZARENKO, 1961). Wie verlief die Entwicklung an der heutigen deutschen Ostseeküste?

Nach Untersuchungen von JENSEN und TÖPPE (1986) besitzt Travemünde den ältesten Lattenpegel, dessen Daten seit 01. Januar 1826 verfügbar sind (1885 Schreibpegel). Für den dann folgenden Pegel Stralsund werden sowohl bei EIBEN (1992) als auch überraschenderweise noch von DIETRICH und LIEBSCH (2000) das Jahr 1846 genannt, was offensichtlich auf das Gebietspegelverzeichnis im Gewässerkundlichen Jahrbuch 1937 zurückgeht. Archivstudien des Verfassers (1970) hatten bereits erste Hinweise dafür gegeben, daß in Stralsund spätestens ab 15. Mai 1829 Pegelablesungen erfolgt sind. Unklar war allerdings, ob und wie diese fortgesetzt wurden. Erste Ergebnisse weiterer

Recherchen konnten dann 1999 und 2000 publiziert werden. Zudem ergaben sich weitere Anfangsdaten mecklenburg-vorpommerscher Küstenpegel (Tab).

Tabelle: Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns bis Ende des 19. Jahrhunderts (Zusammenstellung des Verfassers nach verschiedenen Quellen. Für den Beobachtungsbeginn wurde jeweils die früheste Angabe verwendet. Einige der Pegel existieren nicht mehr, mehrere waren mit Unterbrechungen in Betrieb.

Pegel	Beobachtungsbeginn	Quelle
Stralsund	01. März 1829	Stadtarchiv Stralsund
Barhöft	01. Juli 1829	Univ.-Bibliothek Greifswald
Wolgast	1846	Correns 1972
Greifswald/Wieck	1846	Jahrb. Gewässerkd. 1937
Wittower Posthaus	Febr. 1846	WSA/Ackermann 1891
Anklam	Dez. 1847	Jahrb. Gewässerkd. 1937
Wismar	01. Juli 1848	Paschen 1856
Ueckermünde/Kanal	1850	Correns 1972
Wittower Fähre	07. Mrz. 1854	WSA
Warnemünde	April 1855	Paschen 1882
Glowe/Jasmund	1856	Hagen 1878
Arkona	1860	Gaye 1951
Barth	01. Nov. 1863	WSA
Greifswalder Oie	vor 1872	Baensch 1875
Ribnitzer Paß	vor 1872	Brosin 1965
Thießow	vor 1872	Baensch 1875
Darßer Ort	Jan. 1873	Ackermann 1891
Lohme	Jan. 1873	Ackermann 1891
Poel/Timmendorf	Mai 1873	Ackermann 1891
Westklüne /Usedom	1873	Correns 1972
Prerow/Außen	01. Juni 1875	WSA
Prerow/Innen	01. Juni 1875	WSA
Saßnitz	02. Mai 1882	Jahrb. Gewässerkd. 1937
Rostock/Mühlendamm	vor 1886	TAL 1886

4. Zur Entwicklung der Stralsunder Wasserstandsmessungen

Unter den skizzierten historischen und nautisch-hydrographischen Bedingungen sollte man erwarten können, daß neben der Kontrolle der Fahrwassertiefen der Beobachtung des Wasserstandes entsprechende Bedeutung zukam. Wenigstens müßten die Stralsunder Lotsen unmittelbar daran interessiert gewesen sein, jeweils die unter dem Einfluß von Wasserstandsschwankungen verfügbaren Tiefen zu kennen. Überliefert ist davon nichts, wenn man von den spärlichen Tiefenangaben historischer Seekarten absieht. Obwohl seit 1447 für alle Hansestädte Lotsenzwang bestand (LUDWIG, 2002), erscheint erst 1664 eine verbindliche Lotsenordnung. Aber direkte Festlegungen für Pegelmessungen fehlen. Ebenso in nachfolgenden Verordnungen, wie die von 1667, 1691 und 1784-1788, bleibt es bei solchen Formulierungen wie "Beachtung, wie tief das Schiff gehet" bzw. Forderungen zur Beobachtung und Bezeichnung des Fahrwassers (Stadtarchiv Stralsund). Letzteres funktioniert eigentlich nur, wenn die Wechselwirkung zwischen Wasserstand und Wassertiefe Beachtung findet. Hier nun drängt sich der Ver-

gleich mit Travemünde auf, wo zwar Pegellisten seit 1826 existieren, der "Wassermesser" zu Navigationszwecken jedoch vermutlich älteren Datums ist (JENSEN und TÖPPE, 1986). Für Stralsund ist der analoge Vorgang für 1829 belegt. Dagegen rechtfertigt die seemännische Umsicht der Lotsen die Annahme, daß zumindest im Interesse der Postlinie nach Ystad über das Nordfahrwasser der Wasserstand ausreichende Berücksichtigung fand. So erscheint die Hypothese nicht übertrieben, daß spätestens mit der Wittower Poststation auf dem Südbug ab 1683 eine Art Wassermerkpfehl bestanden haben könnte und möglicherweise schon etwas eher an einer der Stralsunder Hafenbrücken. Erst als bis 1846 auf der seezugewandten Seite des Bugs ein Lotsenhafen entstand, begannen hier offensichtlich auch die Pegelablesungen. Nach HAGEN (1878) ist das durch eine Mittelwasserreihe für 1846-1861 erwiesen. Die bisherige Annahme von 1834 beruht auf einem Irrtum: Der Aktendeckel im Wasser- und Schifffahrtsamt Stralsund (WSA) beziffert zwar 1834, die Akte selbst beginnt erst 1854!

Stralsund mit Vorpommern gelangte 1815 zu Preußen. Hier nun galt die bereits erwähnte Pegelinstruktion. Nicht überliefert ist, ob diese auch in Stralsunder Schifferkreisen bekannt war. Aus Unterlagen des hiesigen Stadtarchivs geht hervor, daß der Lotsen-Altermann Christopher WALLIS im Januar 1829 den Aufbau eines Pegels vorgeschlagen hatte. Offenbar eigenmächtig begann er am 01. März d. J. mit den Wasserstandsmessungen. Wie der "Wassermesser" aussah, wo er stand und was schriftlich niedergelegt wurde, ist nicht bekannt. Für die Fixierung des Pegel-Nullpunktes waren diese Messungen allerdings unerlässlich. Das Schreiben der Regierung an den Magistrat, das die Errichtung eines "Pägel" an der Ballastkiste im Hafen anweist, ist für den 20.04.1829 ausgewiesen. Der Nullpunkt ist danach vier Fuß unter Mittelwasser anzusetzen, der Pegelstand täglich abzulesen und mit der Windrichtung sowie Eis, Nebel und weiteren besonderen Wettererscheinungen in Tabellen einzutragen. Zugleich wird betont, daß dadurch die Vergleichbarkeit mit den Wasserstandsmessungen in Barhöft und am Wittower Posthaus erreicht werden soll. Die Vollzugsmeldung der Stadt erfolgte am 22.05.1829 mit der Mitteilung, daß die Beobachtung des Pegels dem Lotsen-Altermann WALLIS übertragen wurde, der das bis 1836 machte (Nachfolger Hafendiener WENDT). Nebenbei bemerkt, WALLIS erhielt dafür 12 Taler pro Jahr! Nach Beschwerde kamen später vier Taler für Schreibmaterialien hinzu. Die Rechnung über die Setzung des Pegels, einer 12 Fuß langen gefirnissten Holzlatte, datiert eigenartigerweise vom 22.03.1829. Am 03.06.1829 übersendet WALLIS seine erste "Tabellarische Nachweisung vom Pägel des Stralsunder Hafens vom Mai 1829". Archiviert ist lediglich die handgeschriebene Liste für den 15. bis 31. Mai (Abb. 2). Gemäß den vorliegenden monatlichen Anschreiben wurden die Wasserstandslisten als Anlage bis Januar 1846 an die Regierung überstellt. Entsprechend Regierungsschreiben vom 28.02.1846 waren die Listen ab sofort nicht mehr dem Magistrat, sondern dem zuständigen Wasserbaumeister zu übergeben und die Pegelwerte außerdem im Buch der Hafen-Inspektion niederzuschreiben. Letzteres ist gleichermaßen nicht auffindbar gewesen, wie schon die erwähnten Pegelablesungen für 01.03.-14.05.1829.

Wasserstand vom Pegel Stralsund.

Jahr	Tag	Wasserstand	Wasserstand	Wasserstand	Bemerkungen
1829	15.	6. N.	5. 6.	N. W.	Stiller Wetter, wenig Wind
15.	7. U.	3-6.	N. N. W.		
	11. U.	3-5.			
	7. U.	3-6.	N. W.		
16.	7. U.	3-5.	W. N. W.		
	11. U.	3-6.	N. W. N. N.		
	7. U.	3-5.	N. N. W.		
17.	7. U.	3-6.	N. N. W.		
	11. U.	3-6.	N. N. W.		
	7. U.	3-6.	N. N. W.		
18.	7. U.	3-7.	N. N. O.		
	11. U.	3-8.	N. N. O.		
	7. U.	3-8.	N. O.		
19.	7. U.	3-8.	N.		
	11. U.	3-9.	O. N. O.		
	7. U.	3-7.	O. N. O.		
20.	7. U.	3-8.	O. N. O.		
	11. U.	3-9.	O. N. O.		
	7. U.	3-7.	O. N. O.		
21.	7. U.	3-6.	O. N. O.		
	11. U.	3-7.	O. N. O.		
	7. U.	3-6.	O. N. O.		
22.	7. U.	3-6.	O. N. O.		
	11. U.	3-7.	O. N. O.		
	7. U.	3-6.	O. N. O.		
23.	7. U.	3-5.	O. N. O.		
	11. U.	3-6.	O. N. O.		
	7. U.	3-5.	O. N. O.		
24.	7. U.	3-4.	O. N. O.		
	11. U.	3-3.	O. N. O.		
	7. U.	3-4.	O. N. O.		
25.	7. U.	3-5.	N. W.		
	11. U.	3-8.	N. O.		
	7. U.	3-7.	O. N. O.		
26.	7. U.	3-9.	O. N. O.		
	11. U.	3-10.	N. O.		
	7. U.	3-8.	N. O.		
27.	7. U.	3-6.	N. O.		
	11. U.	3-5.	N. O.		
	7. U.	3-4.	N. O.		
28.	7. U.	3-4.	N. O.		
	11. U.	3-3.	N. O.		
	7. U.	3-2.	N. O.		
29.	7. U.	3-2.	N. W.		
	11. U.	3-2.	N. W.		
	7. U.	3-2.	N. W.		
30.	7. U.	3-2.	N. W.		
	11. U.	3-2.	N. W.		
	7. U.	3-2.	N. W.		
31.	7. U.	3-2.	N. W.		
	11. U.	3-2.	N. W.		
	7. U.	3-2.	N. W.		

Stralsund d. 31. Aug.

Abb. 2: Älteste Wasserstandsliste vom Pegel Stralsund: 15. bis 31. Mai 1829 (Repro Stadtarchiv Stralsund)

Der Nachweis weiterer Stralsunder Wasserstandsdaten ist primär zwei Umständen zu verdanken. So verlangte der § 6 der Pegelinstruktion am Ende eines jeden Jahres die Anfertigung von Wasserstandsskalen durch den Wasserbaudirektor. Wie Verfasser Nov. 2000 mitteilen konnte, wurden zudem mehr oder weniger durch Zufall bei themenfremden Sucharbeiten derartige Skalen in der Universitätsbibliothek Greifswald entdeckt. Abb. 3 zeigt, daß das erste Blatt die Zeit 15.05. bis 31.12.1829 erfaßt. Weitere dieser bislang einmaligen Jahres-Skalen schließen bis Ende 1839 an. In der Nachweisführung klafft dann eine achtjährige Lücke. Erst durch die Publikation der Trigonometrischen Abteilung der Landesaufnahme (TAL) von 1875 ist mit einer Reihe der Jahresmittel der Fortbestand der Stralsunder Wasserstandsmessungen erwiesen: 1848-1874. Dazu gibt es

obendrein die Zusammenstellung der Hauptwerte für 1872-1884 aus dem Landesarchiv Greifswald (LAG).

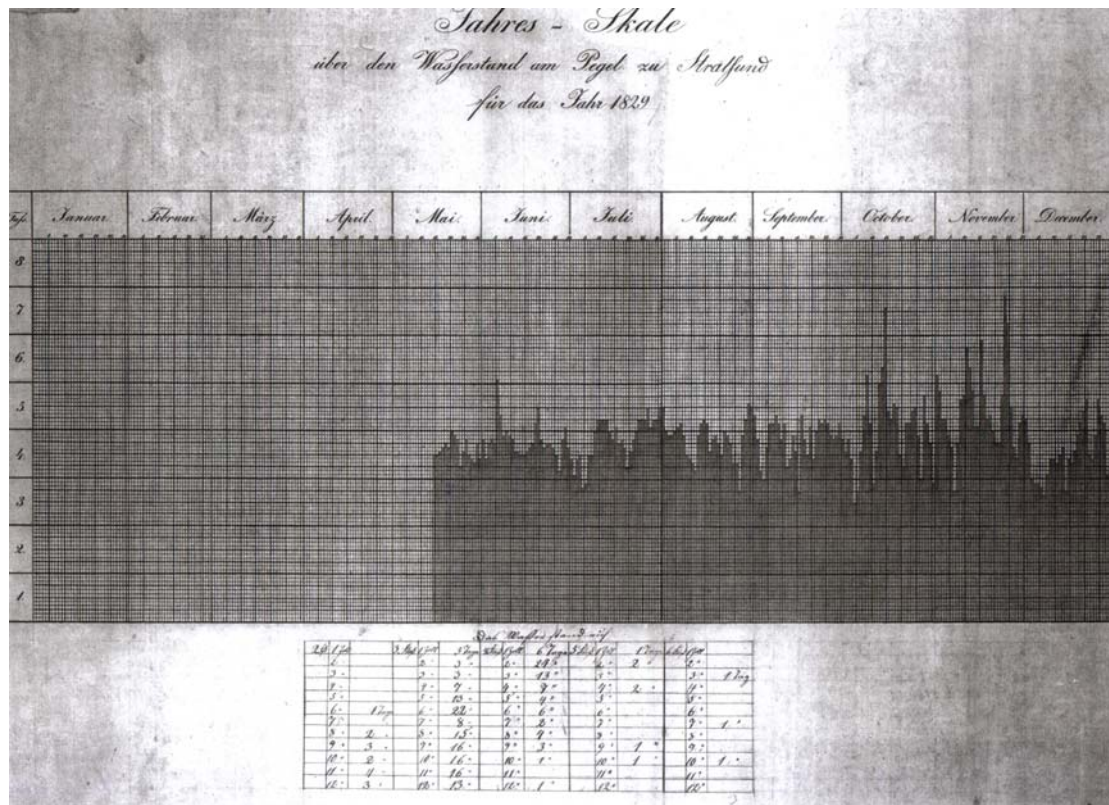


Abb. 3: Erste Jahres-Skale über den Wasserstand am Pegel zu Stralsund: 15. Mai bis 31. Dezember 1829 (Repro Universitätsbibliothek Greifswald)

Überraschenderweise spricht die TAL (1875) von drei Pegeln in Stralsund: einem alten und einem neuen städtischen Pegel an der ersten Landungsbrücke vor dem Fährtor sowie einem Haupt-Pegel unter der Festungsbrücke am Fährtor. Letzterer, eine 10 Fuß lange und nach rheinländischem Maß in Fuß und Zoll durch eiserne Rippen geteilte hölzerne Pegellatte, wurde täglich einmal vom Hafenmeister in der Zeit 12 bis 14 Uhr abgelesen. Für diesen lag der Nullpunkt 2,2519 m über dem des Pegels zu Neufahrwasser (Nowy Port). Die städtischen Pegel differierten lediglich um 6 bzw. 4,4 mm. Nicht unerwähnt soll bleiben, daß am Fährtor eine Höhenmarke der Europäischen Gradmessung bei 8,319 m (entspr. 4,806 ü. NN) angebracht war. Das Fährtor, ältestes Tor von ehemals sechs Wassertoren, fiel 1874 dem Abriß zum Opfer.

Die nächsten Nachrichten sind ebenfalls der TAL (1886) zu verdanken. Elf Jahre später existiert außer dem Haupt-Pegel nur noch ein städtischer Pegel. Ihre Nullpunkte beziehen sich auf 1,255 m ü. NN. Im 1. Nachtrag von 1887 wird der Höhenwert für den (neuen) städtischen Pegel auf 1,262 m korrigiert und gleichzeitig ein Pegel der Wasserbau-Inspektion neben dem Haupt-Pegel erwähnt. Warum und wie lange drei Pegel unterhalten wurden, ist nicht nachzuvollziehen. Bei Kontrollnivelements zwischen 1882 und 1900 war nur von einem Pegel die Rede, dessen Nullpunkt bei NN - 1,251 lag (LAG). Das galt dann bis zur Pegelnullabsenkung auf die bekannten 5,000 m unter NN, die in Stralsund am 31.10.1938 erfolgte. Dieser Lattenpegel I. Ordnung befand sich bis April 1957 an "historischer" Stelle: an der nördlichen Seite der Fährbrücke, d. h. der Pfahl mit der gußeisernen Latte stand dicht neben dem hafenseitigen Aufleger der Brücke. Doch im Pegelstammbuch wird kritisch vermerkt, daß die Latte um 110 cm zu kurz

sei, nicht alle Extremwasserstände direkt meßbar wären. Dieser Zustand änderte sich erst im Mai 1940 durch die Aufstellung eines "Staffelpegels". Die untere Staffel mit der Teilung 300-604 cm verblieb an alter Stelle, die obere Staffel kam schräg gegenüber in die Ecke zwischen Brücke und Kanalmauer (576-813 cm). Zusätzlich errichtete man einen Hilfspegel neben der Lotsenstation. Der Fährbrücken-Pegel blieb bis März 1956 in Betrieb (April 1957 abgebaut). Im September 1954 folgte ein neuer Lattenpegel bei der Lotsenstation. Ab 01.04.1956 war er der offizielle Stralsunder Pegel. Drei Jahre später wurde dieser auf die Südseite der Lotsenstation umgesetzt und wiederum als gestaffelter Pegel bis Heute betrieben. Nicht herauszufinden war, wie lange der Hilfspegel existierte. Schließlich erhielt Stralsund im Juni 1961 gleichfalls einen Schreibpegel, der nunmehr an der Nordseite der jetzt ehemaligen Lotsenstation steht. Interessant ist, daß die Askania-Werke Berlin bereits 1936 ein Angebot für einen selbstregistrierenden Pegel unterbreitet hatten.

Die Resultate der Pegelbeobachtungen sind unterschiedlich dokumentiert. Waren es neben den Skalen zunächst bis 1874 die Jahresmittel bzw. bis 1884 die Hauptwerte, so schließt sich etwas die Datendichte durch die im WSA erhaltene "Zusammenstellung der (monatlich) höchsten und niedrigsten Wasserstände von 1854 bis 1941". Tägliche Wasserstände liegen erst wieder nach den im LAG aufbewahrten "Nachweisungen über die Wasserstände ..." durch die Wasserbau-Inspektion der damaligen Regierung zu Stralsund ab 01.03.1873 vor. Die diesbezüglichen Beobachtungslisten enden mit dem 30.06.1920. Leider fehlen die Zeitspannen Jan. 1894 bis Okt. 1899 und Jan. 1909 bis März 1913. Doch Letzteres geht schon in die seit 1901 herausgegebenen "Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbücher" über (Hier: Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands, Küstengebiet der Ostsee, Abflußjahre 1901-1936 usw.). Erstere Lücke läßt sich aber teilweise schließen, da für die Jahre 1894-1899 im LAG die monatlichen Hauptwerte überliefert sind. Analog sieht es für das letzte Jahr aus. Im neuen Gewässerkundlichen Jahrbuch sind die Hauptwerte seit 1896 verzeichnet.

5. Schlußbemerkungen

Wenn auch die vorgestellte Datenabfolge in sich nicht homogen und lückenlos ist, läßt sie wenigstens bis auf die acht Jahre von 1840/47 den Schluß zu, daß der Stralsunder Pegel seit 15. Mai 1829 ununterbrochen betrieben wurde. Und es gibt eigentlich keinen triftigen Grund anzunehmen, daß das zwischen 1840 und 1847 anders gewesen sein soll. Weitere intensive Recherchen vermögen eines Tages vielleicht doch noch diese oder jene Lücke in den Wasserstandslisten zu schließen. Unwiderlegbar bleibt indes, daß Stralsund den ersten Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns besitzt bzw. nach Travemünde den zweitältesten der Bundesrepublik

Literatur

- ACKERMANN, C.: Beiträge zur Physischen Geographie der Ostsee. 2. Ausg., Otto Meissner, Hamburg 1891, 400 S.
- BAENSCH, J.: Die Sturmfluth an den Ostseeküsten des Preußischen Staates vom 12./13. November 1872. Z. f. Bauwesen 25(1875), 156-220
- BIRR, H.-D.: Hydrographie des Strelasundes. Diss., Potsdam 1970
- BIRR, H.-D.: Recherchen zur Sturmflutstatistik an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns. Wasser&Boden 51(1999), 31-33

- BIRR, H.-D.: Historische Jahres-Skalen des Wasserstandes der Pegel von Stralsund und Barhöft (Ostsee). *Wasser&Boden* 52(2000), 29-32
- BOUWMEESTER, E. C.: Küstenschutz in den Niederlanden bei einer Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs. In: SCHELLHUBER, H.-J., und H. STERR (Hrsg.): *Klimaänderung und Küste*. Springer-Verlag, Berlin 1993, 174-186
- BROSIN, H.-J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* 18(1965), 277-381
- CORRENS, M.: *Beiträge zur Hydrographie des Kleinen Haffs und des Peenestroms*. Diss., Berlin 1972
- DIETRICH, R., und G. LIEBSCH: Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. *Z. geolog. Wiss.* 28(2000), 615-623
- ECKOLDT, M.: Johann Albert Eytelwein (1764-1848). *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 9(1965), 1-8
- EIBEN, H.: Hydrologische Besonderheiten an der Ostseeküste. In: KRAMER, J., und H. ROHDE (Bearb.): *Historischer Küstenschutz*. Verlag Konrad Witwer, Stuttgart 1992, 497-516
- FÖRSTER, TH.: *Wrackforschung vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns*. Kulturhistorisches Museum Stralsund, Vorträge am 15.05. und 16.08.2002
- GEDDA, P.: *Pas-Kaerten Over de geheele Oost-Zee het Schager-Rack*. Amsteldam 1694/95
- GAYE, J.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. *Schrift. Naturwiss. Verein Schlew.-Holst.* 25(1951), 196-203
- HAGEN, G.: *Handbuch der Wasserbaukunst*. III. Bd., Berlin 1878
- HUPFER, P.: *Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900*. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* 17(1962), 355-512
- HUPFER, P. (Hrsg.): *Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste*. Spezialarb. AG Klimaforsch. Nr. 12, Humboldt-Univ. Berlin 1998
- HENSEL, S., und U. KÖHLER: Zur Entwicklung des Stralsunder Nordfahrwassers. *Seewirtschaft* 16(1984), 276-277
- JENSEN, J., und A. TÖPPE: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 30(1986), 99-107
- LANDESARCHIV GREIFSWALD (LAG): *Acta Königl. Preuß. Regierung Stralsund*. Die Nachweisungen über die Wasserstände an den Pegeln (Rep. 80)
- LANGE, O.: 150 Jahre deutsches Pegelwesen. *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 4(1960), 1-3
- LAZARENKO, N. N.: *Kolebanija urownja Baltijskogo morja*. *Trudy GOIN Leningrad* 65(1961), 39-126
- LINDENBERG, A.: *Spektakuläre Ausgrabung am Strelasund*. *Ostsee-Zeitung*, Stralsund 31.03.2002
- LOMNIEWSKI, K. (Red.): *Morze Bałtyckie*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warschau 1975, 508 S.
- LUDWIG, G.: *Seemänner und Fischer als Lotsen*. *Ostsee-Zeitung*, Stralsund 16.01.2002
- MATTHÄUS, W.: Zur historischen Entwicklung der Methoden und Geräte zur Beobachtung und Registrierung des Wasserstandes. *Schriftenr. Geschichte Naturwiss., Technik u. Medizin* 7(1970), 46-59 u. 71-97
- NESHICHOWSKI, R. A.: *Reka Nawa*. Gidromet. Izdat. Leningrad 1973, 192 S.
- PASCHEN, F.: Ueber die Wahrnehmbarkeit der Ebbe und Fluth in der Ostsee. *Archiv Landeskd. Mecklenbg.* 6(1856), 137-150
- PASCHEN, F. (Hrsg.): *Großherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung IV. Theil*, Schwerin 1882, 106 S.

- SCHMIDT, M.: Rügens geheime Landzunge. Die Verschlusssache Bug. Ch. Links Verlag, Berlin 2000, 175 S.
- SCHNEIDER, M.: Die Hansestadt Stralsund. Eine Seehandelsstadt im Mittelalter. In: Dt. Stiftung Denkmalschutz: Maritime Macht, Monumente Publ. 2002, 12-45
- STADTARCHIV STRALSUND: Ordnung für die Seefahrenden, die beym Ruden einkommen, und für die Piloten daselbst vom 15 Junius 1664; Königl. Schwed. Seerecht, publ. 12 Jun. 1667; Erweit. Ordnung f. d. Seefahrenden u. Piloten ... von 1691 u. 1764; Instruktion für Lotsen 1749 u. 1788; Die Einrichtung eines Pägels über den Wasserstand am Hafen 1829-1846; Der Lotsen-Altermann 1808-1848. Alle Rep. 15
- TRIGONOMETRISCHE ABTHEILUNG DER LANDES-AUFNAHME (TAL): Nivellements und Höhenbestimmungen. 3. Bd., Berlin 1875 und IV. Heft, Berlin 1886 mit Erster Nachtrag (1887)
- UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK GREIFSWALD: Jahres-Skalen über den Wasserstand an den Pegeln Stralsund und Barhöft (Flurkartenbestand 7035)
- WASSER- UND SCHIFFFAHRTSAMT STRALSUND (WSA): Pegelstammbuch Stralsund und andere Pegelakten; Zusammenstellung der höchsten und niedrigsten Wasserstände 1854-1941 für Stralsund; Wasserstandslisten vom Wittower Posthaus 1854-1927; Dt. Gewässerkdl. Jahrb., verschied. Jg.

Frische Nehrung und Frisches Haff in der Literatur bis 1945

H. Baudler

Universität Rostock, Institut für Biologie
Rostock, Deutschland

Zusammenfassung

Bis zur Mitte der dreißiger Jahre des 20. Jahrhunderts existierte auf der Frischen Nehrung eine offene, d.h. unbedeckte Wanderdüne. Von den fünf bekannten Tiefs zwischen Frischem Haff und der Ostsee blieb das Pillauer Tief bestehen. Der nördliche Teil der Frischen Nehrung wurde seit 1945 von Russland als dreifach gesichertes militärisches Sperrgebiet ausgewiesen. Diese hermetische Abriegelung, die in Europa sicherlich einmalig ist, macht diese Landschaft für wissenschaftliche Untersuchungen so unvergleichlich und hochinteressant.

1. Einleitung

Zu den Hauptküstentypen der Deutschen Ostseeküste zählen nach BARTELS 1908 die Förden, Rundbuchten, Limane, Bodden, Glattküsten und Haffe. Die Verteilung dieser Haupttypen im Verlauf von West nach Ost ist folgende: an der Küste von Schleswig von der Dänischen Grenze bis zur Kieler Förde herrscht der Fördentypus. Daran schließt in Holstein und Westmecklenburg der Rundbuchtentyp mit der Trave- und der Wismarbucht an. Die Nordwest- und Nordostküste von Fehmarn ist eine Glattküste ebenso die anschließende ostmecklenburgische Küste bis Ribnitz. Die Küsten Vorpommerns vom Darß bis Wollin zählen dann zu den Boddenküsten. Die Küste von Hinterpommern (1945 von Polen annektiert) ist eine glatte Küste, insbesondere eine Flachküste mit Strandseebildungen. Die Küste von Preußen (1945 zum Teil von Polen und zum Teil von der ehemaligen Sowjetunion annektiert) ist vorwiegend Haffküste. Zwischen den Preußischen Haffen, dem Frischen- und dem Kurischen Haff, ist die glatte Abrasionsküste des Samlandes (Königsberger Gebiet, nach 1945 Kaliningrader Gebiet) eingeschaltet.

Fünzig Jahre nach dem zweiten Weltkrieg ist der jetzt russische Teil der Ostseeküste Nordostpreußen aus dem "Nebel" aufgetaucht und wie zu Zeiten eines BARTELS 1908 im wahrsten Sinne des Wortes wieder für wissenschaftlichen Untersuchungen begehbar. Diese Publikation stellt einen Auszug aus einer sich in Vorbereitung befindlichen Monographie zur Nehrungs- und Hafflandschaft Ostpreußens dar.

2. Zur geographischen Lage und Historie von Ostpreußens

Mehr als sieben Jahrhunderte deutscher Vergangenheit haben bis 1945 das einstige Ostpreußen geprägt. Der Autor der ältesten gedruckten Prussia-Karte aus dem Jahr 1542 ist Heinrich Zell aus Nürnberg. Es handelt sich um einen Holzschnitt, als Einblattdruck von vier Holzstöcken gedruckt. Diese Karte ist heute nur noch als Unicum in der Biblioteca Marciana in Venedig erhalten. Durch Henneberger wurde eine Prussia-Karte im Jahre 1584 (JÄGER 1982) in einem Kupferstich dargestellt (Abb. 1).



Abb. 1: Karte von Ost- und Westpreußen: Henneberger/Ortelius, Antwerpen 1584. Bis zur Zeitenwende war die Gegend des späteren Ostpreußen nur ein Gastland für wandernde Völkerscharen, Gruppierungen indogermanischer Herkunft, Goten, Vandalen, Wikinger, sämtlich aus dem germanischen Stamm (DÖBLER 2000). Anschließend wurden als erste die Pruzzen (Aestier) sesshaft, die dann 1283 durch den Deutschen Orden unterworfen wurden (SCHUMACHER 2002).

Neben dem Kurischen Haff im Norden der Samlandhalbinsel, einem inneren Küstengewässer an der südöstlichen Ostseeküste des ehemaligen Ostpreußens, mit einer Fläche, die der fünffachen des Bodensees entspricht, existiert im Süden das Frische Haff mit der Frischen Nehrung, einem Teil der Danziger Bucht. Das Frische Haff hat seinen Namen von der Beschaffenheit seines Wassers. Man nannte früher Süßwasser "Frisches Wasser". Im Englischen ist es heute noch gebräuchlich. Alle Haffe, die ausgesüßtes Wasser führten, wurden Frisches Haff genannt z.B. auch das Oderhaff. Seit dem ersten Drittel des 19. Jahrhunderts ging der Name "Frische" auf das eine Haff über. Haff bedeutet Meer (dänisch, norwegisch: hav = Meer). Das Frische Haff gliederte sich im Süden in das Elbinger Haff, zu Westpreußen gehörend, und im Norden in das Königsberger Haff, zur Provinz Samland in Ostpreußen gehörend. Seit 1945 gehört der südliche Teil des Haffes zu Polen und nennt sich daher polnisch Wislany Zalew, zu deutsch Weichselhaff, englisch Vistula Lagoon und der nördliche Teil des Haffes gehört seit 1945 zu Russland und nennt sich daher russisch Kaliningrad Oblast, zu deutsch Kaliningrader Gebiet.

3. Zur Entstehung der Frischen Nehrung

Die Bildung der Weichselniederung, zu der der westliche Teil des Frischen Haffes gehört, ist auf eine sandige Depression am Ende der Eiszeit zurückzuführen. Zu Beginn der Alluvialzeit lag das Land im Süden etwa 20 m über dem Meer, in Pillau 30 m und in Königsberg 20 m. Während des Alluviums trat dann eine langsame aber stetige Senkung ein. Die eiszeitliche Mulde geriet so in die Höhe des Meeresspiegels. Zu gleicher Zeit wurden die vom Weichselstrom vor seiner Mündung abgelagerten Sande durch den west-östlich gerichteten Küstenstrom erfasst und vor dieser Mulde

abgelagert, so die Nehrung bildend und das Haff gegen das Meer abschließend. Infolge seines großen Einzugsgebietes lagerte der Strom gewaltige Mengen von Sand und Schlick ab und schüttete so nach GREINER 1935 ein Delta bis zu 20 m hoch auf. JENTZSCH 1880 hat das Alter des Weichseldeltas unter der Annahme eines jährlichen Landzuwachses von 2,7 Mio. m³ zu 5.000 Jahren berechnet. Die Flußaufschüttungen hielten mit der immer noch langsam sinkenden Küste Schritt. Überflutungen und Einbrüche des Meeres sind nicht sehr weit nach Süden vorgedrungen, wie aus Muschelfunden ersichtlich. Die Bildung der Nehrung konnte erst einsetzen, als die Senkung sich ihrem Ende zuneigte. Nach KLAUTSCH 1919 ist die Entstehung der Frischen Nehrung nicht durch ständiges Wachsen von West nach Ost vor sich gegangen, sondern dadurch, dass sich zwei Nehrungsarme entgegengewachsen sind. Eine Wurzel lag bei Zoppot, die andere am Samland. Die Vereinigungsstelle beider Nehrungsarme soll in der Gegend des Balgaschen Tiefs (Alttiefs) gelegen haben. Klautsch leitet die Art der Entstehung aus der morphologischen Gestalt der Dünen und aus dem verschiedenen Grade ihrer Verwitterung ab. Das System der Braun-, Gelb- und Weissdünen fand Klautsch für die Frische Nehrung und benutzte es zur Altersbestimmung. Braundünen befinden sich im Abschnitt von Weichselmünde bis Kahlberg, Gelbdünen von hier bis Grenzhaus und daran anschließend Weissdünen bis Neutief. Der samländische Teil der Nehrung zeigt wieder vorwiegend Braundünen.

4. Zur Besiedlung der Frischen Nehrung

Als Frische Nehrung bezeichnet man den Dünenstreifen von Bodenwinkel (Katy Rybackie), das ca. 40 km östlich von Danzig (polnisch Gdansk) liegt und sich über 56 km lang bis zum Pillauer oder Neuen Tief erstreckt (Abb. 2).



Abb. 2: Frisches Haff. Ausschnitt der Karte Henneberger/Ortelius, Antwerpen 1584.

Im geologischen Sinne reicht die Frische Nehrung erheblich weiter. Es gehört dazu die nördliche Randzone des Weichseldeltas. Wo bei Zoppot (polnisch Sopot) das Hochufer von der Küste zurücktritt und der Dünengürtel beginnt, ist auch der geologische Anfangspunkt der Frischen Nehrung zu suchen. Bei Stutthoff (polnisch Sztutowo), nach Hennebergers Karte von 1584 Stuthof, kurz vor dem Frischen Haff erreicht dieser binnenländische Teil der Nehrung seine größte Breite mit nahezu 3 km. Die Frische Nehrung findet jenseits des Pillauer Tiefs ihre Fortsetzung bis an den Sockel des

Samlandes bei Fischhausen (russisch Primorsk) mit der größten Breite von 5 km. In dieser Begrenzung ist die Frische Nehrung 109 km lang, d.h. 13 km länger als die Kurische Nehrung ist. Die Nehrung heißt altpreußisch "nerie" und bedeutet ein von den Wellen aufgeworfener Landstreifen, der über die Wasserfläche emporragt. Die Bezeichnung "Frische Nehrung" ist vom Frischen Haff übertragen worden. Die Nachrichten über die Besiedlung werden erst zahlreicher mit dem Auftreten des Deutschen Ordens. In Urkunden erscheint nach GREINER 1935 Stutthoff im Jahre 1465. Auf der Nehrung befinden sich im westlichen Teil die Ortschaften (SEEKARTE 1901): Stutthoff, Bodenwinkel (polnisch Katy Rybackie), Vogelsang (polnisch Skowronki), Neue Welt, Pröbbernau, nach Hennebergers Karte von 1584 Propernau, (polnisch Przebrno), Schellmühl (poln. Siekierki), Liep, Kahlberg-Liep, Kalberg-Bad, nach Hennebergers Karte von 1584 Kaleberg, (polnisch Krynica Morska), Forsthaus Schmergrube, Schmergrube (versandetes Dorf), Vöglers, Forsthaus Neukrug, Neukrug (polnisch Nowa Karczma, Piaski), Narmeln (seit 1945 keine zivile Besiedlung), Grenzhaus und im östlichen Teil die Ortschaften (SEEKARTE 1902): Zur Scheute auch Scheite oder Schoite genannt, nach Hennebergers Karte von 1584 Zur Schute (versandet), Strauchbucht, Forsthaus Großbruch Alttief (versandet), Forsthaus Möwenhaken und Neutief (russisch Kosa, vor und nach 1945 Garnisationsort, Marine- und Landflugplatz).

Südlich von Narmeln verläuft seit 1945 die polnisch russische Grenze. Ein Teil des ehemaligen Ostpreußens, das nach 1945 von Russland zu einem militärischen Sperrgebiet deklariert wurde, war nach 1990 wieder für Ausländer zugänglich. Das Gebiet Pillau (russisch Baltijsk, vor und nach 1945 Garnisationsort für die Marine) und die Frische Nehrung blieben aber weiterhin militärisches Sperrgebiet, das aber für Arbeiten ausländischer Wissenschaftler mit Genehmigung über ein russisches Institut zugänglich ist. Für das Gebiet von Neutief bis Narmeln war ein drittes militärisches Sperrgebiet ausgewiesen, für das eine gesonderte Genehmigung über ein russisches Institut auch im Jahre 2003 noch erforderlich ist.

5. Zu den Wanderdünen der Frischen Nehrung

Einst war die gesamte Nehrung von einem Laub-, später von einem Mischwald bedeckt. Ab dem 15. Jh. setzten schwedische Kohlebrenner, Kriege und starke Abholzung dem Wald schwer zu. Kriegerische Auseinandersetzungen führten z.B. dazu, dass Schutzstreifen um Festungen gerodet wurden, Blickschneisen entstanden oder dass gezielt gebranntrodet wurde. Dies führte zu Versandung, so dass offene Dünen entstanden. Auch das Graben nach Bernstein hatte daran einen Anteil, denn es zerstörte die schützende Vegetation. Vom Ende des 18. Jh. bis zur Aufforstung existierten Wanderdünen östlich von Kahlberg-Liep. Ganze Ortschaften fielen den schnell voranrückenden Wanderdünen zum Opfer. Ab 1795 begann man mit Gegenmaßnahmen: Sandgraskulturen und Sandfangzäune wurden angelegt. Man begann zunächst mit der Schaffung widerstandsfähiger Vordünen, um dann die Wanderdünen mit einem Netz von Sandgraskulturen zu überziehen. Die Bemühungen trugen Früchte und ab 1823 existierte ein Wald bei Kahlberg-Liep. Allerdings waren östlich davon die Wanderdünen noch nicht bekämpft. Die Ortschaften Kirch und Neukrug wurden von Sand bedeckt, ebenfalls das 4 km von Narmeln gelegene Dorf Scheute. Narmeln wurde von einer 30 m hohen Düne bedroht, die das Dorf schließlich dreiteilte. In letzter Minute gelang das Festlegen der Düne mit einem neuen Verfahren.

Durch 50 cm hohe Strauchzäune wurden ca. 3 x 3 m Vierecke geschaffen. In der Mitte wurde ein Loch mit Haffschlick gefüllt, in das eine Hackenkiefer (aus den Alpen) eingesetzt wurde. Der Boden wurde mit kleingehacktem Strauchwerk bedeckt. Wenn die Kiefern 3 bis 4 m Höhe erreichten, wurden sie durch die Gemeine Kiefer (*Pinus silvestris*) ersetzt. Nun führte das Meer jedes Jahr neuen Sand der Küste zu, der dann neue Probleme bereitete. Die Bildung einer Vordüne mit Strandhafer (*Ammophila arenaria*) schuf Abhilfe. Strandhafer wächst mit der Düne in die Höhe und bildet sehr lange Wurzeln, die den Sand festhalten können. Nun war der Boden für andere Pflanzen (z.B. Stranddiestel oder Seemanstreu) vorbereitet worden. Die Geländestreifen, die sich vor der Luvseite der Wanderdünen ausbreiten und das Gebiet darstellen, über das die Düne einstmals hinweggewandert ist, wird als *Glowwen* oder *Gloppen* bezeichnet. Das Gelände ist bis auf den Grundwasserspiegel freigeweht. Daher sind Glowwen mit einer Bruchwaldvegetation bedeckt, in der Espen, Erlen und Birken auch Eichen vorherrschen., die Nadelhölzer zurücktreten und der Boden mit zahlreichen Gräsern, besonders mit Seggen bedeckt ist. Der Glowwen entspricht auf der Kurischen Nehrung die *Palwe* oder *Platte*. Die Glowwe ist nicht immer deutlich zu erkennen. Besonders schön ist sie als so genannte *Zitronenglowwe* beim *Kahlberger Kamel* ausgebildet. Haffwärts schließt sich an die Glowwe die Wanderdüne an. Erst um die Jahrhundertwende (1900) hat man die höchste Wanderdüne der Nehrung, das 49 m hohe *Kamel* aufgeforstet und noch während des 1. Weltkrieges ist als letztes Stück der Streifen zwischen Vöglers und Schmergrube (vom Popallenhaken bis Kielmannshaken) bepflanzt worden. Für 1900 gibt SONNTAG 1919 an unbefestigten Wanderdünen zwischen Kahlberg und Vöglers noch eine Fläche von 450 ha, zwischen Neukrug und Narmeln von 50 ha an. Im Schutzbezirk Neukrug waren 1906 noch 353 ha unbefestigte Dünen. Die im August 1933 noch unbefestigte Wanderdüne (GREINER 1935) ist die so genannte "Tote Düne" zwischen Forsthaus Grenzhaus und dem Scheitschhaken mit 26 m Höhe und rund 100 ha Fläche. Sie war völlig vegetationslos und fiel als Sturzdüne steil zum Haff ab, wo durch den Druck der Sandmassen an mehreren Stellen der Untergrund (Frische Nehrung: "Glumssack", Kurische Nehrung: Drumsack) als Haffmergel meterhoch emporgepresst wurde. Jedoch gleiten die Sandmassen noch nicht unmittelbar in das Haff, sondern lassen noch einen schmalen Streifen frei, das Haffweideland. Es ist an manchen Stellen, wo die Düne noch nicht so fortgeschritten ist, erheblich verbreitert. Zur Messung der Wanderungsgeschwindigkeit der Dünen wurden auf einem Profil 6 Pfähle im Abstand von 330 m verwendet. Im Zeitraum von 1887 bis 1932 ergab sich nach GREINER 1935 ein jährliches Mittel von 4,25 m. In der Tabelle sind Orte der Frischen Nehrung eingetragen, siehe dazu GREINER 1935, die durch das Vorrücken von Wanderdünen verschüttet wurden.

Tabelle: Auf der Frischen Nehrung von Wanderdünen verschüttete Besiedlungsorte

Ort	Urkunde: erstmals erwähnt	Urkunde: letztmalig erwähnt
Schoite	1410	1595
Schmergrube	1399	1728
Neudorf	1396	1517
Neukrug	1743	1825

6. Zu den Tiefs der Frischen Nehrung

Für kurze Zeit entstand das Elbingsche Tief (SONNTAG, 1915), das von 1425-1431 offen war und an der Stelle eines schon früher bei Vogelsang vorhanden gewesenen Tiefs wieder aufgebrochen war. Um das Jahr 1200 bestand ein Tief bei Kahlberg, das aber bald versandet sein muss. Auf einer Zeichnung, die BEREND 1873 angefertigt hat, ist noch deutlich eine niedrige Stelle in dem damals noch unbewaldeten Dünenzug zu erkennen. Längere Zeit erfolgte dann die Verbindung mit der Ostsee durch das Balgasche Tief oder auch Alte Tief, das zur Ordenszeit noch benutzt wurde. Die Versandung wurde dadurch beschleunigt, dass die Danziger 1520 dort fünf Schiffe versenkten (SCHLICHT 1922), wodurch sie den Handel des Deutschen Ritterordens mit Elbing erschweren wollten. Um 1553 . Eine Karte von Henneberger aus dem Jahre 1576 führt es nicht mehr auf. Bis zum Jahre 1395 bestand ein Tief bei Lochstädt (BONK 1867). Die Stelle zeichnet sich nach GREINER 1935 noch deutlich im Gelände ab. Daneben existierte bereits das Pillauer Tief, das 1376 erstmals erwähnt wird. Vermutlich hat es etwas nördlich des heutigen Tiefs gelegen. Wiederholt hat man es zugeschüttet, um das Balgasche Tief, das nun den Namen Alttief bekam, vor Versandung zu bewahren. 1497 riss dann das Pillauer Tief an der jetzigen Stelle wieder auf, so dass dann Altes und Neues Tief nebeneinander bestanden. Seitdem haben keine Durchbrüche mehr stattgefunden und das Pillauer Tief ist seit 1497 immer offen gehalten worden, war jedoch erst seit 1510 befahrbar .Siehe dazu auch KEYSER, 1938.

7. Zum Frischen Haff

Das Frische Haff ist ein flaches Gewässer von etwa 80 km Länge, die größte Breite 30 und die geringste 7,5 km und 861 qkm Flächeninhalt (WILLER, 1925) und mit einem Einzugsgebiet von 226.000 qkm. Die Abb. 3 zeigt, dass das Haff mit 2 bis 3 m außerordentlich flach ist. Nur drei Mulden zwischen der Passargemündung und dem Königsberger Haff weisen Tiefen über 4 m auf. Die Balgatiefe vor Balga weist 5 m. Der Boden besteht im freien Haff aus Schlick, dessen Tonanteil nach Westen und dessen Sandanteil nach Nordosten hin zunehmen. Es finden sich hier rein sandige Stellen. Als Hauptzuflüsse für das Frische Haff sind von Westen: nach Osten die Elbinger Weichsel, die Nogat bei Marienburg (polnisch Marlburg), der Elbingfluß bei Elbing (polnisch Elblag), die Baude bei Fraunburg (ponisch Fromborg), die Passarge, die Bahnau, der Frisching bei Brandenburg der Pregel bei Königsberg (russisch Kaliningrad).

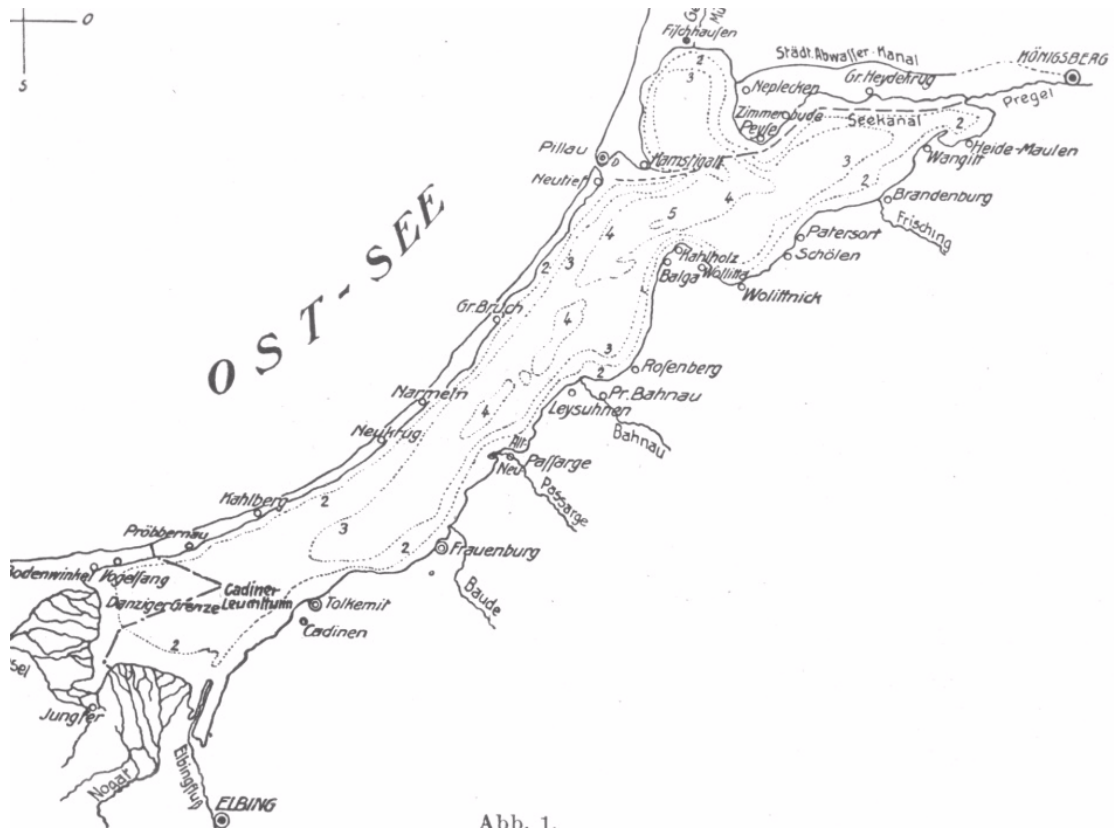


Abb. 1.

Abb. 3: Tiefenkarte des Frische Haffes (WILLER, 1925), Maßstab 1:800.000.

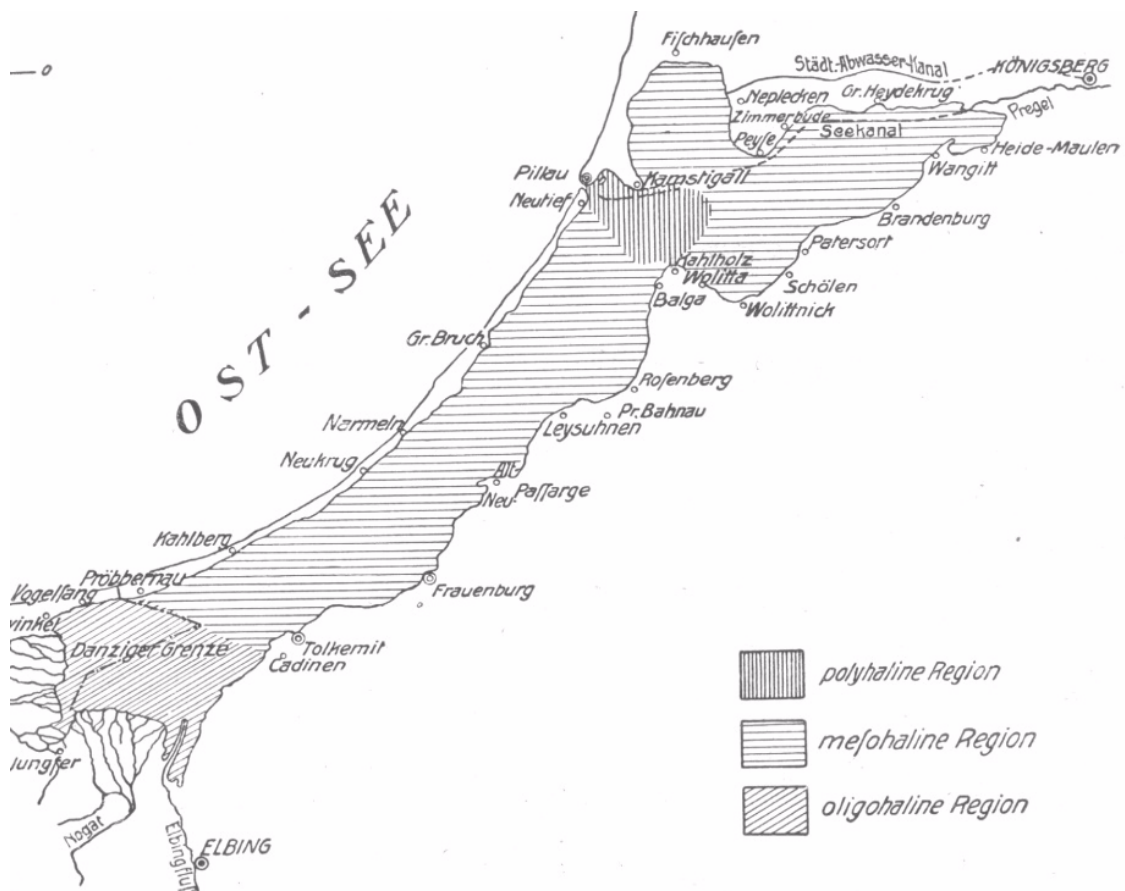


Abb. 4: Die Regionen des Frischen Haffes (WILLER, 1925), Maßstab 1:800.000.

Die Salzgehaltsverteilung im Brackwasser des Frischen Haffes im Bereich zwischen 0 PSU des westlichen Elbinger Haffes und 7 im Pillauer Tief teilt WILLER, 1925 in die drei Regionen polyhalin, mesohalin und oligohalin ein. Heute wird die Einteilung nach dem VENEDIG System von 1958 verwendet. Die Abb. 4 zeigt somit einen kleinen limnischen Bereich ($< 0,5$ PSU) im äußersten Westteil des Haffes, einen über fast das gesamte Haff sich erstreckenden oligohalinen Bereich (0,5 bis 5 PSU, der sich unterteilt in α -oligohalin: 3 bis 5 PSU und β -oligohalin: 0,5 bis 3 PSU) und einen Übergangsbereich im Pillauer Tief zu den Ostseeverhältnissen, dem β -mesohalinen Bereich (5 bis 10 PSU).

8. Zum Klima Ostpreußens

Ostpreußen liegt nach KÖPPEN 1931 im äußersten Westbereich des osteuropäischen oder borealen Klimas, das in der Weichsellinie an das warm gemäßigte Regenklima West- und Mitteleuropas grenzt. Es entspricht der Cfb, d.h. einem sommerwarmen Buchenklima der gemäßigten Zone. Die zunehmende Kontinentalität von West nach Ost entlang der Ostseeküste lässt sich an den langen Zeitreihen, die für dieses Gebiet vorliegen (KLIMAKUNDE 1939) verifizieren. Das Klima der Nehrungen entlang der südlichen Ostseeküste wurde durch BÖTTCHER 2002 für die Darß Zingster Nehrung, die Frische- und die Kurische Nehrung untersucht.

Literatur

- BARTELS, W. (1908): Die Gestalt der Deutschen Ostseeküste. Geographische Arbeiten I, Stuttgart, Herausgeber: Willi Ule, Geographisches Institut, Universität Rostock.
- BÖTTCHER, H. (2002): Vergleich des Klimas der Nehrungen entlang der südlichen Ostseeküste. Diplomarbeit, Universität Rostock.
- BONK, H. (1867): Das Lochstädter Tief in historischer Zeit. Altpreußische Monatsschrift Königliche Gesellschaft, Königsberg, 82-96.
- DÖBLER, H. (2000): Die Germanen. Legende und Wirklichkeit von A-Z. Lexikon der europäischen Frühgeschichte. Orbis Verlag München.
- GREINER, TH. (1935): Die Frische Nehrung. Geographischer Anzeiger, 36. Jahrgang, Heft 3, 49-57.
- JÄGER, E. (1982): Prussia-Karten 1542-1810. Geschichte der kartographischen Darstellung Ostpreußens vom 16. bis zum 19. Jahrhundert. Entstehung der Karten-Kosten-Vertrieb. Bibliographischer Katalog. Anton H. Konrad Verlag Weißenhorn. JENTZSCH, A. (1880): Geologische Skizze des Weichseldeltas. Bericht über die geologische Durchforschung des Norddeutschen Flachlandes. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft Königsberg, 21.
- KEYSER, E. (1938): Die Tiefe in der Frischen Nehrung. Elbinger Jahrbuch, 15, 1-15.
- KLAUTZSCH, A. (1919): Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, Band 38, Teil I, 177-182.
- KLIMAKUNDE DES DEUTSCHEN REICHES (1939): Band II Tabellen. Verlag von Dietrich Reimer/Andrews&Steiner, Berlin.
- KÖPPEN, W. (1931): Grundriss der Klimakunde. 2. Aufl., Klimate der Erde. Berlin und Leipzig.

- SCHLICHT, O. (1922): Das westliche Samland. Dresden, Verlag von Kolbe und Schlicht.
- SCHUMACHER, B. (2002): Geschichte Ost- und Westpreußens. Stürtz Verlag Würzburg.
- SEEKARTE (1901): Ostsee. Deutsche Küste. Frisches Haff. Westlicher Teil. Nr. 22, Maßstab 1:75.000, Reichsmarineamt. Kleine Berichtigungen 7.XII.-1944.
- SEEKARTE (1902): Ostsee. Deutsche Küste. Danziger Bucht. Ostlicher Teil und Frisches Haff. Nr. 23, Maßstab 1:75.000, Reichsmarineamt. 24.VII-1937.
- SONNTAG, P. (1915): Hela, die Frische Nehrung und das Haff. Nach älteren Karten und Nachrichten entwicklungsgeschichtlich betrachtet. Schriften der naturforschenden Gesellschaft in Danzig, Neue Folge, Band 14, Heft 1, 32-59.
- SONNTAG, P. (1919): Geologie von Westpreußen.
- WILLER, A. (1925): VIII. Studien über das Frische Haff. I. Die allgemeinen hydrographischen und biologischen Verhältnisse des Frischen Haffes. Zeitschrift für Fischerei und deren Hilfswissenschaften. Neudamm und Berlin, Verlag J. Neumann, Band XXIII, Heft 3, 317-349.

Die Variabilität klimatischer und ozeanographischer Größen an einer Küstenlinie - graue Literatur und graue Daten

A. Raabe

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie
Leipzig, Deutschland

Abstract

Observations in the field of coastline meteorology and oceanography was a major subject of the research at the Maritime Observatory Zingst. The head of the scientific works until 1979 was P. Hupfer. The results of the research led to a number of "grey literature" and "grey data sets" which represents the background of national and international projects and publications. These up to now influences the scientific work. The contents of some grey literature and some remarks based on grey meteorological data to the variability of air temperature and wind field at a coastline are shown.

1. Einleitung

Die von P. Hupfer bis 1979 an der Fakultät für Physik und Naturwissenschaften, Sektion Physik der Universität Leipzig geleitete Arbeitsgruppe Ozeanologie hatte ihre experimentelle Basis am Maritimen Observatorium Zingst (Abb. 1,2, s.a. HUPFER, V. PETERSON, 1963).

Die Mitarbeiter am Maritimen Observatorium Zingst widmeten über mehrere Jahrzehnte hin ihre Aufmerksamkeit der Erfassung von meteorologischen und hydrographischen Daten in Küstennähe. Kontinuierliche Beobachtungen wurden durch spezielle intensive Messphasen ergänzt. Forschungen, die direkt oder indirekt mit den Arbeiten am Maritimen Observatorium Zingst in Verbindung stehen, führten zu einer Reihe Originalarbeiten, die nicht uneingeschränkt zugänglich sind und deren Zitat heute unter die Rubrik "Graue Literatur" fallen würde. Ohne Vollständigkeit anzustreben

könnte u. a. auf die Arbeiten zum Küstenklima (HUPFER, 1967; NITSCHKE, 1969), zur Hydrographie der Bodden (BROSIN, 1965), zum küstennahen turbulenten Strömungs- und Temperaturfeld (LASS, 1972; BAUDLER, 1978) wie auch thermischer Prozesse zwischen Wasser und Luft (FOKEN 1978; PIAZENA 1984) sowie immer wieder Arbeiten zur Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in Küstennähe (KORTÜM (HRSG.), 1970, RAABE, 1981; HUPFER ET AL., 1984) verwiesen werden. Anhand dieser Zitate ist die Breite der unter P. Hupfer bearbeiteten Themen nur skizziert.

An der Küste von Zingst fand ein erstes international angelegtes Experiment (EKAM 73) statt, das sich das Ziel setzte ein besseres Verständnis der physikalischen Prozesse des gesamten Komplexes der Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in unmittelbarer Nähe der Küste zu erreichen (s. DRUET ET AL., 1975, 1976A). Die Verifikation der Ergebnisse erfolgte als erfolgreiche Zusammenarbeit osteuropäischer Universitäts- und Akademieinstitute an anderen Küstenabschnitten der Ostsee (Lubiatowo-74, Polen s. DRUET ET AL. 1976B; HUPFER, 1976) bzw. des Schwarzen Meeres (Kamčija-77,78,79, Bulgarien, s. SCHÖNFELDT und KREMSER, 1980; BELBEROV ET AL. (HRSG.), 1980, 1982, 1983). Das später in den neunziger Jahren durchgeführte Verbundprojekt KLIBO (Klimaänderung und Bodden, DIE KÜSTE, (1999) kann man in die Linie dieser komplexen Herangehensweise stellen.

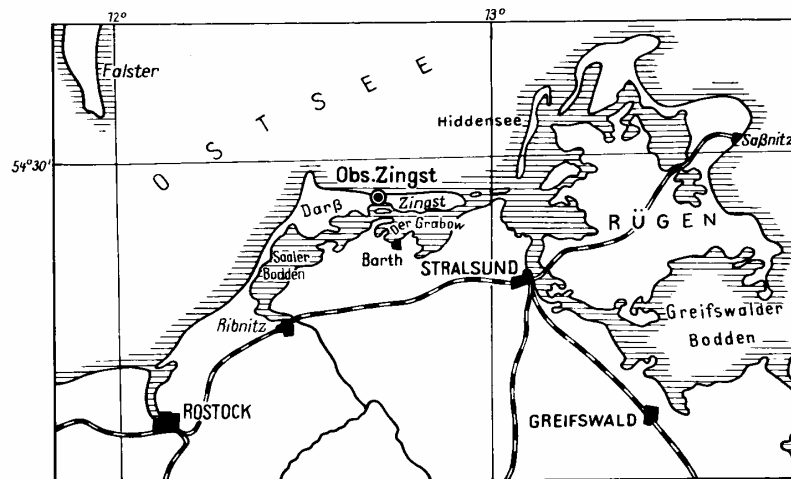


Abb. 1: Die geografische Lage des Observatoriums in Zingst an der Ostsee (54°26,6'N, 12°42,1'E) aus HUPFER ET AL., 1983.

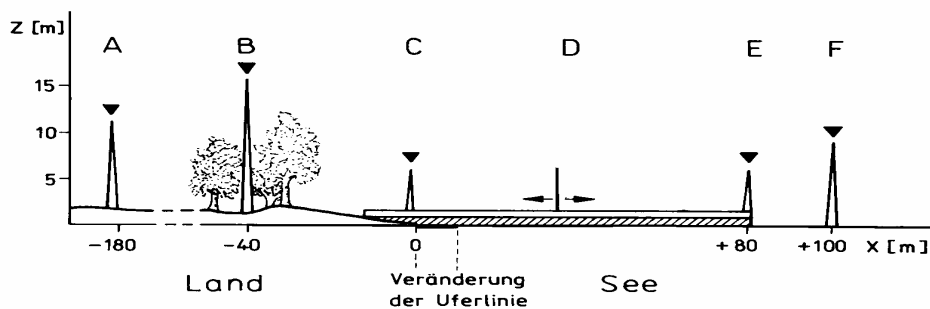


Abb. 2: Schematische Darstellung der Beobachtungspunkte für das Mikroklimamessprogramm des Maritimen Observatoriums Zingst, nach HUPFER, ET AL., 1983.

- A: Meteorologische Messungen im Garten (TGA, TminBoden, TmaxGarten, TminGarten, TboGA, RR24, RFGA, PP) und auf dem Dach des Maritimen Observatoriums Zingst (jetzt Außenstelle der Universität Leipzig in Zingst)
- B: Messturm, meteorologische Beobachtungen in 16 bzw. 18m Höhe (DT, VT, GL)
- C: Meteorologische Beobachtungen in unmittelbarer Ufernähe
- D: Beobachtungen in verschiedenem Abstand zur Uferlinie
- E: Beobachtungen am Ende der Messbrücke (Brückenkopf, VBK, TBK, TWBK, RFBK, SBK, HBK)
- F: Beobachtungen an Masten in verschiedenem Abstand vom Ufer

2. Meteorologisch-ozeanologisches Messprogramm in Zingst

Mit der Gründung des Observatoriums wurde unter der Leitung von P. Hupfer ein umfassendes meteorologisches und ozeanologisches Messprogramm begonnen. Diese ersten Messungen am Observatorium wurden in den Folgejahren ständig ausgebaut und durch Messpunkte über Wasser und auf der Düne ergänzt. Die Datenaufzeichnung erfolgte entsprechend dem damaligen Stand der Technik mit Tinten- und Fallbügelschreibern. Es war daher nur möglich, wenige Daten zu digitalisieren und einer umfassenden Weiterbearbeitung zuzuführen. In den Jahren 1975-76 erfolgte dann eine Umstellung zu weitergehender digitaler Aufzeichnung und Auswertung mit integrierter Qualitätskontrolle (BRAUER ET AL., 1977). Auf dieses in den Jahren 1976 bis 1993 am Maritimen Observatorium in Zingst durchgeführtes Messprogramm soll hier näher eingegangen

werden, das in geringen Entfernungen zur Küste meteorologische Standarddaten, wie Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur erfasste. Diese Daten ermöglichten interessante Einblicke in die Variabilität der meteorologischen Felder in unmittelbarer Nähe der Küste, wobei zwischen den einzelnen Messpunkten der Lufttemperatur z.B. eine horizontale Entfernung von nur 250m bestand (Abb. 2). Genutzt wurden die Daten im Rahmen spezieller Praktika, die zur Ausbildung von Physikern, Biologen und Meteorologen gehörten, für Diplomarbeiten (s. BACHSTEIN, 1976; SCHWABE, 1975; PAAP, 1979; FIEDLER, 1979; MITTMANN, 1980; WAGNER, 1980; KÖHLER, 1983; SCHULTZE und HORN, 1987; MANNEL, 1990), Projektarbeiten und als Hintergrundinformation und in Ergänzung von speziellen Untersuchungsprogrammen. Obwohl die Qualität der Datenerhebung eine wichtige Größe beim Betrieb dieses Messprogramms war, wurde dieser Datensatz, von Ausnahmen abgesehen (TINZ, 2002), nicht in größere Datenbanken eingeordnet und ist somit als "Grauer Datensatz" in Leipzig am Institut für Meteorologie archiviert. Unter anderem stehen für diesen Zeitabschnitt die in Tab. 1 aufgeführten Messdaten zur Verfügung.

Tabelle 1: Messprogramm des Maritimen Observatoriums Zingst in den Jahren 1976-1993

Bezeichnung		Aufzeichnung
GL	Globalstrahlung	Stundenwerte
DT	Windrichtung Turm (16m)	8 Terminwerte
VT	Windgeschwindigkeit Turm (16m)	8 Terminwerte
VBK	Windgeschwindigkeit Brückenkopf (6m)	8 Terminwerte
TBK	Lufttemperatur Brückenkopf (6m)	8 Terminwerte
TGA	Lufttemperatur Garten (2m)	8 Terminwerte
TWBK	Wassertemperatur Brückenkopf (-1m)	8 Terminwerte
TWHafen	Wassertemperatur Hafen (Bodden) (-1m)	Terminwert 6:00Uhr UTC
TminBoden TmaxGarten TminGarten	Temperaturminimum in Bodennähe (Garten OBS) Temperaturmaximum 2m (Garten OBS) Temperaturminimum 2m (Garten OBS)	
RR24	Niederschlagssumme 24h	Vortrag 6:00 UTC bis Eintragstag 6:00 UTC
TboGA	Bodentemperaturprofil 0,05; 0,1; 0,2 0,5 und 1m Tiefe	
RFBK	Relative Luftfeuchte Brückenkopf	8 Terminwerte
RFGA	Relative Luftfeuchte Garten	8 Terminwerte
PP	Luftdruck	Terminwert 6:00Uhr UTC
HBK	Pegel Brückenkopf	8 Terminwerte
HH	Pegel Hafen	Terminwert 6:00Uhr UTC
SBK	Salzgehalt Brückenkopf (Ostsee)	Terminwert 6:00Uhr UTC
SH	Salzgehalt Hafen (Bodden)	Terminwert 6:00Uhr UTC

3. Mikroklima der Küstenzone

Das Mikroklima einer Küste wird u. a. durch die Ausprägung starker horizontaler Gradienten in den Feldern der meteorologischen Größen charakterisiert. Dieses zeigt sich deutlich im Jahresgang der Differenzen der Lufttemperatur über Land (hier Messstelle Garten, Abb. 2, A) und über See (hier Messstelle Brückenkopf, Abb. 2, F). In den Frühlings- und Sommermonaten erreichen die mittleren Lufttemperaturunterschiede zwischen den zwei Messpunkten im Mittel zwar nur 1K, die Streuung dieser Temperaturdifferenzen zeigt jedoch für die Monate Mai und Juni mit bis zu 4K maximale Werte (s. Abb. 3 a). Ergänzt wird diese Abbildung durch die Standardabweichungen der Lufttemperaturangaben und die auf 24h bezogene Verfügbarkeit von Sonnenenergie am Beobachtungspunkt Zingst (Abb. 3b). Die Variabilität der Luft und Wassertemperaturdaten zeigt sich eindrucksvoll in der zeitweiligen Herausbildung einer Land Seewind Zirkulation. Systematische Untersuchungen zu diesem Phänomen, u.a. von HUPFER ET AL. 1989, verwenden die mikroklimatischen Aufzeichnungen des Observatoriums in Zingst (s. Abb.4).

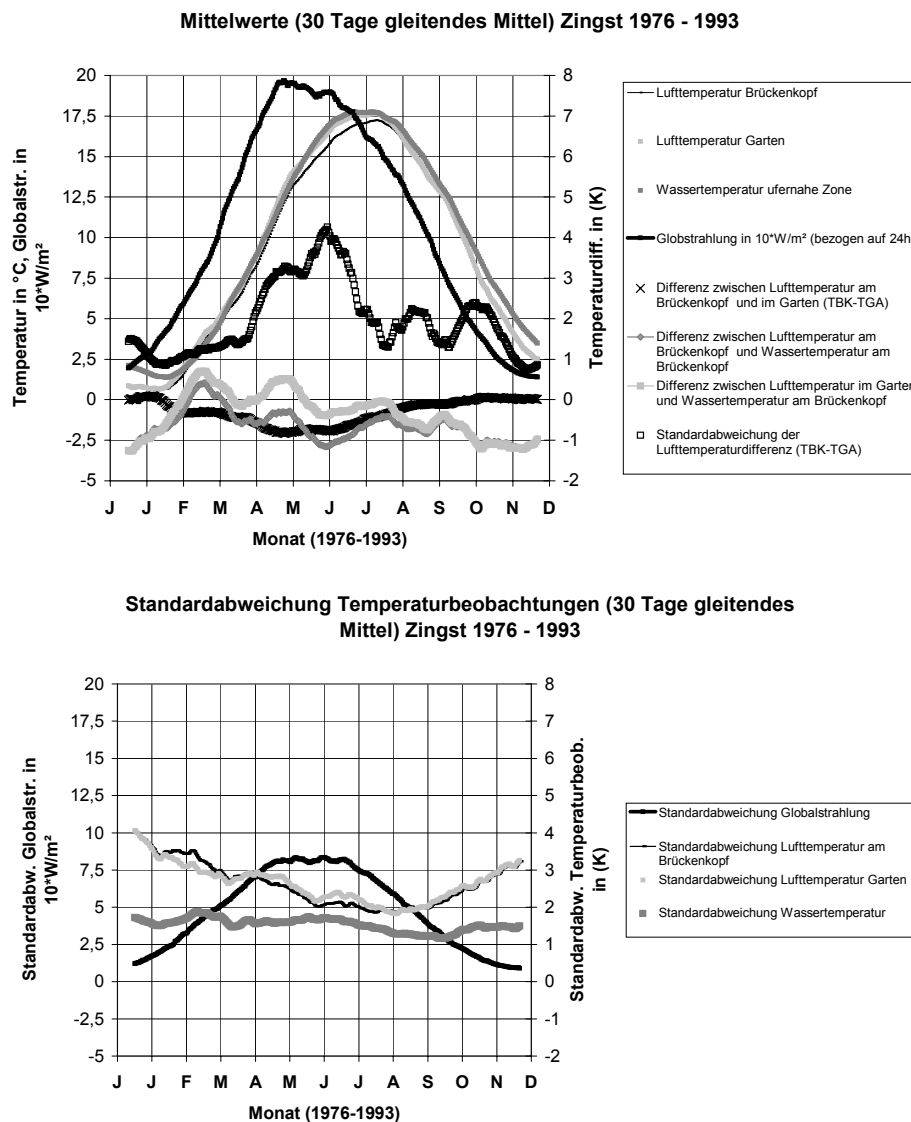


Abb. 3: Globalstrahlungsangebot, Wassertemperatur und Lufttemperatur in der ufernahen Zone von Zingst sowie deren Differenzen und Standardabweichungen abgeleitet aus dem Datensatz des Mikroklimabeobachtungsprogramms des Observatoriums in Zingst.

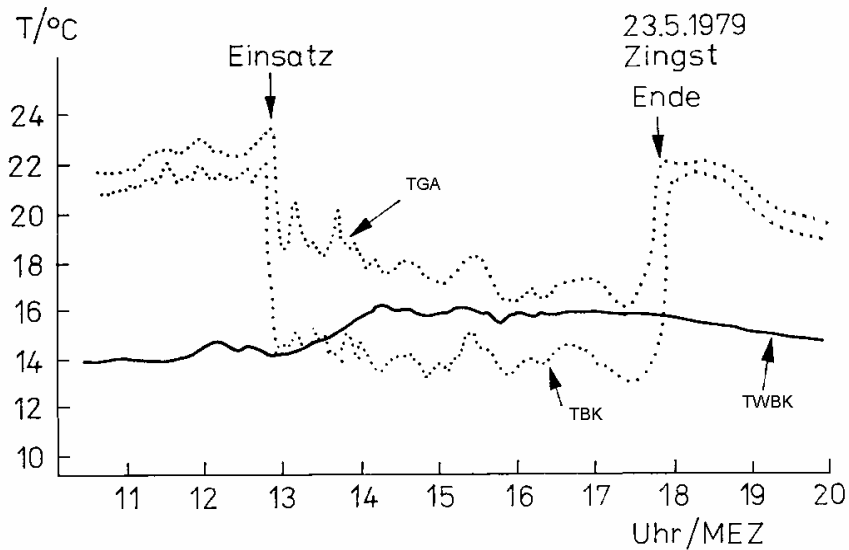


Abb. 4: Verlauf von Lufttemperatur (TGA, Messpunkt A, Abb. 2, TBK, Messpunkt E, Abb. 2) und Wassertemperatur (TWBK, 1m Tiefe, Messpunkt E, Abb. 2) während einer Land-Seewindzirkulation am 23.05.1979 wie sich das in den Aufzeichnungen des Observatoriums darstellt. (aus: HUPFER ET AL., 1989)

Die in der ufernahen Zone von Zingst erhobenen Daten erlauben eine Abschätzung der Beeinflussung des Windfeldes unmittelbar an einer durch einen Waldstreifen geschützten Küste (Abb. 5). Die Unterschiede der Windgeschwindigkeit $Q(\alpha) = v_{BK} / v_T$ zwischen dem Messpunkt B in 16m Höhe über Land (v_T) und dem Messpunkt E in 6 m Höhe über Wasser (v_{BK}) zeigt in Abhängigkeit von der Windrichtung α eine systematische Veränderung (vgl. Raabe, 1978). Die auf der Basis von Tagesmittelwerten beruhende Auswertung zeigt, dass sich die Windgeschwindigkeitsunterschiede besonders im Fall des ablandigen Windes dann reduzieren, wenn die Lufttemperatur über Land (TGA) höher ist als über See (TBK).

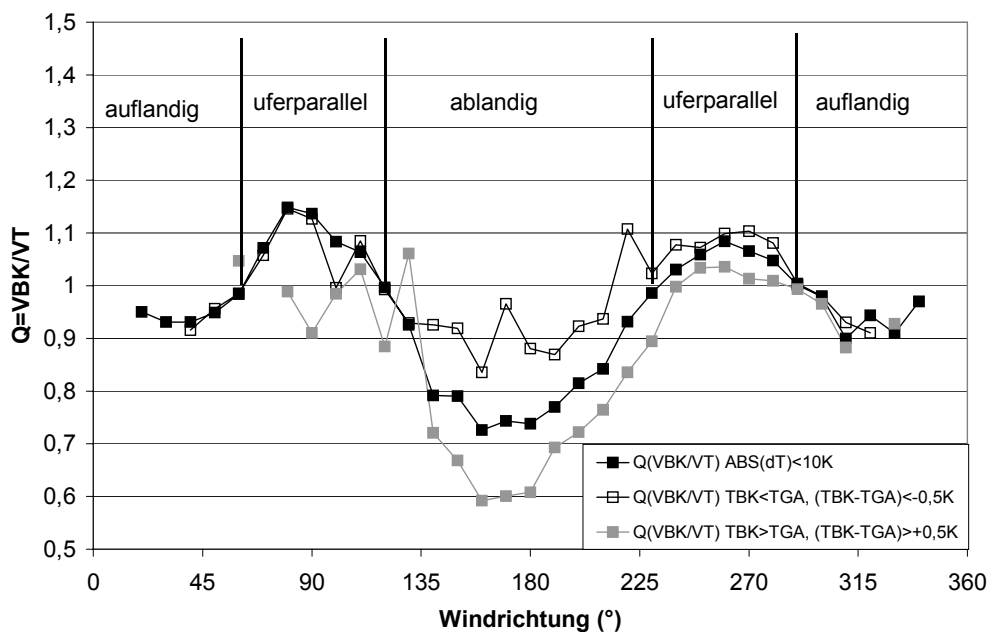


Abb. 5: Die windrichtungsabhängige Veränderung der Windgeschwindigkeit in der ufernahen Zone von Zingst zwischen dem Messpunkt B über Land (VT, Messhöhe 16m) und einem Messpunkt E über See (VBK, Messhöhe 6m) ermittelt auf der Basis von Tagesmittelwerten für die Jahre 1976 bis 1993

4. Schlussfolgerungen

Die regionale Variabilität im küstennahen Temperatur- und Windfeld, die sich deutlich in den hier ausgewerteten Daten zeigt, ist ein Kennzeichen für das Küstenklima. Jedes wie auch immer geartetes Prognoseverfahren wird sich anhand der Darstellung einer vergleichbaren räumlichen und zeitlichen Variabilität der berechneten meteorologischen Felder messen lassen müssen. Ähnlich wie das TINZ und HUPFER (1999) für die Analyse der Änderungen der Wassertemperaturen an der deutschen Ostseeküste in einem Klimamodell (ECHAM4/OPYC3) zeigen, können diese numerisch berechneten Daten erst nach der Analyse von vorliegenden Beobachtungen bewertet werden. Zu den verwertbaren, vorliegenden Beobachtungen gehören auch die Beobachtungen die am Maritimen Observatorium Zingst durchgeführt wurden.

Literatur:

- BACHSTEIN, U., 1976: Das vertikale Windprofil in der ufernahen Zone des Meeres unter besonderer Berücksichtigung der internen Grenzschicht. WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 85 S.
- BAUDLER, H., 1978: Beitrag zur Kenntnis der Eigenschaften der kurzperiodischen Fluktuationen der Wassertemperatur in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 127S.
- BELBEROV, Z.K., ET. AL, (HRSG.), 1980: Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 77". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia, 314S. (in russisch).
- BELBEROV, Z.K., ET. AL, (HRSG.), 1982: Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 78". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia, 261S. (in russisch).
- BELBEROV, Z.K., ET. AL, (HRSG.), 1983: Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 79". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia, 244S. (in russisch).
- BÖRNGEN, M., 1978: Beitrag zur Analyse und Interpretation zeitlicher Änderungen des Salzgehaltes im Bereich der Ostseeeingänge. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 110S.
- BRAUER, U., FOKEN, TH., FOKEN, W., 1977: Erarbeitung von Voraussetzungen zur komplexen Auswertung und Aufbereitung von Dauerregistrierungen meteorologischer und ozeanologischer Standardgrößen. Karl-Marx-Universität Leipzig, Sektion Physik, Neuerervereinbarung VIII/2810/76
- BROSIN, H.-J., 1965: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 18,3, 281-380
- DIE KÜSTE, 1999: Die Küste - Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee, Hrsg. Kuratorium f. Forsch. im Küsteningenieurwesen, 61, 230 S.
- DRUET, C., P. HUPFER, O. KUZNETSOV (HRSG.), 1975: The interaction of the sea and the atmosphere in the nearshore zone. Proceedings of the EKAM 73 international field study in the Baltic Sea nearshore zone. Morski Institut Rybacki, Gdynia, Raporty Ser. R, Nr. 1a, 377S.
- DRUET, C., P. HUPFER, O. KUZNETSOV, 1976a: Wechselwirkung Meer - Atmosphäre in der Kontaktzone zwischen Land und Meer - Über einige Ergebnisse des Küstenexperimentes EKAM 73 in Zingst. Beitr. zur Meereskunde, Berlin ,38, 33-47

- DRUET, C., P. HUPFER, I. SHADRIN (HRSG.), 1976b: Properties and transformation of hydrodynamical processes in the coastal zone of a nontidal sea. Morski Institut Rybacki, Gdynia, Raporty Ser. R, Nr. 2a, 252S.
- FOKEN, T., 1978: Ergebnisse experimenteller Untersuchungen zur molekularen Temperaturschicht der Atmosphäre über dem Meer. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 105S.
- FIEDLER, R., 1979: Beitrag zur Kenntnis des Globalstrahlungsangebotes für Zingst. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 50 S.
- HUPFER, P., H. V. PETERSON, 1963: Das Maritime Observatorium Zingst des Geophysikalischen Institutes der Karl-Marx-Universität Leipzig. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 18,1, 18-35
- HUPFER, P., 1967: Die thermischen Verhältnisse in der ufernahen Zone des Meeres - dargestellt am Beispiel der Ostsee bei Zingst. Math. Nat. Fak. Univ. Leipzig, Habil., 328S.
- HUPFER, P., 1976: Das internationale Küstenexperiment "Lubiatowo 74" an der Ostseeküste der Volksrepublik Polen. Beitr. zur Meereskunde, Berlin, 37, 145-148
- HUPFER, P., A. RAABE, M. BÖRNGEN, Z. MIKULSKI, 1983: Fragen der Wechselwirkung Meer - Atmosphäre im Ostseegebiet. NKGG ADW d. DDR, Geodätische und geophys. Veröff. R. IV, H. 38, 143S.
- HUPFER, P., K. MITTAG, U. BRAUER, 1989: Untersuchungen zum Auftreten der Land- Seewindzirkulation an der Ostseeküste bei Zingst. Z. Meteorol., Berlin, 39, 297-368
- KÖHLER, J., 1983: Zeitliche und räumliche Veränderungen des Windvektors im Gebiet von Zingst im Hinblick auf die Modellierung des Strömungsfeldes im Barther Bodden. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 50 S.
- KORTÜM, F. (HRSG.), 1970: Wechselwirkung zwischen Meer und Atmosphäre im Ostseegebiet. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 19,4, 339-445
- LASS, H.U., 1972: Beitrag zur Kenntnis der Strömungs- und Temperaturfeldes sowie der Transporteigenschaften der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 132S.
- MANNEL, H., 1990: Zur Prognose der strandnahen Lufttemperaturanomalie an der Ostseeküste bei Zingst. Diplomarbeit, Sektion Physik, Ber. Meteorol. U. Geophys. HU Berlin, 54 S.
- MITTMANN, M., 1980: Beitrag zur Analyse zeitlicher Schwankungen des Wasserstandes im Bereich der Ostseeküste der DDR. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 55 S.
- NITSCHKE, A., 1969: Die Lufttemperaturverhältnisse im unmittelbaren Übergangsbereich zwischen Meer und Land - dargestellt am Beispiel des Observatoriums Zingst., Math. Nat. Fak. Univ. Leipzig, Diss. A, 127S.
- PAAP, M., 1979: Untersuchung zur Kenntnis des Strahlungshaushaltes an der Oberfläche in der Kontaktzone zwischen Land und Meer. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 72 S.
- PIAZENA, H., 1984: Beitrag zur Lösung aktueller Probleme der Modellierung und Erfassung der turbulenten Wärmeaustauschprozesse zwischen Meer und Atmosphäre. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 227 S.
- RAABE, A., 1978: Beitrag zur Windrichtungsabhängigkeit des Spannungskoeffizienten in der Kontaktzone zwischen Land und Meer. Z. Meteorol., Berlin, 28, 341-343
- RAABE, A., 1981: Zur Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in Küstennähe unter Berücksichtigung der internen Grenzschicht im Windfeld der atmosphärischen Bodenschicht. Sektion Physik, Univ. Leipzig, Diss. A, 106 S.
- SCHÖNFELDT, H.-J., U. KREMSER, 1980: Das internationale Küstenexperiment "Kamčija-77". Beitr. zur Meereskunde, Berlin, 44/45, 123-125

- SCHULTZE, K., A. HORN, 1987: Studie zur Entstehung der internen Grenzschicht beim Übertritt einer Luftmasse über eine Küstenlinie sowie die Berechnung deren Höhe. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 45 S.
- SCHWABE, R., 1975: Ein Beitrag zur Kenntnis des Temperaturfeldes in der Übergangszone zwischen Land und Meer unter Berücksichtigung der Stabilitätsverhältnisse. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin, 61 S.
- TINZ, B., P. HUPFER, 1999: Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste. In: Die Küste - Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee, Hrsg. Kuratorium f. Forsch. im Küsteningenieurwesen, 61, 211-230 S.
- TINZ, B., 2002: pers. Mitteilung, Einordnung der Wassertemperaturdaten Strand (TWBK) und Bodden (TWH) in den Datensatz des Deutschen Ozeanographischen Datenzentrums, Hamburg.
- WAGNER, D., 1980: Beitrag zur Analyse des ufernahen Strömungsfeldes bei Zingst mit Hilfe der Zerlegung des Strömungsvektors in empirische Orthogonalvektoren. Diplomarbeit, WB Geophysik, Sektion Physik Univ. Leipzig, 89 S.

Die Höhe der internen Grenzschicht im Windfeld nach einer sprunghaften Änderung der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage - Beispiel Küste

A. Raabe¹⁾ und Th. Foken²⁾

¹⁾ Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Leipzig

²⁾ Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie
Bayreuth, Deutschland

Abstract

The paper reviews the investigations of the Working Group Oceanology of the University of Leipzig with respect to internal boundary layers in the coastal zone. After an introduction covering the definition of and approaches to determine the height of the internal boundary layers, it is clear from the experimental results that the height of the internal boundary layer can be determined with a simple parametrization based on the fetch and nearly independent of the roughness change (smooth to rough or rough to smooth). The strong practical relevance of the investigation is highlighted.

1. Einleitung

An einer Küste ändern sich die aerodynamischen und thermischen Eigenschaften der Unterlage der Atmosphäre gravierender als an jedem anderen Ort der Erde, sofern man in den Betrachtungen Veränderung der Höhenlage ausschließt. Das Strömungsfeld muss sich bei seiner Bewegung über die Küstenlinie, physikalisch gesehen über eine plötzliche Veränderung der aerodynamischen und thermischen Eigenschaften hinweg, an die neue Unterlage anpassen. Das erfolgt nicht plötzlich, sondern allmählich mit zunehmender Entfernung von Unterlagenveränderung. Der Teilbereich der atmosphärischen Grenzschicht in dem sich die Strömung bis in immer größere Höhen an die neue Unterlage anpasst wird als interne Grenzschicht bezeichnet. Der Teil der Herausbildung einer internen Grenzschicht, der innerhalb der Bodenschicht der Atmosphäre erfolgt ist dabei einer experimentellen Untersuchung und theoretischen Beschreibung relativ leicht zugänglich. In der Literatur finden sich seit gut 50 Jahren (ELLIOTT, 1958) experimentelle (BRADLEY, 1968, TAYLOR, 1969), analytische und numerische Darstellungen (z.B. CLAUBEN, 1991) dieses Transformationsprozesses (Zusammenfassungen in GARRATT, 1990; RAABE, 1991a). Dazu sind auch die Arbeiten zu zählen, die unter Leitung von P. HUPFER über mehrere Jahre hinweg durch Mitarbeiter seiner Arbeitsgruppe Ozeanologie der Universität Leipzig vorgelegt wurden (HUPFER ET AL., 1976, HUPFER und RAABE, 1994). Die experimentelle Untersuchungen erfolgten dabei an verschiedenen Küsten. Besonders die experimentelle Untersuchung der internen Grenzschicht, die sich bei ablandiger Windrichtung über der beweglichen Seeoberfläche herausbildet, hebt sich nach wie vor aus der Masse der Daten heraus, die es von anderen Autoren besonders auch für die auflandige Windrichtung gibt. Die aus diesen Daten resultierenden Ergebnisse werden im folgenden kurz dargestellt. Dabei steht die Herausbildung eines neuen Gleichgewichtswindprofils über einer neuen Unterlage im Mittelpunkt (DELLWIK und JENSEN, 2000), so dass die Transformation der thermischen Struktur der Atmosphäre in Höhen auch oberhalb der Bodenschicht der Atmosphäre hier nicht diskutiert wird (VENKATRAM, 1977, GRYNING und BATCHVAROVA, 1990).

2. Zur Definition der Höhe der internen Grenzschicht

Es ist üblich, die Höhe einer internen Grenzschicht im Windfeld (Internal Boundary Layer, IBL) h_i , die an den Wechsel der aerodynamischen Rauigkeit der Unterlage gebunden sein soll, auf verschiedene Art zu definieren. Hier wird die Höhe der internen Grenzschicht in verschiedene Teilhöhen aufgeteilt, die sich per Definition unterscheiden (s. RAO ET AL., 1974, DELLWIK und JENSEN, 2000). Schematisch sind die Verhältnisse der Transformation des vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit bei Existenz einer internen Grenzschicht in Abb.1 zusammengestellt. Prinzipiell kann dabei der Übergang rau - glatt (im vorliegenden Fall ablandige Windrichtung) und glatt - rau (auf-landiger Wind) unterschieden werden.

Direkt über der neuen Unterlage bildet sich ein neues Windprofil $u_2(z)$ heraus, das sich im Gleichgewicht mit der Unterlage befindet. Diese Höhe h_e wird als die interne Gleichgewichtsgrenzschicht (new equilibrium layer, NEL) bezeichnet und das Windprofil innerhalb dieser Schicht stellt sich als

$$u_2(x > 0, z < h_e) = \frac{u_{*2}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{02}} + \alpha \cdot \frac{z}{L}\right) = \frac{u_{*2}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{01}} \cdot m + \alpha \cdot \frac{z}{L}\right) \quad (1)$$

dar, bzw. ist im neutralen Fall durch eine Schubspannungsgeschwindigkeit $u_*(z < h_e) = u_{*2} = \text{const.}$ gekennzeichnet ($m = z_{01}/z_{02}$). Dabei ist x der Abstand vom Rauigkeitswechsel (Windwirklänge, fetch). Es ist plausibel anzunehmen, dass ein neu sich herausbildendes Gleichgewicht aufgrund der thermischen Verhältnisse im Bereich $x < 0$ anfangs zu nichtneutralen Schichtungsverhältnissen führen kann. Deshalb wird hier allgemein ein bei Abweichung von neutralen Schichtungsverhältnissen sich herausbildendes logarithmisch-lineares Windprofil angegeben (L Obukhov-Länge, α Konstante in Abhängigkeit von der Wahl der universellen Funktion, $\kappa = 0.4$ v. KARMAN-Konstante) das im neutralen Fall ($z/L \approx 0$) dem logarithmischen Gleichgewichtsprofil entspricht.

Die Höhe h_e fällt mit der Höhe zusammen, bei der sich das Strömungsprofil zu 100% an die neue Rauigkeit der Unterlage z_{02} angepasst hat. Bei numerischen Berechnungsverfahren wird die Höhe an die Stelle einer 90%-igen Anpassung des neuen Schubspannungswertes an seinen zu erwartenden Gleichgewichtswert gelegt (GARRAT, 1990).

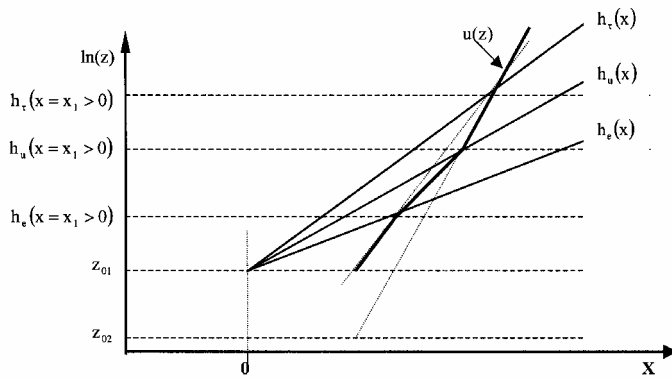
Eine weitere Möglichkeit besteht darin, die Höhe der internen Grenzschicht im Gebiet ($x > 0, z > h_u$) an die Stelle zu legen, wo die höhenveränderliche Windgeschwindigkeit noch vollständig der Gleichgewichtsgrenzschicht der vorangegangenen Unterlage entspricht, h_u . Diese wird charakterisiert durch eine aerodynamische Rauigkeit z_{01} und eine Schubspannungsgeschwindigkeit u_{*1} . Über dieser hat sich unter neutralen Schichtungsverhältnissen ein Gleichgewichtswindprofil

$$u_1(x < 0, z > h_u) = \frac{u_{*1}}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{01}}\right) \quad (2)$$

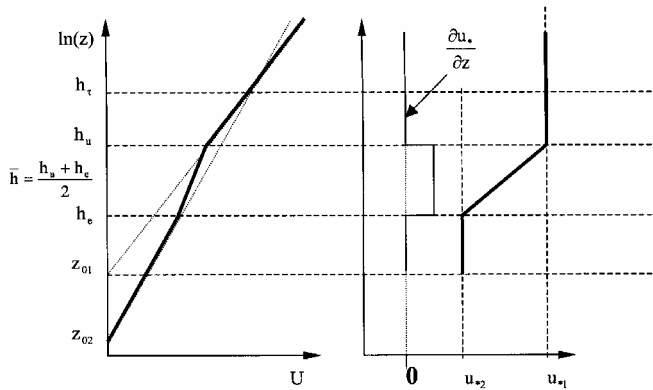
herausgebildet. Der Schnittpunkt zwischen den zwei Gleichgewichtsprofilen Gl. (1) und Gl. (2) legt für neutrale Verhältnisse auch im Gebiet $x > 0$ und für die Bedingung $u_1(z = h_\tau) = u_2(z = h_\tau)$ eine Höhe h_τ fest :

$$h_\tau = z_{01} \cdot \exp \left[\frac{M}{\frac{u_{*1}}{u_{*2}} - 1} \right] \quad \text{mit} \quad M = \ln \left(\frac{z_{01}}{z_{02}} \right) \quad (3)$$

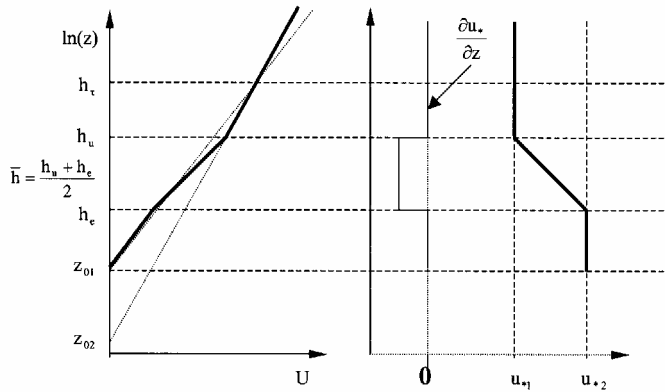
die ausgehend von konstanten Werten für u_{*1}, u_{*2}, z_{01} und z_{02} per Definition keine Veränderung mit zunehmendem Abstand x von der Rauigkeitsprungstelle zeigt. Eine Änderung $h_\tau(x)$ ist nur dann möglich, wenn im Gebiet $x > 0$ über der neuen Unterlage noch nicht das Gleichgewichtsprofil mit seinen Werten u_{*2} und z_{02} erreicht ist, sondern diese als variabel $u_{*2}(x)$ und $z_{02}(x)$ angesehen werden, was sich in entsprechenden Beobachtungen zeigen muss. Andererseits ist es plausibel anzunehmen, dass im Gebiet $x < 0$ sich ein Gleichgewichtsprofil mit $u_{*1} = \text{const.}$ und $z_{01} = \text{const.}$ eingestellt hat.



a)



b)



c)

Abb. 1: Schematische Darstellung der durch verschiedene Definitionen festgelegten Höhen einer internen Grenzschicht anhand der Entwicklung von Windgeschwindigkeitsprofilen (Definition s. Text, nach DELLWIK und JENSEN, 2000, ergänzt)

- a) Die Zunahme der Höhe der Internen Grenzschicht mit wachsender Windwirklänge
- b) Die Windprofile bei Übergang von glatt nach rau
- c) Die Windprofile bei Übergang von rau nach glatt

Die Bedingung $u_1(z = h_\tau) = u_2(z = h_\tau)$ und die Annahme $u_{*2}(x)$ bzw. $u_{*1} = \text{const.}$ führt unter Verwendung der Definition für den Reibungskoeffizienten (u_{10} Windgeschwindigkeit in $z = 10\text{m}$ Höhe) $C_{D,2}(x) = (u_{*2}(x)/u_{10})^2$ bzw. $C_{D,1} = (u_{*1}/u_{10})^2$ über

$$\frac{u_{*2}(x)}{u_{*1}} = \ln\left(\frac{h_\tau}{z_{01}} \left(\frac{x}{z_{01}}\right)\right) \cdot \left(\ln\left(\frac{h_\tau}{z_{02}} \left(\frac{x}{z_{02}}\right)\right)\right)^{-1}$$

$$\text{auf } C_{D,2}(x) = C_{D,1} \cdot \left(\frac{u_{*2}(x)}{u_{*1}}\right)^2 \quad (4)$$

Diese Beziehungen können damit durch experimentelle Ergebnisse verifiziert werden (s. HUPFER, 1978).

Sinnvoll erweist sich die Auswertung von Windprofilmessungen unter dem Gesichtspunkt der Festlegung der Höhen h_e und h_u wobei das Gebiet zwischen h_e und h_u in den sich im einfachsten Fall eine lineare Veränderung der Schubspannungsgeschwindigkeit $\frac{\partial u_*(h_e \leq z \leq h_u)}{\partial z} = \text{const.}$ zur Anpassung des Wertes $u_{*1}(z \leq h_e)$ an den Wert

$u_{*2}(z \geq h_u)$ annehmen lässt. Die experimentell bestimmte Höhe der internen Grenzschicht h ist in diesem Fall dann der arithmetische Mittelwert von h_e und h_u

$$h = \frac{h_e + h_u}{2}. \quad (5)$$

Dieser Definition entsprechen die in Tab. 2 aufgeführten Werte. Eine Zusammenfassung der Beobachtungen zu Beziehungen entsprechend Gl. (5) setzt demnach eine wie auch immer geartete Proportionalität $h \propto h_i \propto h_e \propto h_u \propto h_\tau$ voraus.

3. Zur Berechnung der Höhe der internen Grenzschicht

Auf einfache Weise kann der Zusammenhang zwischen zunehmender Entfernung von der Unterlagenänderung ($x > 0$) und der Höhe der internen Grenzschicht h_i über die

horizontale Windgeschwindigkeit $u = \partial x / \partial t$ und eines vertikalen Anpassungsbereichs der proportional zur Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{*2} = k_o \cdot (\partial z / \partial t)$ ist hergestellt werden (RAABE, 1983a).

Aus Gleichung (1) wird $\frac{dx}{dt} = \frac{k_o}{\kappa} \cdot \left(\ln \left(\frac{z}{z_{01}} \right) + M + \alpha \cdot \frac{z}{L} \right) \cdot \frac{dz}{dt}$ was bei Integration in den Grenzen $[0, x]$ bzw. $[z_{02}, h_i]$ und bei Vereinfachung $k_o = 1$ auf folgende Beziehung führt (RAABE, 1991):

$$\frac{x}{z_{01}} = \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{h_i}{z_{01}} \left(\ln \left(\frac{h_i}{z_{01}} \right) - 1 + M \right) + \exp(-M) + \frac{\alpha}{L} \cdot \frac{z_{01}}{2} \cdot \left(\left(\frac{h_i}{z_{01}} \right)^2 - \exp(-2M) \right) \quad (6)$$

Dieser Gleichung kann durch einen exponentiellen Zusammenhang entsprochen werden:

$$\frac{h_i}{z_{01}} = a_{01} \cdot \left(\frac{x}{z_{01}} \right)^{b_{01}} \quad \text{mit} \quad z_{01} = \text{const.} \quad (7a)$$

$$\text{oder} \quad \frac{h_i}{z_{02}} = a_{02} \cdot \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{b_{02}} \quad (7b)$$

wobei die bei Vorgabe von α/L und M ermittelbaren Konstanten ($a_{01}, b_{01}, a_{02}, b_{02}$) mit experimentell beobachteten vergleichbar sein müssen.

Aus Gründen der plausiblen Annahme $z_{02}(x)$ (s.o.) wird die Gl. 7b hier nicht favorisiert, obwohl fast alle in der Literatur vorliegenden Auswertungen aus Messdaten eine solche Beziehung erzeugen.

Theoretisch als auch empirisch wird für den Exponenten b oft $b = 4/5$ (ELLIOTT, 1958, BRADLEY, 1968) aber auch eine Variabilität von b mit der thermischen Schichtung $b = 4/5 + c \cdot (z/L)$ (BERGSTRÖM ET AL., 1988) angegeben. Die experimentellen Daten führen hier jedoch zu keinem einheitlichen Bild. So zeigen neuere Untersuchungen zur Höhe der internen Grenzschicht (NEL) unter den definierbaren Bedingungen eines Windkanals Werte $b \ll 4/5$ (CHENG UND CASTRO, 2002).

4. Experimentelle Untersuchungen

4.1 Untersuchungen der Arbeitsgruppe Ozeanologie

Bereits wenige Jahre nach Publikation der ersten experimentellen Befunde zu internen Grenzschichten an einer Küstenlinie (TAYLOR, 1969) wurde deren Untersuchung zum Gegenstand der Forschungen am Maritimen Observatorium Zingst. Dabei standen jedoch immer die Auswirkungen dieses Phänomens auf den Energie- und Stoffaustausch und das küstennahe Feld der Meeresströmungen und Wellen im Vordergrund (HUPFER, 1978). Das besondere Interesse galt der Entwicklung der Höhe der internen Grenzschicht in Abhängigkeit von der Windwirklänge und der Art des Rauigkeitswechsels. Erste Untersuchungen dazu erfolgten während des internationalen Experimentes EKAM-73 (Einflüsse der Küste auf die Atmosphäre und das Meer) im Jahr 1973 in Zingst. Diese Untersuchungen wurden sowohl im Raum Zingst als auch bei Experimenten in anderen Küstengebieten fortgesetzt (Tab. 1) und lieferten die Datengrundlage für umfangreiche weiterführende Untersuchungen (RAABE, 1983b). Noch heute bemerkenswert, da kaum ähnliche Messungen vorliegen, sind Feinstrukturmessungen interner

Grenzschichten innerhalb ca. 1 Minute mit einem Thermistor-Anemometer-Lift (HUPFER ET AL., 1976), deren Ergebnisse nochmals in Abb. 2 gezeigt werden. Dabei zeigt sich, dass die Struktur einer internen Grenzschicht außerordentlich variabel ist und nicht mit mittleren Daten (10-30 Minuten-Mittelwerten) oder theoretischen Annahmen vergleichbar ist. Dies erklärt die Situation, dass es kaum ‚gute‘ Datensätze zum Studium interner Grenzschichten gibt (GARRATT, 1990).

Tabelle 1: Übersicht zu Experimenten der Arbeitsgruppe Ozeanologie zur Untersuchung interner Grenzschichten 1973-1980.

Experiment	Jahr	Untersuchungsgebiet	Quelle
EKAM-73	1973	Ostseeküste bei Zingst	HUPFER, 1975
Lubiatowo-74	1974	Polnische Ostseeküste	BACHSTEIN ET AL, 1976
Kamchiya-77	1977	Bulgarische Schwarzmeerküste	BELBEROV, ET. AL, 1980
Kamchiya-79	1979	Bulgarische Schwarzmeerküste	BELBEROV, ET. AL, 1983
diverse Experimente	1978/80	Ostsee- und Boddenküste bei Zingst	RAABE, 1983b

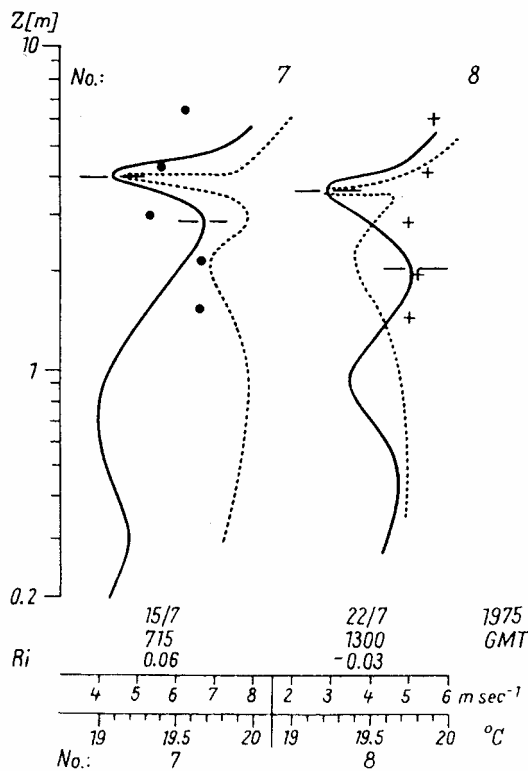


Abb. 2: Wind- und Temperaturprofilmessungen in der Küstenzone in 75 m Uferabstand nach HUPFER ET AL. (1976): volle Linie: Windprofil mit Lift gemessen, gestrichelte Linie: Temperaturprofil mit Lift gemessen, horizontale Doppellinie: Lage der internen Grenzschicht, Punkte: mittlere Windgeschwindigkeit aus Profilmessungen

4.2 Bestimmung der Höhe der internen Grenzschicht mit experimentellen Daten

Die Zusammenfassung der Daten in einer Form $h(x) = a \cdot x^b$ ohne Berücksichtigung von gleichzeitig erhobenen Werten für z_{01} und z_{02} führt auf einen einfachen, hilfreichen Zusammenhang (Tab. 2, Abb. 3) wie er mit $h(x) = 0,3 \cdot x^{0,5}$, h, x in m, oft verwendet wird (RAABE, 1983b), um die Messhöhe von Messgeräten und einen störenden

Einfluss von internen Grenzschichten auf die Messungen auszuschließen (JEGEDE und FOKEN, 1999). Ziel ist es dabei, die Messgeräte unterhalb der internen Grenzschicht, möglichst innerhalb der NEL anzuordnen, um die Wechselwirkung der Luftströmung mit der Unterlage auch dann experimentell bestimmen zu können, wenn eine Landschaft (wie das üblicherweise immer der Fall ist) nicht durch eine ausgeprägte Homogenität der Unterlage charakterisiert ist.

Die Unterschiedlichkeit der Beobachtungsergebnisse für die aufländige bzw. abländige Windrichtung zeigt sich dann, wenn die Daten aus Tab. 2 unter der Annahme $h_1 = h$ und unter Berücksichtigung der gleichzeitig beobachteten aerodynamischen Rauigkeiten in einer mit Gleichung 7a bzw. 7b vergleichbaren exponentiellen Funktion ausgedrückt werden. So ergeben sich die in Tab. 3 zusammengestellten Werte für die entsprechenden Konstanten.

Das führt letztlich auf eine Veränderung der Schubspannungsverhältnisse bzw. des Reibungskoeffizienten mit zunehmender Entfernung x (m) von der Uferlinie entsprechend den Darlegungen unter Abschn. 2 (Gl. 4).

Abländiger Wind: Übergang rau - glatt

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}}(x) = 0,23 \cdot x^{0,13} \quad \text{bzw.} \quad C_{10,2}(x) = 0,25 \cdot 10^{-3} \cdot x^{0,26} \quad (8a)$$

Aufländiger Wind: Übergang glatt - rau

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}}(x) = 1,84 \cdot x^{-0,036} \quad \text{bzw.} \quad C_{10,2}(x) = 4,27 \cdot 10^{-3} \cdot x^{-0,07} \quad (8b)$$

Tabelle 2: Experimentell bestimmte Höhen h der internen Grenzschicht bei abländigen Wind (Übergang rau - glatt) und aufländigen Wind (Übergang glatt - rau) an einer Küste (RAABE, 1991a,b)

rau - glatt		$\bar{m} = 343$	$\bar{m} = 5,8$			$\bar{z}/\bar{L} = 0,11 \pm 0,05$
		$\bar{z}_{01} = 0,027\text{m}$	$\bar{z}_{02} = 7,76\text{E-}05\text{m}$			
x (m)	h (m)	z_{01} (m)	z_{02} (m)	m	M	\bar{z}/\bar{L}
8,6	0,85	0,029	7,40E-06	3,92E+03	8,27	0,094
12,4	1,05					0,094
17,8	1,3					0,052
22,4	1,67					0,067
27,4	1,6					0,112
36,7	1,87					0,168
48	1,8					0,090
110	2,1					0,189
230	7,8	0,026	0,00025	1,04E+02	4,64	>0
300	8					
750	10					
170	6	0,022	0,0001	2,20E+02	5,39	>0
110	6					
50	2,1					
25	1,6					
100	3,3					
glatt - rau		$\bar{z}_{01} = 0,00013\text{m}$	$\bar{z}_{02} = 0,005\text{m}$	$\bar{m} = 2,60\text{E-}02$	$\bar{M} = -3,65$	$\bar{z}/\bar{L} = -0,12 \pm 0,09$
x (m)	h	z_{01} (m)	z_{02} (m)	m	M	\bar{z}/\bar{L}

	(m)					
4,6	0,63	0,00013	0,005	2,60E-02	-3,65	-0,063
7,4	0,74					-0,044
9	1,1					-0,209
11,1	1,45					-0,218
23,7	1,3					-0,156
40	1,7					-0,010
1	0,37					<0
5	0,7					<0
13	1,2					<0

Tabelle 3: Auf experimentellen Daten beruhende Zusammenhänge zwischen der Höhen h der internen Grenzschicht und der Windwirklänge x (fetch)

	$\frac{h}{z_{01}} = a_{01} \cdot \left(\frac{x}{z_{01}}\right)^{b_{01}}$		$\frac{h}{z_{02}} = a_{02} \cdot \left(\frac{x}{z_{02}}\right)^{b_{02}}$	
	a_{01}	b_{01}	a_{02}	b_{02}
ablandiger Wind, rau-glatt $z_{01} < z_{02}$	0,82	0,62	0,49	0,83
auflandiger Wind, glatt - rau $z_{01} > z_{02}$	57,00	0,44	7,29	0,44

Im Vergleich zum auflandigen Wind weisen im Fall des ablandigen Windes die Messungen auf eine wesentlich stärkere Variabilität des Reibungskoeffizienten hin. Ein Ergebnis, das sich durch die bewegliche Meeresoberfläche erklären läßt, an der durch die am Ufer beginnende Windreibung erst mit zunehmender Entfernung (x) Strömung und Seegang induziert werden. Den Wert des Reibungskoeffizienten für die offene See ($C_{10} \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ würde nach Gl. (9a) erst in einer Entfernung von der Küste von rund 600m erreicht. Auf diese Variabilität und die daraus resultierenden Konsequenzen für die Berechnung ufernaher Strömungs- und Seegangsfelder hat HUPFER (1978) aufmerksam gemacht. Die dort angesprochenen Konsequenzen wurden in Arbeiten von RAABE UND BAUDLER (1980); RUDOLPH (1993) oder auch bei GEERNAERT und SMITH (1998), VICKERS und MAHRT (1997) aus verschiedenen Blickwinkeln näher untersucht.

Leider lassen sich die experimentellen Daten nicht besonders gut einem exponentiellen Zusammenhang zuordnen, der nach theoretischen Überlegungen ein Anwachsen der Höhe der internen Grenzschicht mit einem Exponenten $b \approx 4/5$ sieht. Eine Analyse der Gl. (5) unter Berücksichtigung mittlerer Rauigkeitsunterschiede, sowie unter Verwendung eines mittleren Wertes für eine stabile Schichtung ($z/L > 0$, s. Tab. 2) bei ablandigem Wind zeigt jedoch, dass Exponenten $b < 4/5$ ohne weiteres darstellbar sind. Nur für einen nahezu neutral geschichtete Bodenschicht ($z/L \approx 0$) wird der Wert $b = 4/5$ erreicht (s. RAABE, 1991b).

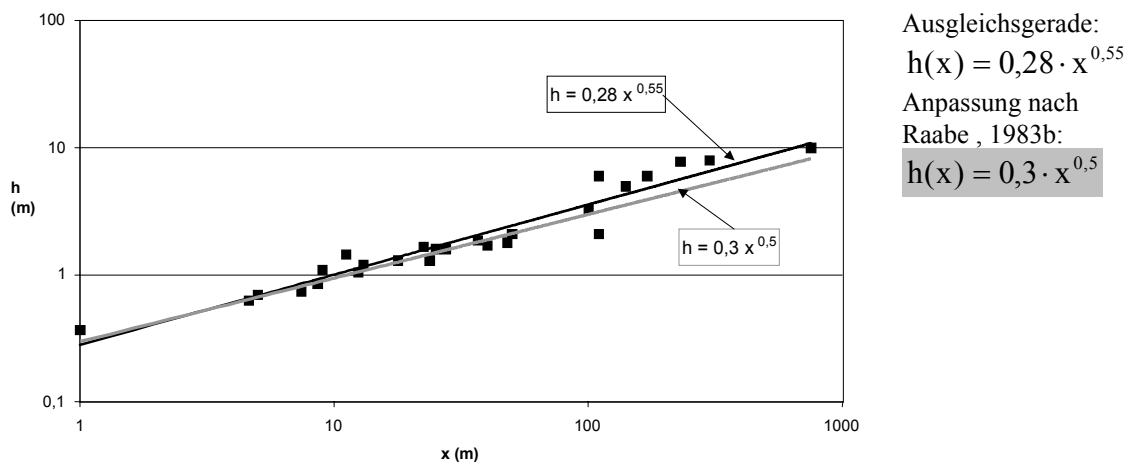


Abb. 3: Zusammenhang zwischen der Höhe der internen Grenzschicht h und der Windwirklänge x wie er sich aus den Daten nach Tab. 2 ableiten lässt, unabhängig davon ob die interne Grenzschicht sich bei auflandigen Wind über dem rauen Land oder bei ablandigen Wind über der glatten Seeoberfläche herausbildet (Werte in (m) einsetzen).

5. Schlussfolgerungen

Interne Grenzschichten sind sowohl im Experiment als auch in der Modellierung eine Störgröße, die noch nicht adäquat behandelt werden kann. Um aber die Eigenschaften der bodennahen Luftschichten über heterogener Unterlage messen und modellieren zu können, ist der Nachweis interner Grenzschichten unerlässlich (FOKEN, 2003). Gleiches gilt bei der Nutzung der Windenergie im heterogenen Gelände oder in Küstennähe (WMO, 1981).

Bei der Modellierung ist zumindest bei Gitterweiten < 1 km die interne Grenzschicht in die Modellgleichungen einzubeziehen. Dabei steht man im Moment aber noch am Anfang, da Modelle mit hoher räumlicher Auflösung in der Regel noch mit gröbermaßstäblicher Modellphysik arbeiten (HERZOG et al. 2002).

Mit den vorliegenden Untersuchungen zu internen Grenzschichten, zu denen die Arbeiten der Arbeitsgruppe Ozeanologie der Universität Leipzig einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag geliefert haben, konnte gezeigt werden, dass trotz der komplizierten Struktur interner Grenzschichten und verschiedener Herangehensweisen ihrer Definition man mit relativ einfachen Mitteln die Höhe der nicht gestörten Schicht unterhalb der Störungsschicht der internen Grenzschicht abschätzen kann. Generelle Defizite hinsichtlich der theoretischen Beschreibung und der Erklärung der hohen Variabilität experimenteller Ergebnisse bleiben aber weiterhin bestehen.

Literatur

- BACHSTEIN, U. T. FOKEN und P. HUPFER: The wind profile in the near shore zone during the "Lubiatowo 74" experiment. Raporty MIR, Gdynia, Seria R (1976) 2a, 55-61
- BELBEROV, Z. K., ET. AL, (HRSG.): Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 77". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia (1980) 314S. (in russisch).

- BELBEROV, Z.K., ET. AL, (HRSG.): Interaction of the atmosphere, hydrosphere and lithosphere in the nearshore zone, results of the international experiment "Kamchiya- 79". Inst. Morski Isledov. i Okeanologii, Varna. Isdat. Bolgarsk. Akadem. Nauk, Sofia (1983), 244S. (in russisch).
- BERGSTRÖM, H., P.E. JOHANNSON AND A.S. SMEDMAN: A study of wind speed modification and Internal Boundary Layer Heights in a Coastal Region. *Boundary-Layer Meteorol.* 42 (1988), 313-336
- BRADLEY, E.F.: A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by change in surface roughness. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 94 (1988), 361-379
- CHENG, H., AND I.P. CASTRO: Near-wall flow development after a step change in surface roughness. *Boundary-Layer Meteorol.* 105 (2002), 411-432
- CLAUBEN, M.: Die bodennahe Luftströmung über inhomogenen Oberflächen. *Habil Schr., MPI f. Meteorol. Examensarb. Nr. 13, Hamburg, 1991, 147S.*
- DELLWIK, E., AND N.O. JENSEN: Internal equilibrium layer growth over forest. *Theor. & Appl. Climatol.* 66 (2000), 173-184
- ELLIOTT, W.P.: The growth of the atmospheric internal boundary layer. *Trans. Amer. Geophys. Union* 39 (1958), 1048-1054
- FOKEN, T.: *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden.* Springer, Heidelberg 2003, 289 S.
- GARRATT, J.R.: The Internal Boundary Layer - a Review. *Boundary-Layer Meteorol.* 50 (1990), 171-203
- GEERNAERT, G.L., and J.A. SMITH: On the fetch dependent drag coefficient over coastal and inland seas. *NERI Techn. Rep. Roskilde, 230 (1998), 20 pp.*
- GRYNING, S.E., and E. BATCHVAROVA: Analytical model of the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 116 (1990), 187-203
- HERZOG, H.-J., G. VOGEL, and U. SCHUBERT: LLM - a nonhydrostatic model applied to high-resolving simulation of turbulent fluxes over heterogeneous terrain. *Theor. & Appl. Climatol.*, 73 (2002), 67-86
- HUPFER, P.: Characteristics of the wind field in the near-shore zone of the sea. *Raporty MIR, Gdynia, Seria R (1975) 1a, 41-61*
- HUPFER, P.: Zur Abschätzung der Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche bei kurzen Windwirklängen. *Gerlands Beitr. Geophys., Leipzig, 87 (1978), 263-266*
- HUPFER, P., T. FOKEN, and U. BACHSTEIN: Fine structure of the internal boundary layer in the near shore zone of the sea. *Boundary-Layer Meteorol.*, 10 (1976), 503-505
- HUPFER, P. and A. RAABE: Meteorological transition between land and sea in the microscale. *Meteorol. Z., N.F.*, 3 (1994), 100-103
- JEGEDE, O. O. and T. FOKEN: A study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX Field Campaigns. *Theor. & Appl. Climatol.*, 62 (1999), 31-41
- RAABE, A.: On the relation between the drag coefficient and fetch above the sea in the case of off-shore wind in the near-shore zone. *Z. Meteorol.* 33 (1983a), 363-367
- RAABE, A.: Zur Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in Küstennähe unter Berücksichtigung der internen Grenzschicht im Windfeld der atmosphärischen Bodenschicht. *NKGG ADW d. DDR, Geod. Geoph. Veröff. R. IV (1983b) H. 38, 22-54*
- RAABE, A. and H. BAUDLER, 1988: Variations in the numerically calculated field of flow when using a variable drag coefficient for a small body of water. *Acta Hydrophys.* 32 (1988), 201-207
- RAABE, A.: Die Höhe der internen Grenzschicht. *Z. Meteorol.* 41 (1991a), 251-261
- RAABE, A.: Zur Wechselwirkung von Atmosphäre und Meer sowie Atmosphäre und Land in unmittelbarer Nähe einer Küste. *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 4(1991b), 57-73*

- RAO, K. S., J. C. WYNGAARD, and O. R. COTÉ: The structure of the two-dimensional internal boundary layer over a sudden change of surface roughness. *J. Atm. Sci.* 31(1974), 738-746
- RUDOLPH, E.: Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich. GKSS Geesthacht /E/57 (1993), 93 S.
- TAYLOR, P. A.: On wind and shear stress profiles above a change in surface roughness. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 95(1969), 77-91
- VENKATRAM, A.: A model of internal boundary layer development. *Boundary-Layer Meteorol.* 11(1977), 419-437
- VICKERS D. and L. MAHRT: Fetch limited drag coefficients. *Boundary Layer Meteorol.* 85(1997), 53-79
- WMO. Meteorological aspects of the utilization of wind as an energy source. WMO, Techn. Note, 175 (1981), 180 pp.

Parametrization of the near-surface water boundary layer processes

G. N. Panin

Institute for Water Problems, Russian Academy of Sciences
Moscow, Russia

Abstract

It is known that the near-surface water boundary layer, whose thickness may vary from millimeters up to centimeters, is formed as a result of the energy-mass exchange between the air and the water media close to the surface border. To define the thickness of the near-surface water layer the hypothesis of its proportionality to the Kolmogorov dissipation scale was used.

Research of the near-surface water layer heat balance revealed its temperature distribution particularities corresponding with cold, warm and isothermal type. These temperature distribution types were parameterized, what created the basis for the development of the method of the near-surface water layer temperature difference calculation, based on standard hydrometeorological information data.

Eventually it was indicated that the intensity of the gas exchange through the surface may vary by few times, which could influence the hydrobiological regime of the water body. For testing of this hypothesis measurements studying of biological and chemical processes of the surface water layer considering hydrologic factors were accomplished in lake, near Moscow.

Measurement results showed that during day time in spring and in summer there is formed a positive gradient of temperature. Oxygen saturation is lower than inside of water. Amount of bacterial cells in a surface water layer and concentration of organic substance is higher than in lower layers. Thus, the field experiment data confirmed the earlier supposed hypothesis. As a result of that there was suggested a model describing the influence of the near-surface water layer on the evolution of the water life in spring and formation of the fish killing effect in summer and autumn.

1. Introduction

About 30 years ago author work with Prof. Hupfer in coastal zone of Baltic Sea. We investigated of meteorological microstructure of air's sublayer (HUPFER ET AL., 1975). In present article we are discussing the near-surface water boundary layer.

Heat-mass exchange through the water surface has an important and often determining part in forming the oxygen regime of the water bodies. Apparently the intensity of this exchange might to certain degree be regulated by thermodynamic processes going on in the near-surface layer of the water body. Existence of the near-surface layer with the molecular or close to them heat exchange processes is possible only under weak and moderate winds. Destruction of the water body's the near-surface layer happens somewhere under the surface wind velocities 7 – 10 m/s (PANIN, 1985). In natural conditions the near-water wind above minor lakes, seldom exceeds these critical velocity magnitudes 7-10 m/s. Surface winds above seas and oceans are usually higher than above small lakes, therefore processes considered here are mostly typical for lakes.

2. The near-surface thickness of the water body δ_w and the temperature drop ΔT_w in it

Natural and laboratory researches have shown that thickness of layer magnitude and sign of the temperature drop in it vary strongly regarding the meteorological conditions, time of the day and the season of the year. Often there is marked the existence of the so-called cold film with the thickness of the order of millimeter. At the same time the warm layer with the thickness of under 1 cm. and more was registered in experiments on lakes during the day-time in spring and summer (ILYIN ET AL., 1986). To estimate the thickness of layer δ_w we used the hypothesis for its parametrization with Kolmogorov's scale (l_0). As a basis for this hypothesis it was assumed that approaching the water surface from the inside of the water body the turbulent eddies scale should decrease up to the minimum equal to the Kolmogorov's scale. According to this we may write the equality:

$$\delta_w \approx l_0 = \left(\frac{K_m^3}{\varepsilon_w} \right)^{1/4} \quad (1)$$

In (1) K_m - kinematic viscosity coefficient, ε_w - viscous dissipation rate of turbulent kinetic energy.

To estimate ε_w we can use the equation of the energy budget under conditions of stationarity and horizontal homogeneity.

$$\varepsilon_w \approx U_{*w}^2 \frac{\partial U_w}{\partial z} \approx \frac{1}{K_T} \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^2 U_{*a}^4 \quad (2)$$

In (2) K_T - turbulent exchange coefficient, ρ_a , ρ_w - density of the air and the water correspondingly, U_{*a} , U_{*w} - friction velocity of the air and the water correspondingly.

Regarding (2) we can rewrite (1) in form

$$\delta_w \approx \frac{K_m \xi^{1/4}}{\left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^{1/2} U_{*a}} \approx 10^3 \frac{K_m \xi^{1/4}}{U_{10}} \quad (3)$$

Using characteristic magnitudes for K_T and K_m on Fig1. the dependence of the near-surface layer thickness on U_{*a} may be presented for two values of relationship

$$\xi = \frac{K_T}{K_m} = 10^2 \text{ and } 10^3.$$

From Fig.1 it comes out that theoretical estimations of the near-surface water layer thickness match well the data at natural experiments WESELY (1979) and PANIN (1985) as well as the laboratory experimental data of GINSBURG ET AL. (1977).

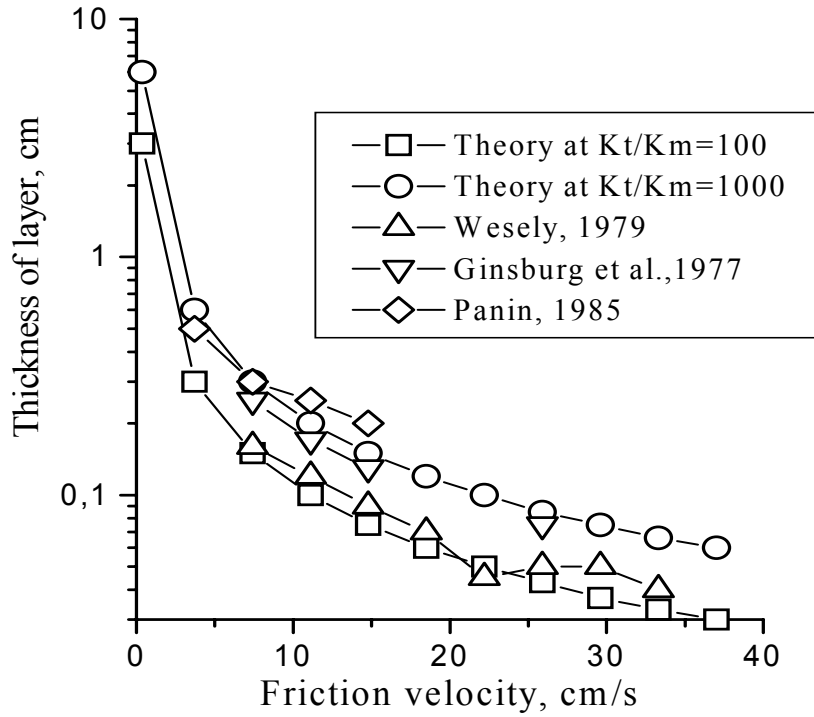


Fig.1: Thickness layer dependence on the friction velocity.

To analyze the thermal regime of the near-surface layer of the water body we consider the equation of the heat balance in it.

$$\rho_w c_p K_m \frac{\partial T_w}{\partial z} = Rn - \lambda E \pm Q_t = Q \quad (4)$$

In (4) c_p - specific heat of air at constant pressure, Rn - net radiation, λE - latent vertical heat flux, Q_t - vertical sensible heat flux, Q - resulting vertical flux of heat in the air.

Assuming the linear vertical temperature distribution

$$\frac{\partial T_w}{\partial z} \approx \frac{\delta T_w}{\delta z} \approx \frac{T_{w_0} - T_\delta}{\delta_w} \approx \frac{T_{w_0} - T_{w_{ST}}}{\delta_w} \quad (5)$$

and accounting the fact that the main temperature drop in upper water layer (20-30 cm.) mostly belongs to its near-surface layer $\delta T_W \approx 0.75 \Delta T_W$ we shall proceed the following analyze of the thermal regime of the water body near-surface layer within the expression $\Delta T_W = F(Q)$. From it follows that depending on direction of the resulting heat flux Q in the upper equatorial layer there might be formed either cold (A) or warm near-surface layer (B), as well as the one with the neutral temperature distribution (C):

$$(A) \quad T_{W_0} < T_{W_{ST}} \quad \text{at} \quad Q > 0$$

$$(B) \quad T_{W_0} > T_{W_{ST}} \quad \text{at} \quad Q < 0 \quad (6)$$

$$(C) \quad T_{W_0} \approx T_{W_{ST}} \quad \text{at} \quad Q \approx 0$$

From (6), in particular, it follows that the difference between the remote (T_{W_0}) and the contact (standard) measurements ($T_{W_{ST}}$) of the water surface temperature are determined by the water heat balance of the near-surface layer of the water body.

For parametrization of the temperature drop ΔT_W we could present the resulting heat flux in form of the sum of two components $Q = Q_1 + Q_2$, where Q_1 responsible for the turbulent component of the resulting flux, and Q_2 - responsible for its solar radiation component.

If we use the stratification parameter of Monin-Obukhov z/L as a characteristic of Q_1 :

$$Q_1 \sim z/L \quad (7)$$

and the Berlyand relationship (1956) as a characteristic of Q_2 :

$$Q_2 \sim \frac{\sin^2 h}{\sinh + \text{const}} f_1(n) + \left(\gamma_w \sigma T_{W_0}^4 - \gamma_a \sigma T_a^4 \right) f_2(n) \quad (8)$$

then the temperature drop in the near-surface water body layer might be defined in form

$$\Delta T_W = F[z/L; \frac{\sin^2 h}{\sinh + 0.07} f_1(n) - k_1 k_2 f_2(n)] \quad (9)$$

In (8-9) h - the Sun height in degree, n - fractional cloud cover, σ - Stefan-Boltzman constant, γ_w , γ_a - relative radiation ability of the water surface and the atmosphere

respectively, k_1 and k_2 - coefficients ($k_1 \approx 1$; $k_2 = \frac{\sigma \gamma_w T_w^4}{S_0}$), S_0 - solar constant.

Expression (9) allows calculation of the temperature drop in the near-surface water layer according the standard hydrometeorological data on the water and the air temperature, wind velocity, air humidity, cloud cover and also the measurement time and place. Form of the function F was determined on the basis of experimental data and as a whole dependence (9) presents a nomogramme (Fig.2).

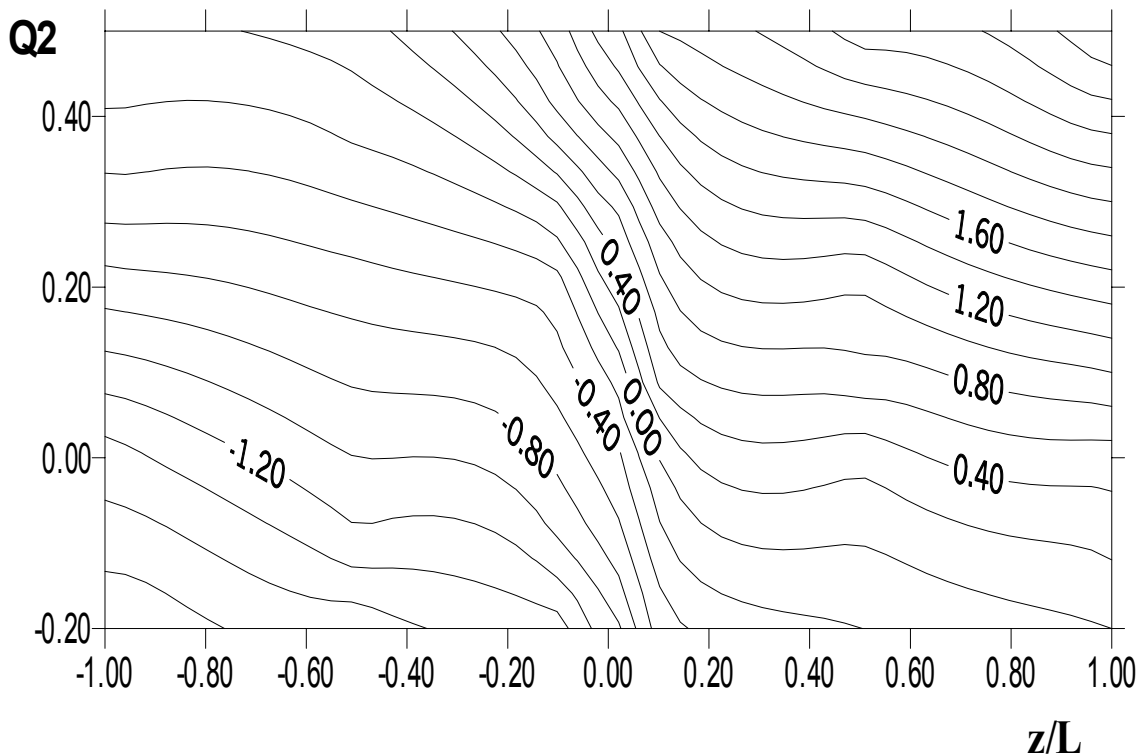


Fig. 2: Nomogramme of calculation of temperature drop of the near-surface layer of the water body.

From this nomogramme in particular, it follows that under the unstable stratification density of the near-water air ($z/L < 0$) the temperature drop ΔT_w in most cases is negative (cold near-surface layer). At the stable stratification density ($z/L > 0$) there is more often observed the positive temperature drop $\Delta T_w > 0$. In fact, along with the strengthening of stability there is increasing as well the drop value ΔT_w . It should be noted that under conditions of slight instability ($-0.01 < z/L < -0.1$) the temperature drop changes from 0 to -1°C . These stratification conditions are characteristic for the near-water air above the ocean and our calculation of ΔT_w conform, for example, with generalization of experimental research of cool skin of the ocean.

3. Gas exchange through the near-water boundary layer of the water body and hydrobiological applications

Earlier (PANIN, 1985) there has been published a hypothesis on a possible influence of the thermal regime of the near-surface water body layer on the gas exchange between the water and atmosphere and correspondingly on its biological status. Advent of the warm near-surface layer on water body in a day-time during spring should intensify reproduction of bacteria in it and complicate the gas exchange through it. During the night time the near-surface layer cools out, develops a vertical convection what should bring to redistribution of bacteria along the vertical and correspondingly to their transfer to the inner part of the water body. Appearance of the warm near-surface layer at the water body in summer or beginning of autumn also complicates the gas exchange through it and may become the cause of the fish killing phenomena in the water body. Actually, let us estimate the gas flux (for example, oxygen) in form: $q_c = K_L \Delta C$,

where K_L - mass transfer coefficient ($K_L = \frac{\mu_q}{\delta_w}$), μ_q - coefficient of molecular diffusion, ΔC - concentrations difference.

As the thickness of the warm near-surface water body layer definitely exceeds thickness of the cold near-surface layer (skin) according to experiments this inevitably brings to corresponding decrease of K_L and the gas flux between the atmosphere and the water body. Estimations accomplished by BREKHOVSKIKH ET AL., (1991) showed that in natural water bodies decrease of the gas exchange through the warm near-surface layer may reduce by few times and quite naturally it may provoke the fish killing phenomena in water bodies.

For experimental check of the given hypothesis the simultaneous measurement of hydrophysical and hydrochemical characteristics of the near-surface layer of the water body were carried out at Ivankovo lake (located at a distance of 100 km.9 to the north-west of Moscow). These studies revealed that actually building of the warm near-surface layer in a water body brings on one hand to decrease of the oxygen content in the near-surface layer relatively to the inner content (depth of 30 cm.), (Fig. 3a,b), and on another hand to a relative increase of the bacteria content in it (Fig. 4a,b). In case of a cold near-surface layer, as it was assumed, significant differences in content of oxygen and bacteria in the near-surface layer and below it are absent.

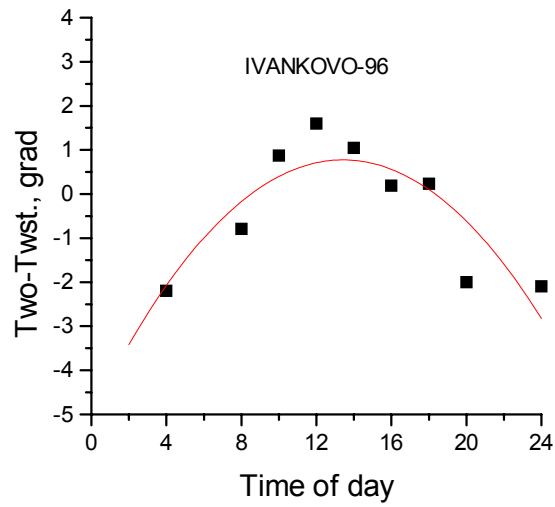


Fig.3a: Change of the temperature drop ΔT_W during daytime (lake Ivankovo, May 1996).

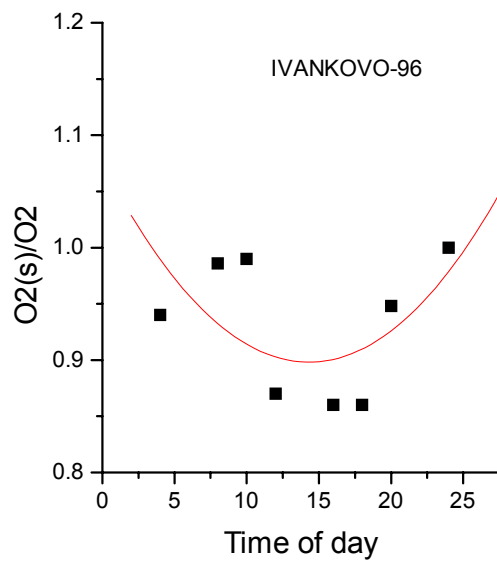


Fig. 3b: Relation of the oxygen content in the near-surface layer relatively to the content inside the water (depth 30 cm.) during daytime (lake Ivankovo, May 1996).

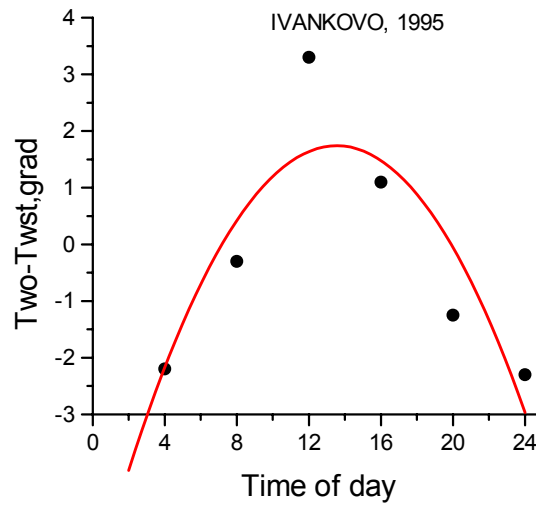


Fig.4a: Change of the temperature drop ΔT_W during daytime (lake Ivankovo, May 1995).

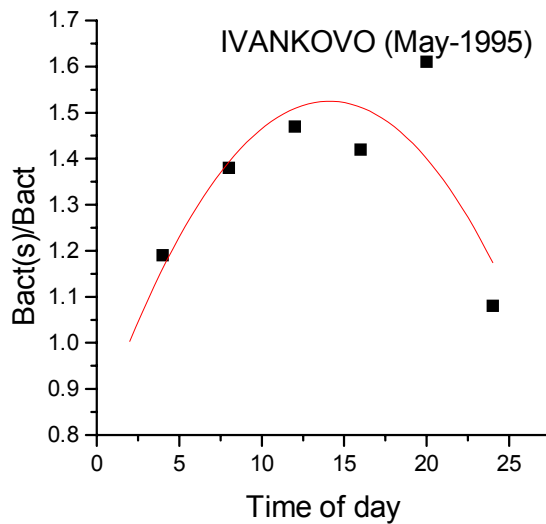


Fig. 4b: Relation of the bacteria content in the near-surface layer relatively to the content inside the water (depth 30 cm.) during daytime (lake Ivankovo, May 1995).

4. Conclusion

Thus on example of 2 experiments (May 1995 and 1996) there has been made an attempt to show the role of the temperature regime of the near-surface layer in the fresh bulk water. It should be stated that experiment indicated the smaller dependence of the gas exchange through surface on the temperature regime of near-surface bulk water than the theoretical estimations. At the same time it should be noted that the theoretical estimations of the gas exchange were principally correct. Predicted dependence of the bacteria amount on temperature of the near-surface water body also turned out to be right. It is also shown that in gas exchange and bacteria quantity change the important place belongs to the near-surface layer thickness which also turned out to be directly connected with the temperature stratification of the near surface water layer. Important

is that the qualitative agreement of experimental results with theoretical estimations assures authors that in natural waters the state of near-surface layer may actually strongly influence the gas state of the water body and be the cause of the fish killing phenomenon in it. Majority of the earlier studies of the near-surface layer [e.g. CARLUCCI ET AL., 1991, WILLIAMS ET AL., 1986] were accomplished on seas or oceans where conditions typical for development of the dense vertical convection are predominant. This to our opinion, is the main cause of the fact that in the marine and oceanic experiments the phenomena described by us are seldom also consider our two experiments as a first step demanding the following development and thorough confirmation.

References

- BERLYAND, M.E., 1956: *Prediction and control of the Earth layer of atmosphere*, 271pp., Gidrometeoizdata Publishers, Leningrad, (in Russian).
- BRECHOVSKIKH V.F., VOLKOVA Z.V., PANIN G.N., TARAKANOV O.YU., 1991: The role of the thermal stratification of the near-the-surface water layer in the gas exchange with the atmosphere, *Water Resourses*, N5, 30-36, (in Russian).
- CARLUCCI AF, CRAVEN DB, WOLGAST DM, 1991: Microbial-populations in surface-films and subsurface waters - amino-acid-metabolism and growth, *Mar Biol* 108, 329-339.
- GINZBURG A.I., ZATSEPIN A.G., FEDOROV K.N., 1977: The fine structure of the thermal boundary water layer at the water-air interface. *Izv. AN SSSR, FAO*, 13, 1268-1277, (in Russian).
- HUPFER P., FOKEN TH., PANIN G.N., 1975: Existence and structure of the laminar boundary layer of the atmosphere in the near-shore zone of the sea, *Z. Meteorol.* 25, 94-102.
- ILYIN YU.A., PANIN G.N., POPOV N.N., 1986: Experimental studies of thermal structure of the water body near-surface layer, *Water Resourses*, 97-101, (in Russian).
- PANIN G.N., 1985: *Heat- and mass exchange between the water and the atmosphere in the nature*, 206 pp Nauka, Moscow, (in Russian).
- WESELY M.L., 1979: Heat transfer through the thermal skin of a cooling pond with waves, *J. Geophys. Res.*, V.84, C7, 3696-3700.
- WILLIAMS PM, CARLUCCI AF, HENRICH SM, VAN VLEET E.S., HERRIGAN S.G., REID F.M.H., ROBERTSON K.J, 1986: Chemical and microbiological studies of sea-surface films in the southern gulf of California and off the west-coast of baja-California, *Mar. Chem.* 19, 17-98.

Quantitative Bestimmung des äolischen Sedimenttransports

H.-J. Schönfeldt

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie
Leipzig, Deutschland

Abstract

The effect of turbulent flow on eolian sand transport processes was studied in the western part of the Baltic Sea (Zingst peninsula). Continuous, synchronous measurements of sediment transport flux with a saltiphone 0.05 m above ground, and wind speed with a Gill cup anemometer at 1.1 m above the soil surface were made with a sampling frequency of 1 Hz. High sediment transport fluxes were associated with high horizontal wind velocity. The threshold wind speed varied from 5.9 m/s before rainfall, to 7.6 m/s after rainfall and then decreased to 7.2 m/s. During that periods the sediment transport rate was measured also with an MWAC sampler. With the obtained data it is not possible to determine the functional relation (linear, quadratic or cubic) of the transport rate to the threshold velocity.

1. Einleitung

Von den Landflächen der Erde, insbesondere den Wüsten, Wüstenrandgebieten, aber auch landwirtschaftlich genutzten Flächen wird mineralisches Aerosol über den äolischen Sedimenttransport in die Atmosphäre befördert. Für diesen Prozess ist das Überschreiten einer minimalen Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit nötig, um das mechanische Gleichgewicht am Boden aufzubrechen, die Bodenerosion zu initiieren, die dann in der Emission von klimawirksamen Wüstenstaub in die Atmosphäre resultiert (CHOMETTE and LEGRAND, 1999). Damit ist ein Transport von (mineralischem) Aerosol von Landoberflächen in die Atmosphäre an Saltationsprozesse gekoppelt. Dabei ist die Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit korngrößenabhängig in der Art, dass sie für Staubteilchen im Mikrometerbereich größer ist als für Sandkörner mit Durchmesser im Millimeterbereich. Aber auch Form der Teilchen, Korngrößenzusammensetzung, Dichte und Bodenfeuchte spielen eine entscheidende Rolle. Um diesen Aerosoltransport zu modellieren, ist ein Verständnis der Natur und der Variabilität des äolischen Sedimenttransports erforderlich (ARENS, 1996). Nach BAGNOLD (1973) sollte ein besonderes Gewicht auf den Einfluss der Turbulenz auf den Teilchentransport gelegt werden.

Die Bedeutung der kohärenten Strukturen für die Dynamik der turbulenten Grenzschicht ist schon seit einigen Jahrzehnten Gegenstand der Forschung. Die horizontale Windgeschwindigkeit u (x Richtung) an einem Punkt kann durch den zeitlichen Mittelwert \bar{u} und die turbulente Abweichung vom Mittelwert u' beschrieben werden. Analoges gilt für die Vertikalkomponente w (z Richtung). Der zeitliche Mittelwert der Fluktuationen ist per Definition Null, aber die quadrierten Fluktuationen (Dispersion) sind größer Null und können als Intensität der Turbulenz verwendet werden (turbulent kinetic energy - TKE). Die turbulente Schubspannung (Reynolds stress) τ , die in der x - z Ebene wirkt ist $\tau = -\rho \overline{u' w'}$, wobei ρ die Luftdichte bedeutet. Diese Schubspannung kann durch die Kombination von positiven und negativen Fluktuationen in x - und z -Richtung positiv und negativ sein.

In vielen Laborexperimenten (z.B. CORINO und BRODKEY, 1969) konnte die Signifikanz sogenannter Bursting-Prozesse gezeigt werden. Dabei wurde gesehen, dass in einer turbulenten Scherströmung geordnete Bewegungen vorhanden sind. Bursting-Prozesse sind kohärente, quasi-periodische Zyklen von Ereignissen (Narashima, 1988). Nahe der Oberfläche erfolgt eine Verzögerung der Strömungsgeschwindigkeit in Form von Streifen, wobei sich eine Scherschicht aufbaut. Diese führt zu einem heftigen Ausbruch der Strömung (Ejection, $u' < 0, w' > 0$) von der Oberfläche und einem Ausgleich durch eine schnellere Strömungsschicht hin zur Oberfläche (Sweep, $u' > 0, w' < 0$). CORINO und BRODKEY (1969) fanden heraus, dass 70 % der Schubspannung durch die Ejections erzeugt werden, die etwa 1/3 stärker waren als die Sweeps. In den Untersuchungen von LU und WILLMARTH (1973) wurde festgestellt, dass etwa 90 % der Schubspannung in 55 % der Zeit erzeugt wurde.

STERK et al. (1998) untersuchten den Zusammenhang zwischen den Sandtransport durch Saltation in Luft und den turbulenten Strukturen und fanden nur geringe Korrelation mit der Schubspannung, aber eine gute Korrelation zur Horizontalgeschwindigkeit (Strömungswiderstandskraft). Die Ergebnisse von STERK et al. (1998) konnten durch SCHÖNFELDT und von LÖWIS (2001) bestätigt werden.

Der Sedimenttransport beginnt beim Überschreiten einer bestimmten Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit u_{*s} . Bei dieser Schubspannungsgeschwindigkeit überwindet die Widerstandskraft zusammen mit der Liftkraft die Schwerkraft und hebt das Sandkorn aus der Gleichgewichtslage von der Oberfläche an und befördert es in Richtung der Strömung. Die dazugehörige Schwellenschubspannung ist $\tau_s = -\overline{\rho u' w'}$. Die augenblickliche Schubspannungsgeschwindigkeit τ_i wäre nach obigen Überlegungen $-\rho u' w'$. Es zeigt sich, dass der Horizontalwind besser geeignet ist, die momentane Schubspannungsgeschwindigkeit und damit die momentane Schubspannung zu bestimmen. Über den zeitlich hochaufgelösten Sedimenttransport haben SCHÖNFELDT und von LÖWIS (2001) ein über die Transportrate bestimmtes Windprofil bestimmt, das im Gegensatz zu einem über die Zeit gemittelten Profil eine zeitliche Variabilität der Schubspannungsgeschwindigkeit zulässt. Diese Interpretation wird auf einen Datensatz mit zusätzlicher Information durch MWAC Sedimentfallen konsequent weitergeführt. Das Ziel der Untersuchung ist, durch Bestimmung der Schwellenwindgeschwindigkeit in einer bestimmten Messhöhe einen quantitativen Zusammenhang zwischen horizontaler Windgeschwindigkeit, Schwellenwindgeschwindigkeit und Sedimenttransport zu finden.

2. Messungen

Die Messungen fanden im Februar 2002 am Strand von Zingst an der Ostsee statt (Westteil der Ostsee, 54°26'N, 12°42'E). Messungen vom Februar und März 2000 sowie vom Februar 2001 werden ebenfalls für die Argumentation herangezogen. Der Strand ist hier 18 km nahezu gerade in Ost-Westrichtung, so dass Homogenität bei der vorherrschenden Windrichtung West vorausgesetzt werden kann. Der Sedimenttransport wurde mit einem Saltifon und mit MWAC Sedimentfallen gemessen, die Windgeschwindigkeit mit einem Anemometer 1.1 m über Grund. Im Experiment im Februar 2001 wurde neben dem Saltifon mit drei Schalensternanemometern in verschiedenen Höhen gemessen (0.5 m, 1.2 m bzw. 2.2 m über Grund), wobei keine Sedimentfallen zum Einsatz kamen. Das Saltifon wurde speziell für Saltationsmessungen von der holländischen Firma Eijkelkamp entwickelt und ist erst seit wenigen Jahren auf dem Markt. Eine genaue Beschreibung findet man bei SPAAN and Van den ABEELE (1991).

Die ersten Feldmessungen mit diesem Gerät wurden von STERK et al., (1998) 1994 und 1995 in der Sahelzone in Afrika durchgeführt. In diesen Experimenten wurde die turbulente Geschwindigkeitsströmung und ihre Wirkung auf den Sedimenttransport analysiert. Die Vergleiche des Saltifons mit anderen Sandfallen im Windtunnel von GOOSSENS et.al. (2000) ergaben eine höhere Empfindlichkeit des Saltifons bei Zunahme der Windgeschwindigkeit. Diese Eigenschaft des Saltifons ist Korngrößenabhängig. Darum ist es nur für qualitative Untersuchungen einsetzbar, wie die Bestimmung des Einflusses der Turbulenz auf den Sedimenttransport. Zur Ermittlung der Schwellen(schubspannungs)geschwindigkeit ist es sehr gut geeignet, da hierzu keine quantitative Aussage über den Transport notwendig ist. Zur quantitativen Bestimmung haben wir die ebenfalls von GOOSSENS et.al. (2000) untersuchte und detailliert beschriebene Sedimentfalle MWAC eingesetzt. Sie ist äußerst einfach konstruiert und hat sehr gute Eigenschaften bezüglich der untersuchten Parameter, wie Sammeleffektivität in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Korngröße.

Das Saltifon wurde so aufgestellt, dass die Mitte des registrierenden Mikrophons 0.05 m (bzw. 0.24 m, Messungen 2001) über dem Boden war. In gleicher Höhe wurden auch verschiedene MWAC Sedimentfallen aufgebaut, die wechselseitig und parallel geöffnet und geschlossen werden konnten. Laut Hersteller sollte das Saltifon 1000 Impulse (Sandkörner) pro Sekunde zählen können. Wegen der notwendigen Totzeiten zwischen den einzelnen Impulsen ist dieser Wert nicht zu erreichen; bei mehr als 500 Impulsen pro Sekunde tritt Sättigung ein. Die Impulse des Saltifons und der Schalensternanemometer wurden mit einem Datenlogger im Abtastschritt von einer Sekunde erfasst. Die Messzeiten betragen zwischen ein bis drei Stunden, je nachdem, wie lange der Sedimenttransport beobachtet werden konnte. Die MWAC Sedimentfallen wurden für jeweils 15 Minuten eingesetzt und anschließend mit einer Genauigkeit von 0.001g bei Signalen größer 1g im Labor ausgewogen.

3. Datenbearbeitung, Sedimenttransportraten

Es existieren viele Modelle, die den Sedimenttransport beschreiben (DYER, 1986, S. 177 ff.). Die Gleichungen, die diesen Modellen zugrunde liegen, könne auf drei Arten gewonnen werden:

1. Experimentell: Aus Messungen im Windkanal erhält man die Zusammenhänge zwischen dem Sedimenttransport und den charakteristischen Strömungsvariablen
2. Theoretisch: Aus den Bewegungsgleichungen werden Beziehungen für die Bewegung des einzelnen Sedimentkorns entwickelt. Nach räumlicher und zeitlicher Mittelung dieser Gleichungen müssen die erhaltenen Konstanten experimentell ermittelt werden.
3. Dimensionslose Analyse: Die Variablen, die den Sedimenttransport und die Strömung beschreiben, werden in dimensionslosen Zahlen zusammengefasst. Die Konstanten und Koeffizienten müssen wiederum im Experiment bestimmt werden.

Obwohl die Modellgleichungen auf unterschiedliche Arten gewonnen werden können, sind sie trotzdem von experimentellen Untersuchungen abhängig. Die meisten Formeln wurden für stationäre, gleichgerichtete Strömungen entwickelt.

Gemein haben alle Modelle, dass die Sedimenttransportrate q der 3. Potenz der Schubspannungsgeschwindigkeit u_*^3 proportional ist. Eine Auswahl aus R. GREELEY und J.D. IVERSEN (1985) soll dies veranschaulichen.

Bagnold (1941) ^a	$qg/\rho u_*^3 = C(D_p/D_{p0})^{1/2}$
Kawamura (1951) ^b	$qg/\rho u_*^3 = C(1+r_t^2)(1-r_t)$
Zingg (1953) ^a	$qg/\rho u_*^3 = C(D_p/D_{p0})^{3/4}$
Dyunin (1954) ^c	$qg/\rho U^3 = C(1-r_u)$
Kuhlman (1958) ^c	$qg/\rho U^3 = C(1-r_u^3)$
Owen (1964) ^{b,d}	$qg/\rho u_*^3 = (0.25 + 0.33r_t p_t)(1-r_t^2)$
Dyunin (1959) ^c	$qg/\rho U^3 = C(1-r_u)^3$
Lettau & Lettau (1978) ^b	$qg/\rho u_*^3 = C(1-r_t)$
Kind (1976) ^b	$qg/\rho u_*^3 = C(1-r_t^2)$
Iversen et al. (1976) ^{b,d}	$qg/\rho u_*^3 = C p_t(1-r_t)$
Maegley (1976) ^{a,b}	$qg/\rho u_*^3 = C(D_p/D_{p0})^{3/4}(1-r_t^2)$
Radok (1977) ^{c,f}	$qg/\rho U^3 = (g/pU^3)\exp(C_1+C_2U)$
Lyles et al. (1979) ^{b,e}	$qg/\rho u_*^3 = (C/A^2)(1-r_t)/r_t$

^a $D_{p0} = 250\mu\text{m}$

^b $r_t = u_* / u_{*t}$, u_{*t} = Schubspannungsgeschwindigkeit an der Grenze des Transports

^c $r_u = U_t/U$, U = Windgeschwindigkeit an gegebener Referenzhöhe,
 U_t = Windgeschwindigkeit an der Grenze des Transports

^d $p_t = U_F/u_{*t}$

^e A = Bagnold's Grenzkoeffizient

^f C_1 und C_2 sind dimensionslos

Diese Liste lässt sich beliebig weiter führen. JACKSON und McCLOSKEY (1997) benutzten eine im Sekundenbereich auflösende Sandfalle und geben einen quadratischen Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und Sedimenttransport an. Um den quantitativen Zusammenhang zwischen Sedimenttransport und den Horizontalkräften zu untersuchen, betrachten wir als Arbeitshypothese die Transportformel von KIND (1976) mit der Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit u_{*s} , q der Sedimenttransportrate und einem Parameter C .

$$q = C(u_*^2 - u_{*s}^2)u_* \quad (1)$$

Negative Sedimenttransporte treten nicht auf. In Gleichung (1) und den Folgenden müsste noch die Heaviside Funktion $H(x)$ ($x < 0$, $H(x) = 0$; $x > 0$, $H(x) = 1$) eingefügt werden. Wir lassen diese der Übersichtlichkeit wegen weg.

JACKSON und McCLOSKEY (1997) und STERK et al. (1998) stellten fest, dass sich bezüglich der herrschenden Horizontalwindgeschwindigkeit ein Gleichgewichtstransport unmittelbar nach 1-2 Sekunden einstellt. Gl. (1) ist für Untersuchungen in diesem Zeitfenster wenig geeignet, da zur Bestimmung der Schubspannungsgeschwindigkeit Mittelungszeiten in der Größenordnung von 1000s erforderlich sind. Untersuchungen von STERK et al. (1998), von LÖWIS (2000) und SCHÖNFELDT und von LÖWIS (2001) zeigen, dass die momentan gemessene Größe $\tau_i = -\rho u'w'$ sehr schlecht mit dem Sedimenttransport korreliert. Aufgrund der hohen Korrelation zwischen Horizontalwind und Sedimenttransport (JACKSON und McCLOSKEY, 1997; STERK et al., 1998) benutzen wir vorerst den Horizontalwind u in einer festen Höhe z und bestimmen für diese Messhöhe die Schwellenwindgeschwindigkeit u_s , bei der der Sedimenttransport beginnt. Wegen der Vielfalt der in der Literatur verwandten Transportgleichungen verallgemeinern wir Gl. (3) zu:

$$q(t) = C_u(u^n - u_s^n)u^m \quad (2)$$

Die Potenzen von u und u_s seien beliebig, andere Ansätze für Gl.(2) sind möglich, wir wollen nur die Form von Gl.(1) beibehalten. Damit ist die Schwellenwindgeschwindigkeit u_s als Nullstelle von Gl.(2) definiert.

Immer wenn ein Sandkorn transportiert wird, muss eine bestimmte Schubspannung in Kornhöhe erreicht werden, die sich durch eine entsprechende Windgeschwindigkeit in Messhöhe ausdrückt. Werden mehrere Körner transportiert, muss die Schubspannung entsprechend größer sein. Wir mitteln darum die zu einer bestimmten Zählrate zugehörige Windgeschwindigkeit. Die gesamte Reihe wird nach Zählraten (z.B. 23 Teilchen pro Sekunde) durchsucht und alle Geschwindigkeitswerte die zu dieser Zählrate gehören aufaddiert und durch die Anzahl dividiert. Sollte diese Zahl zu klein sein, so sind auch Intervalle der Zählrate analog zu verwenden (z.B. 16-20 Teilchen pro Sekunde). So verfährt man mit allen Zählraten (oder vorgegebenen Intervallen) und erhält eine neue Abhängigkeit der Zählrate von der Geschwindigkeit. Die Nullstelle der Transportrate ergibt dann die Schwellenwindgeschwindigkeit u_s in der Höhe z .

Diese Schwellenwindgeschwindigkeit ist in verschiedenen Höhen bestimmbar und wir erhalten die gesuchte Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit u_{*s} aus dem logarithmischen Windprofil mit κ die von Karman Konstante:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right). \quad (3)$$

Für beispielsweise zwei Messhöhen:

$$u_{*s} = \frac{\kappa(u_s(z_1) - u_s(z_2))}{\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right)}. \quad (4)$$

4. Ergebnisse

Die Abb. 1 zeigt den Zusammenhang zwischen dem Sedimenttransport und der horizontalen Windgeschwindigkeit. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit nimmt die Anzahl der transportierten Sandkörner zu. Der Fit nach Gl. (1) wurde durchgeführt, nachdem die Schwellenwindgeschwindigkeit für kleine Zählraten (0-100) mit einem linearen Fit bestimmt wurde.

Aus der Abbildung kann man schließen, dass der Zusammenhang zwischen Horizontalwind und Saltation eher linear ist, als einem Polynom dritter Ordnung zu folgen. Die Exponenten in Gl. (2) lassen sich mit dem Saltifon nicht bestimmen, weil der Zusammenhang zwischen Transportrate und Zählrate von der Windgeschwindigkeit und von der Korngröße abhängt (GOOSSENS et. al., 2000). Auch wenn dieser Zusammenhang nicht linear ist, so ist er aber eineindeutig (umkehrbar). Wir finden zu jeder Zählrate eine Windgeschwindigkeit und können so für jede Zählrate ein Windprofil konstruieren. Das Ergebnis ist in Abb.2 dargestellt. Es existiert nach Abb. 2 zu jeder Saltifonzählrate eine Schubspannungsgeschwindigkeit, mit der man z.B. den Parameter C in Gl. (1) oder die Exponenten und den Parameter C_u in Gl. (2) bestimmen kann. Hierzu werden die Daten der MWAC Sedimentfallen benötigt. Interessant ist, dass wir eine zeitlich variable Schubspannungsgeschwindigkeit auch ohne Saltifon erhalten, indem wir die Windprofilwerte logarithmisch nach Gl. (3) wichten (z.B. auf die Höhe 10m transformieren) und analog der Prozedur über die Saltifonzählrate in den entsprechenden u_{10} -Fächern mitteln. Wir benutzten Intervalle von 0,5 m/s und haben exemplarisch einige Profile dargestellt. Das über alle Messwerte nach herkömmlicher Methode berechnete Windprofil ist in beiden Abbildungen fett dargestellt und mit m bezeichnet.

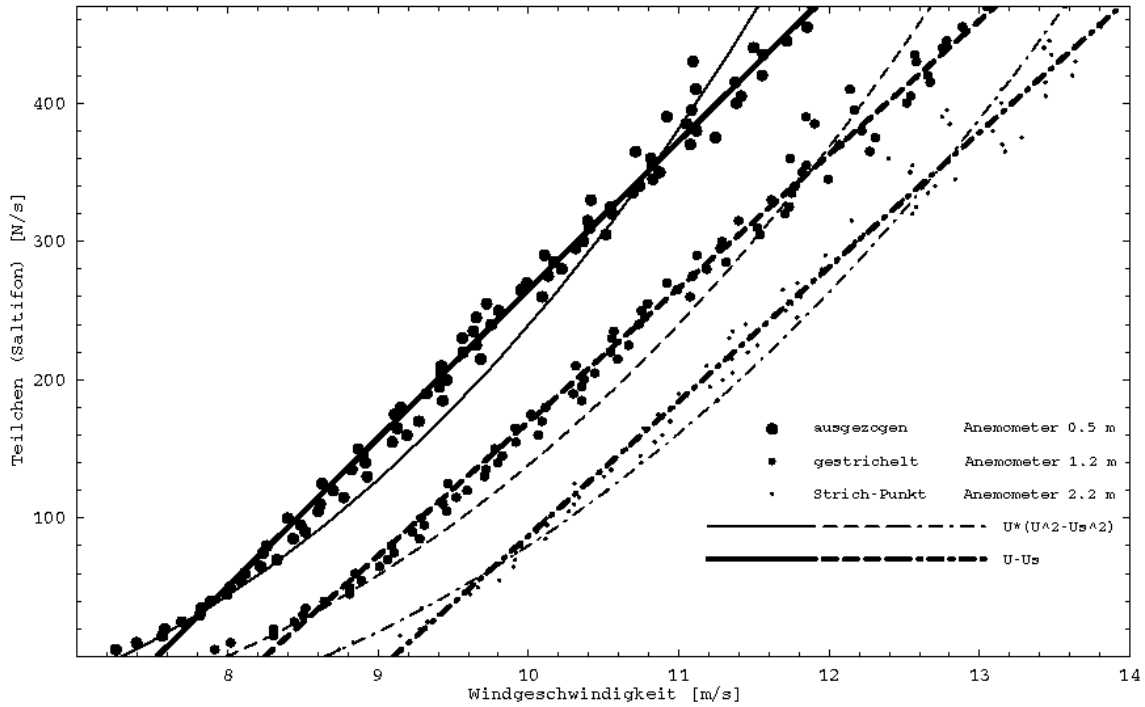


Abb.1: Saltifon Zählraten über mittleren horizontalen Wind vom 21.02.2001 9:30-12:00. Der Mittelwert wurde nicht zeitlich gebildet, sondern jeweils über die entsprechende Zählrate (Intervallgröße 5 Impulse/s). Die stark ausgezogenen Kurven entsprechen einem linearen Trend über den dargestellten Bereich, die dünneren Kurven einen Fit nach Gl. (1)

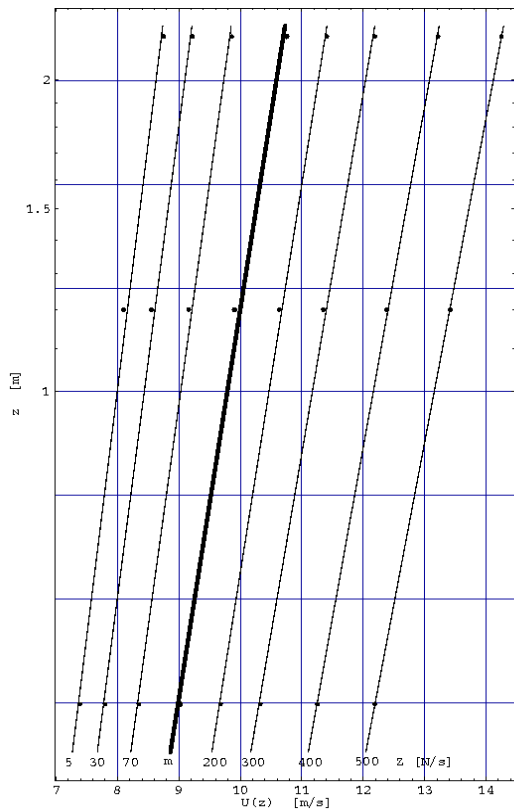


Abb. 2: Logarithmische Windprofile für unterschiedliche Zählraten durch Regression aus den Daten aus Abb.1 gewonnen (m- Mittelwert über alle Daten).

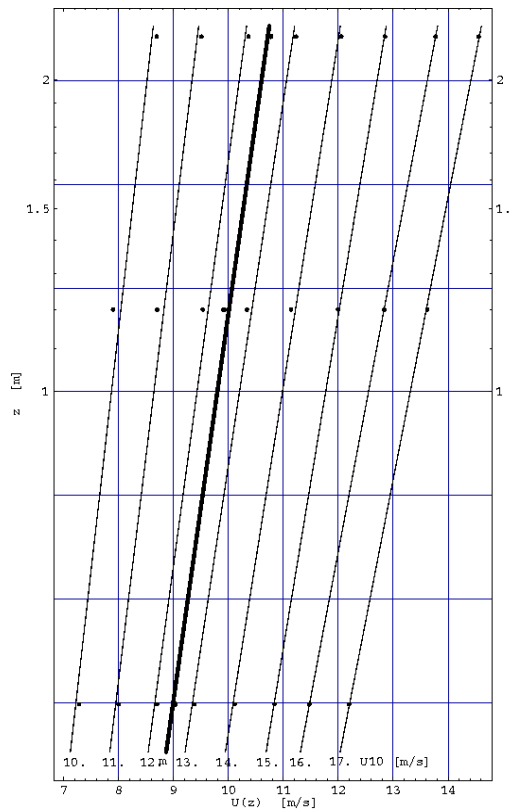


Abb. 3: Logarithmische Windprofile für unterschiedliche Windgeschwindigkeiten bezogen auf 10 m Messhöhe (m- Mittelwert über alle Daten, Daten aus Abb. 1).

Bei der Messung vom 12.02.2002 kamen MWAC Sedimentfallen zum Einsatz. Die Messung wurde durch einen Regenschauer von ca. 15 Minuten (siehe Abb. 4) unterbrochen. Da der Wind nach dem Schauer noch auffrischte, war der Saltationsprozess nicht unterbrochen und es konnte der Einfluss einer geänderten Schwellenwindgeschwindigkeit auf den Transport untersucht werden (auf die Umrechnung in eine Schubspannungsgeschwindigkeit wurde verzichtet, weil eins von den dreien Anemometern zeitweise ausfiel). Die Sedimentfallen wurden für 15 Minuten abwechselnd geöffnet. In diesen Zeitintervallen wurde aus den Saltifon- und den Winddaten nach der oben beschriebenen Methode die Schwellenwindgeschwindigkeit bestimmt. Für die Saltifonmesshöhe 0.05 m und die Windmesshöhe 1.1 m über dem Boden ist das Ergebnis in Abb. 4 dargestellt. In diesem Zeitraum wurden 6 Sedimentfallen für jeweils 15 Minuten eingesetzt. Die gesammelte Sandmenge ist in Abb. 5 zusammen mit der Schwellenwindgeschwindigkeit, der mittleren Windgeschwindigkeit und der Standardabweichung von der mittleren Geschwindigkeit dargestellt. Neben der Sandmenge ist der nach Gl. (2) bestimmte Transport aufgetragen. Dazu wurden alle Sekundenwerte des Windes geprüft, ob sie größer oder kleiner als der entsprechende Schwellenwert für die betrachtete Periode sind. Die dann zur Regression benutzten Formeln sind in Abb. 5 selbsterklärend eingetragen.

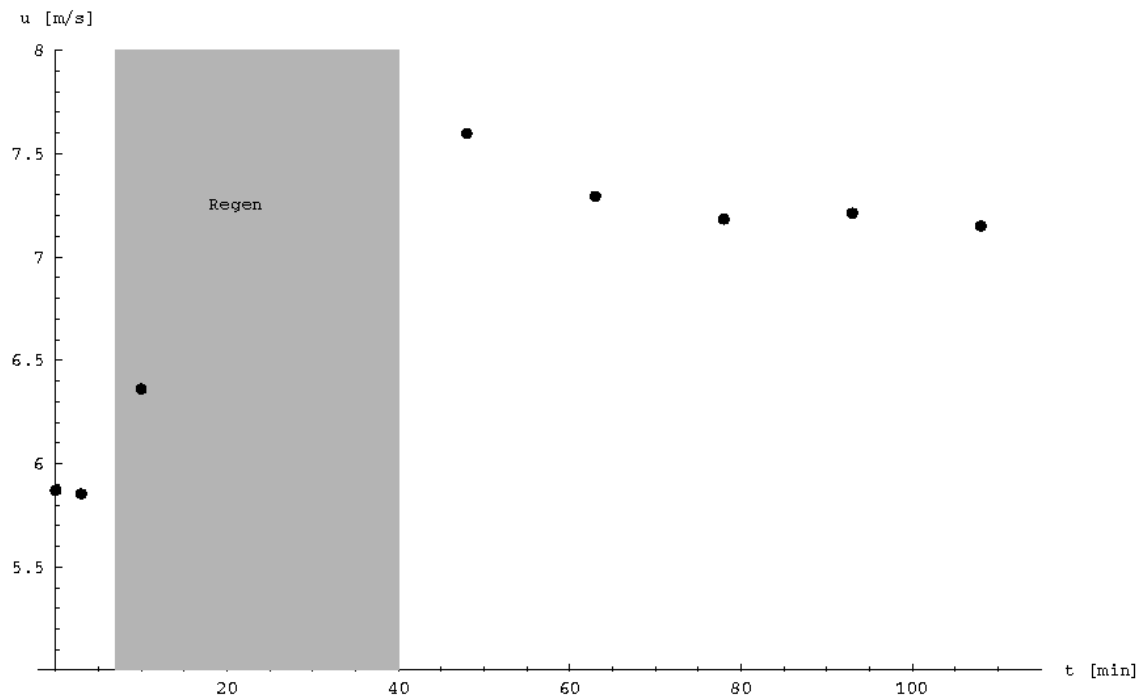


Abb. 4: Zeitlicher Verlauf der Schwellenwindgeschwindigkeit vom 12.02.2002 9:00 Uhr, bei der der Sedimenttransport beginnt. Messhöhen: Saltifon 0.05 m und Anemometer 1.1 m über dem Boden. Der Anstieg nach dem Regen wird durch die Oberflächenspannung des Wassers zwischen den Sandkörnern verursacht, die ein Abheben erschweren.

5. Diskussion

Die Exponenten in Gl. (2) lassen sich mit dem Saltifon nicht bestimmen, weil der Zusammenhang zwischen Transportrate und Zählrate von der Windgeschwindigkeit abhängt und die Ausbeute von der Korngröße (GOOSSENS et.al., 2000). Die in Abb. 1 eingezeichneten Funktionen können nicht durch Korrelationskoeffizienten bestätigt oder

verworfen werden, weil die Effektivität des Saltifons mit der Windgeschwindigkeit zunimmt. Allerdings müsste bei Voraussetzung einer Abhängigkeit der Transportrate von der Windgeschwindigkeit mit der dritten Potenz ein steilerer Anstieg beobachtbar sein. Wenn wir dann aber den Sättigungseffekt in Betracht ziehen, müssen wir das Saltifon für Transportratenuntersuchungen verwerfen. Die MWAC Sandfallen sollten bessere Ergebnisse liefern. Der 12.02.2002 ist insofern ein guter Testtag, da sich Windrichtung, Messort und Messaufbau nicht ändern, aber durch den Regen bedingt, die Schwellenwindgeschwindigkeit. Die zu erstellende Transportgleichung kann über einen großen Bereich getestet werden. Die gemessene Transportrate änderte sich von 4 g/15 Minuten auf minimal 1.2 g/15 Minuten, das entspricht bei einem Durchmesser der Öffnung der MWAC Sandfallen von 8 mm einer Transportrate von $88 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ auf $26.4 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Dies sind die Transportraten 5 cm über dem Boden in einer ca. 8 mm dicken Schicht, darüber nehmen sie drastisch ab, so dass die Angabe in m^{-2} ein falsches Bild liefert. Da das Höhenprofil des Transports nicht bekannt ist, kann die eigentlich richtige Angabe der Transportrate in Gramm/Meter und Sekunde nicht gemacht werden.

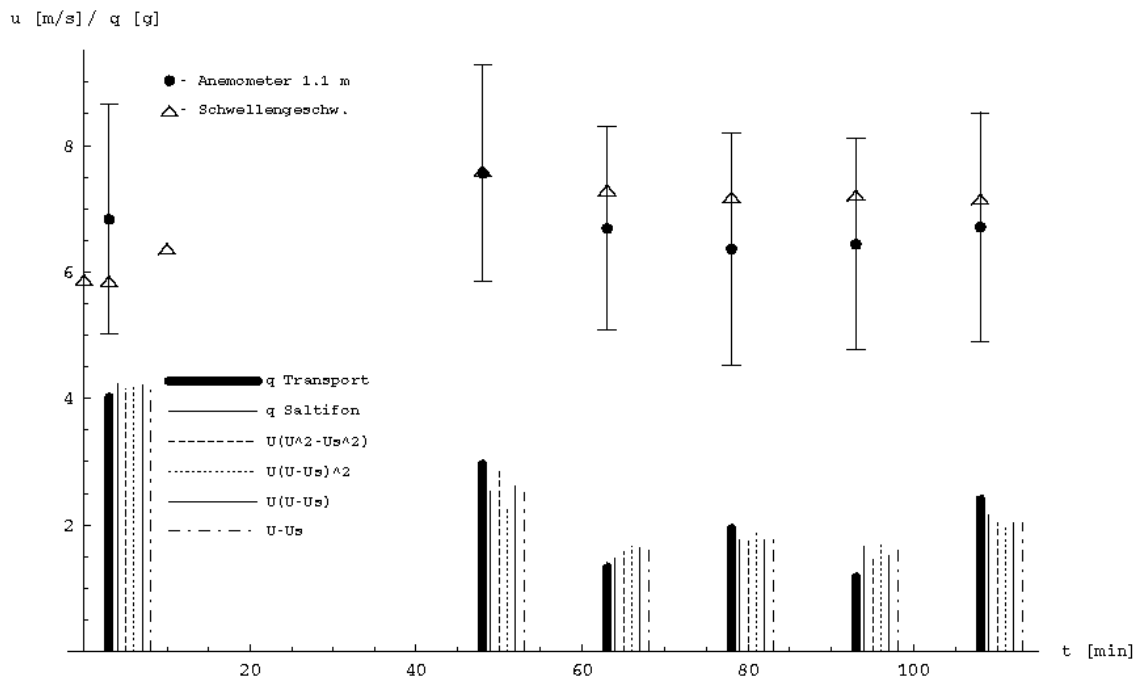


Abb. 5: Darstellung des mittleren Horizontalwindes u (Punkte), der Schwellenwindgeschwindigkeit (Dreiecke), der Standardabweichung vom mittleren Wind (Fehlerbalken), des Sedimenttransportes (in Gramm/15 Minuten), die Saltifonzählrate (an den Transport in Gramm/15 Minuten gefittet) und verschiedene Transportgleichungen Saltifonzählrate (an den Transport in Gramm/15 Minuten gefittet) vom 12.02.2002 9:00 Uhr

Unmittelbar zu Beginn der Messung ist die mittlere Windgeschwindigkeit größer als die Schwellengeschwindigkeit, die noch innerhalb der Standardabweichung der mittleren Windgeschwindigkeit liegt. Nach dem Regen fallen mittlere Windgeschwindigkeit und Schwellenwindgeschwindigkeit zusammen, beide sind aber angestiegen. Benutzt man die Mittelwerte in einer Transportformel, so wäre der Transport zu dieser Zeit gleich Null. Hier spielt die Turbulenz eine entscheidende Rolle. Neben der Standardabweichung ist auch die Schiefe der Windverteilung entscheidend, denn vorausgesetzt der Sedimenttransport reagiert spätestens nach 1-2 Sekunden auf den Horizontalwind, dann führt in diesem Fall jedes Überschreiten des Mittelwertes zum Transport. Zu den darauf

folgenden Messzeiten ist die Schwellenwindgeschwindigkeit größer als der mittlere Horizontalwind und es kommt nur in Böen zum Sedimenttransport. Interessant ist der Fall bei 78 Minuten (4. Messung). Die Schwellenwindgeschwindigkeit blieb konstant, der mittlere Wind nahm ab, aber der Sedimenttransport nahm zu, weil die Standardabweichung (Böigkeit) zugenommen hat. Dies zeigt sich auch in den gefitteten Modellwerten, die sich ja aus den Sekundenwerten berechnen und damit die Verteilung der Windwerte mit berücksichtigen. Zu den einzelnen Modellen ist eigentlich wenig zu sagen. Es überrascht uns nicht, dass alle Modelle gleich gut sind. Wenn man Gl. (2) linearisiert und eine Abschätzung der Fehler macht, dann stellt man fest, dass sich diese erst bei größeren Windgeschwindigkeiten als den gemessenen bemerkbar machen. Darum ist auch eine Bestimmung der Schwellenwindgeschwindigkeit mit linearem Ansatz für kleine Transportraten gerechtfertigt. Eine Entscheidung für ein bestimmtes Modell lassen die hier vorgestellten Daten nicht zu.

6. Schlussfolgerungen

Die hier vorgestellten Untersuchungen zeigen, dass die Schwellenwindgeschwindigkeit bzw. die Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit und die Turbulenz entscheidenden Einfluss auf den äolischen Sedimenttransport haben. Somit ist eine Bestimmung der Schwellenschubspannungsgeschwindigkeit aus Satellitenbildern und Modellrechnungen für den Horizontalwind wie z.B. bei Guelle et al. (2000), CHOMETTE and LEGRAND (1999) mit großen Fehlern behaftet. Die benutzten numerischen Modelle liefern nur Mittelwerte der Windgeschwindigkeit, so dass die tatsächliche Schwellengeschwindigkeit u_s einem Modellwert u_{sm} , bei der in den Satellitenbildern Transport einsetzt, gegenübersteht. Aufgrund der Turbulenz ist $u_s > u_{sm}$, bzw. $u_s \cong u_{sm} + \sigma_u$. Prinzipiell wird man bei Verwendung von Mittelwerten ohne Berücksichtigung der Turbulenz eine zu niedrige Schwelle erhalten. Dies wird in Gl. (1) dann durch eine entsprechende Parametrisierung für den Faktor C ausgeglichen. Da dann nicht nur die Intensität des Transports von der Horizontalgeschwindigkeit abhängt, sondern auch die prozentualen Zeiten, in denen Transport stattfindet ebenfalls von der Horizontalgeschwindigkeit abhängt, sind Transportgleichungen äußerst kritisch zu betrachten.

Bei zunehmenden Transport ändert sich die Bodenrauigkeit und die Schubspannungsgeschwindigkeit in Bodennähe verringert sich durch Zunahme der Dichte des Luft-Sedimentgemisches, in unserem Fall waren es schon immerhin 1% Dichtezunahme 5 cm über dem Boden. Experimente mit dem Saltifon und andere zeitlich hochauflösende Sandfallen (JACKSON and McCLOSKEY, 1997) können weitere Erkenntnisse hierzu liefern.

Literatur

- ARENS, S. M.: Rates of aeolian transport on beach in temperate humid climate. *Geomorphologie* 17(1996), 3-18
- BAGNOLD, R.A.: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. 5th. ed. Chapman and Hall, London 1973
- CHOMETTE, O., and M. LEGRAND: Determination of wind speed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared. *J. Geophys. Res.* 104, D24(1999), 31207-31215
- CORINO, E. R., and R. S. BRODKEY: A visual investigation of the wall region in turbulent flow. *J. Fluid Mech.* 37(1969), 1-30

- DYER, K.R.: Coastal and Estuarine Sediment Dynamics. John Wiley & Sons, Chichester, U.K., 1986, 342 pp
- GOOSSENS, D., Z. OFFER, and G. LONDON: Wind tunnel field calibration of five aeolian sand traps. *Geomorphologie* 35 (2000), 233-252.
- GREELEY, R. and J. D. IVERSEN: Wind as a Geological Process. Cambridge University Press, Cambridge 1985, 333pp
- GUELLE, W., Y. J. BALKANSKI, M. SCHULZ, B. MARTICORENA, G. BERGAMETTI, C. MOULIN, R. ARIMOTO, and K. D. PERRY: Modeling the atmospheric distribution of mineral aerosol: Comparison with ground measurements and satellite observations for yearly and synoptic timescales over the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 105, D2, (2000), 1997-2012.
- JACKSON D. W. T. and McCLOSKEY J.: 1997 'Preliminary results from a field investigation of aeolian sand transport using high resolution wind and transport measurements', *Geophys. Res. Letters*, Vol. 24, No.2, 163-166
- KIND, R. J.: 1976 'A critical examination of requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting', *Atmospheric Environment* 10, 219-270.
- LU, S.S. and WILLMARTH, W.W.: 1973 'Measurement of the structure of the Reynolds stress in a turbulent boundary layer', *J. Fluid Mech.* 60, 481-511.
- SCHÖNFELDT, H.-J. und von LÖWIS, S.: 2001 'Strukturen der turbulenten Strömung in der atmosphärischen Grenzschicht und ihr Einfluss auf den äolischen Sedimenttransport', DACH 2001, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik Heft 27/ Publ. Nr: 399, Wien
- SPAAN, W.P. and Van den ABEELE, G.D.: 1991 'Wind borne particle measurements with acoustic sensors', *Soil Technology* 4, 51-63.
- STERK, G., A.F.G. JACOBS and van BOXEL, J.H.: 1998 'The effect of turbulent flow structures on saltation sand transport in the atmospheric boundary layer', *Earth Surf. Process. Landforms* 23, 877-887.
- von LÖWIS, S.: 2000, Untersuchung einzelner Turbulenzereignisse und der Korrelationsbeziehungen zwischen Impulsfluss, fühlbarem Wärmestrom und äolischem Sedimenttransport, - Diplomarbeit – Universität Leipzig - Institut für Meteorologie

Aus dem Schriftenverzeichnis

P. Hupfer

Forschungsschiff "Michael Lomonossow". *Urania* 21(1958)5, 193-198

Beitrag zum Problem des Wasseraustausches in der Boddenkette südlich des Darß. *Z. f. Fischerei u. deren Hilfswiss., N.F.*, 9(1960)5/6, 447-456

Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee. *Beitr. z. Meereskd. H.* 2/3(1960), 60-86

Beitrag zur Kenntnis langjähriger Zirkulationsschwankungen über Mitteleuropa und ihres Zusammenhanges mit den säkularen Änderungen der Lufttemperatur. *Wiss. Z. K.-M.-Univ. Leipzig, Math.-Nat. R.* 11(1962)2, 245-251

Die säkulare Erwärmung von Luft und Wasser im Gebiet der Beltsee im Sommer und ihre Auswirkung auf die Dauer der Badesaison. *Angew. Meteor.* 4(1962)4, 119-126

Meeresklimatische Schwankungen im Bereich der Beltsee seit 1900. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser.*, 17(1962)4, 355-512

Über die mittlere interdiurne Veränderlichkeit der Wassertemperatur und des Salzgehaltes im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. *Beitr. z. Meereskd. H.* 10(1963), 10-26 (mit E. Francke)

Das Maritime Observatorium des Geophysikalischen Institutes der Karl-Marx-Universität Leipzig. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser.*, 18(1963)1, 35-56 (mit H. v. Petersson)

Säkulare Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und der verstärkte Rückgang der Flachküste zwischen Warnemünde und Hiddensee. *Petermanns Geogr. Mitt.* 109(1965)3, 171-179

Über einige strandnahe Temperatureffekte der Ostsee bei Zingst im Sommer. *Beitr. z. Meereskd. H.* 16(1965), 20-30

Ein Beitrag zur Kenntnis der Nebelverhältnisse am Feuerschiff "Gedser Rev" in der westlichen Ostsee. *Z. Meteor.* 19(1966)1/2, 22-29 (mit M. Schubert)

Upwelling Processes at the Coast of the Southern Baltic. *Proc. 2nd Internat. Oceanogr. Congress Moscow Nr.* 186(1966), 165

Marine Climatic Fluctuations in the Belt Sea and at the Coast of the Southern Baltic. *Proc. 2nd Internat. Oceanogr. Congress Moscow No.* 185(1966), 165

Ozeanologische Aspekte der industriellen Meerwasserentsalzung. *Beitr. z. Meereskd. H.* 19(1966), 71-77

Über den langjährigen Gang der Eisverhältnisse an der südlichen Ostseeküste und ihr Zusammenhang mit rezenten Klimafluktuationen. *Angew. Meteor.* 5(1967), 241-250

Heat Budget and Temperature Conditions in the Near-Shore Zone of the Southern Baltic Coast near Zingst. *IAPSO Procés-Verbaux No.* 10(1967), 212

Erste Ergebnisse von Registrierungen der Wassertemperatur in der Saidenbach-Talsperre. *Limnologica* 6(1968)1, 65-72 (mit R. Hedlich)

Die Bedeutung der Hydrometeorologie in der ozeanischen Forschung. *Vortragsband der Tagung "Hydrometeorologie" Tharandt, TU Dresden 1968, S.* 23-34

On the Investigations of Water Movements in the Near-Shore Zone of the Sea of the Sea from the Temperature Field. *Proc. 6th Conf. Baltic Oceanographers, Sopot 1968*

- Über die Ergebnisse von Registrierungen der Luft- und Wassertemperatur in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. *Balneologica Polska* 14(1969)1/2, 65-72
- Der Wärmehaushalt des Meeres. In: Bruns, E. (Hrsg.), *Das Meer*. Urania-Verlag, Leipzig 1969, 83-109
- Über einige Probleme der maritimen Meteorologie im Bereich der westlichen Ostsee. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2, Ser., 19(1970)4, 345-359
- Der fühlbare Wärmestrom zwischen Meer und Atmosphäre im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2, Ser., 19(1970)4, 377-400 (mit S. Helbig)
- Zur Bestimmung horizontaler Austauschkoeffizienten in der ufernahen Zone des Meeres. *Wiss. Z. Univ. Leipzig, Math.-Nat. R.* 20(1971)4/5, 671-678 (mit H.-U. Lass)
- Temperaturfeld und horizontaler turbulenter Wärmeaustausch in der ufernahen Zone des Meeres. *Beitr. Meereskd. Heft* 30/31(1972), 127-128
- Hydrologisch-meteorologische Verhältnisse, Wasser- und Wärmehaushalt im östlichen Teil der Darßer Boddenkette in der Zeit vom 29. Mai bis 3. Juni 1972. *Wiss. Z. Univ. Rostock, Math.-nat. R.* 22(1973)10, 1067-1077
- Der Salzgehalt in den Boddengewässern während der synoptischen Aufnahme des Boddens 1972. *Wiss. Z. Univ. Rostock, Math.-nat. R.* 22(1973)10, 1079-1083 (mit G. Schlungbaum und D. Ventz)
- Über den mittleren Wärmehaushalt der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 3. Ser.*, 1(1974)1, 59-90
- Beitrag zur Kenntnis der kurzwelligen Reflexstrahlung im Übergangsbereich zwischen Land und Meer. *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 3. Ser.*, 1(1974)1, 21-38 (mit G. Schmäger)
- Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 3. Ser.*, 1(1974)1, 11-20
- International Experiment EKAM 73 in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. *Beitr. z. Meereskd. H.* 34(1974), 61-64 (mit C. Druet und O. Kusnezow)
- Auch: *Okeanologija (Moskva)* 13(1973)6, 1124 und *Acta Geophys. Polonica* 22(1974):1, 89-93
- Marine Climatic Fluctuations in the Baltic Sea Area in the Period 1901-1070. *IAPSO Procès-Verbaux* 13(1974),178
- Existence and Structure of the Laminar Boundary Layer of the Atmosphere in the Near-Shore Zone of the Sea. *IAPSO Procès-Verbaux* 13(1974), 195 (mit Th. Foken und G. Panin), auch: *Proc. IAMAP Toronto Publ. No. 15A(1974)134*
- Umweltfaktor Meer - dargestellt unter besonderer Berücksichtigung der Ostsee. *Z. f. Geol. Wiss.* 2(1974):8, 939-946
- The Interaction of the Sea and the Atmosphere in the Nearshore Zone. *Raporty Morski Instytut Rybacki Seria R, No. 1a*, edited by Cz. Druet, P. Hupfer and O. Kusnetsov. Gdynia 1975, 377 pp (auch in russischer Sprache: *Raporty MIR Ser. R, No. 1*)
- Darin: The Scope and Execution of the International EKAM-73 Experiment for Studying of Interaction between Sea and Atmosphere in the Nearshore Zone. S. 9-20
- General Hydrometeorological Conditions in the Period of the EKAM-73 Experiment Made at Zingst. S. 21-40
- Characteristics of the Wind Field in the Nearshore Zone of the Sea. S. 41-62
- Mean Current in the Littoral Zone of the Baltic near Zingst under the Influence of Wind (mit H.U. Lass). S. 137-146

- The Behaviour of the Laminar Boundary-Layer of the Atmosphere in the Nearshore Zone of the Sea (mit Th. Foken und G.N. Panin)
- Properties of the Water Temperature Field in the Nearshore Zone of the Sea (mit H. Lass).
S. 245-258
- Estimation of Horizontal Exchange Coefficients in the Nearshore Zone of the Baltic Sea near Zingst (mit B. Poegelt). S. 259-266
- Characteristic Behaviour of Air Temperature and Vapour Pressure in the Contact Zone between Land and Sea (mit M. Boerngen). S. 289-298
- On Variation in the Character of High-Frequency Air Temperature Fluctuations on Crossing the Shore Line (mit Th. Foken). S. 299-308
- Statistische Spektralanalyse von Jahresmittelwerten der Wassertemperatur und des Salzgehaltes im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Z. f. Geol. Wiss. 3(1975)4, 485-494 (mit M. Börngen)
- Marine climatic fluctuations in the Baltic Sea area since 1900. Z. Meteor. 25(1975), 85-93
- Existence and Structure of the Laminar Boundary Layer of the Atmosphere in the Near-Shore Zone of the Sea. Z. Meteor. 25(1975)2, 85-93 (mit Th. Foken und G. Panin)
- Physikalische Ozeanologie. In: Lauterbach, R. (Hrsg.): Physik des Planeten Erde. Akademie-Verlag, Berlin 1975, 133-153
- Properties and Transformation of Hydrodynamical Processes in Coastal Zone of Nontidal Sea. Raporty Morski Instytut Rybacki Seria R, No. 2a, edited by Cz. Druet, P. Hupfer and I Shadrin. Gdynia 1976, 253 pp (auch in russischer Sprache: Raporty MIR Ser. R, No. 2)
- Darin: Special characteristics of the Wind in the Near-Shore Zone of the Baltic Sea during the "Lubiatowo-74" Experiment (mit M. Börngen, H.-J. Schönfeldt, und D. Wielbińska), S. 43-54
- The Wind Profile in the Near-Shore Zone during the "Lubiatowo-74" Experiment. (mit U. Bachstein und Th. Foken), S. 55-62
- Currents in the Surf Zone / Based on Data of Experiment "Lubiatowo-74" (mit T. Wojewódzki, A. Hahn und I. Shadrin), S. 75-88
- Spectral Characteristics of Currents in the Surf Zone (mit S. Efremov und I. Shadrin), S. 89-98
- Water Temperature, Heat Budget and Exchange in the Near-Shore Zone of the Baltic Sea during the Cooling Period (mit W. Zech), S. 191-206
- Fine structure of the internal boundary layer in the near-shore zone of the sea. Boundary-Layer Meteorology 10(1976), 533-505 (mit Th. Foken und U. Bachstein)
- Über ein kombiniertes Strömungs- und Windmeßsystem. Beitr. z. Meereskd. H. 37(1976), 137-144 (mit H.U. Lass)
- Das internationale Küstenexperiment "Lubiatowo 1974" an der Ostseeküste der VR Polen. Beitr. z. Meereskd. H. 37(1976), 145-148
- Dynamische Prozesse in der ufernahen Zone des Meeres. Wiss. Z. Univ. Leipzig, Math.-Nat. R. 25(1976)6, 693-698
- Über Besonderheiten der Schichtung der Wassertemperatur in der ufernahen Zone des Ostsee (in russischer Sprache). Okeanologija (Moskau) 16(1976)4, 599-601
- Über die Bestimmung der stationären windgetriebenen Uferlängsströmung in der ufernahen Zone eines gezeitenlosen Meeres (in russischer Sprache). Okeanologija (Moskau) 17(1976)5, 802-807 (mit A. Hahn)

- Wechselwirkung Meer-Atmosphäre in der Kontaktzone zwischen Land und Meer. Beitr. z. Meereskd. H. 38(1976),33-47 (mit C. Druet und O.A. Kusnezov)
- Dynamische Prozesse in der ufernahen Zone des Meeres. Wiss. Z. Univ. Leipzig, Math.-Nat. R. 25(1976)6,693-698 (mit C. Druet und I. Schadrin)
- Zum Verhalten des mittleren Salzgehaltes an der Ostsee- und Boddenküste von Zingst im Zeitraum 1961/75. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 27(1977)3, 83-85
- Loading Capacity and Protection of the Oceans. UNEP/UNESCO International post-graduate training course on ecosystem management at the Technical University of Dresden, Heft V/4, Dresden 1977, 107-135
- Monitoring Ocean Climate Fluctuation. ICSU/WMO, SCOR WG 48, Geneva 1977, 96 pp. (mit R.R. Dickson, H. Iida, J. Namias, J. Smed und S. Tabata)
- Spektrale Analyse des Oberflächensalzgehaltes in der westlichen Ostsee. Acta Hydrophysica 23(1978)1, 5-15 (mit M. Börngen)
- Zur Abschätzung der Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche bei kurzen Windwirklängen. Gerlands Beitr. z. Geophysik 87(1978)4, 263.266
- Ozeanographie. In: Lexikon Schifffahrt. Transpress-Verlag, Berlin 1976. Weitere Auflagen folgten 1978 und später.
- Grundlagen der Ozeanologie. Hrsg. U. Scharnow, Transpress Verlag, Berlin 1978, 434 S. (mit H.-D. Birr, J. F. Gellert, G. Sager, U. Scharnow).
- Darin: Kap. 1: Ozeanologie als Wissenschaft, S. 13-17
 Kap. 6: Physikalische und chemische Eigenschaften des Meerwassers, S. 125-168
 Kap. 7: Wasserhaushalt und Salzgehaltsregime des Weltmeeres, S. 169-195
 Kap. 8: Wärmehaushalt und Temperaturregime des Weltmeeres, S. 196-223
 Kap. 12: Grundlagen der Dynamik der Meeresströmungen, S. 349-376
 Kap. 13: Grundzüge der allgemeinen Zirkulation des Weltmeeres, S. 377-416
- Die Ostsee - kleines Meer mit großen Problemen. Kl. Naturwiss. Bibl. Bd. 40, BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig 1978, 152 S. (Weitere Auflagen 1979, 1981 und 1984)
- Der Wasserhaushalt der Boddenkette. Wiss. Z. Univ. Rostock Math.-Nat. Reihe 29(1980) 4/5, 9-11 (mit G. Schlungbaum, E. Kleinschmidt und V. Memmel)
- Ein autonomes fernübertragendes Meßsystem für maritim-meteorologische Größen. Beitr. z. Meereskd. H. 43(1980), 83-92 (mit G. Neubert)
- Über die Eichung einiger typischer hydrometeorologischer Meßsensoren (in polnischer Sprache). Studia i materialy oceanologiczne (Sopot) Nr. 31(1980),99-108 (mit G. Neubert)
- Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee. Beitr. z. Meereskd. H. 44/45(1980), 15-26 (mit E. Franke)
- Verhalten des Spannungskoeffizienten der Meeresoberfläche in der ufernahen Zone (in russischer Sprache). In: Wechselwirkungen der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Lithosphäre in der ufernahen Zone des Meeres (in russischer Sprache), hrsg. von Z. K. Belberov et al.. Verlag der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften, Sofia 1980, 29-44
- Zur anthropogenen Beeinflussung der marinen Umwelt. Wiss. Z. Univ. Leipzig, Math.-Nat. R. 30(1981)1, 18-26
- Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre - ein fundamentales Problem von Meteorologie und Ozeanologie. Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Nat. R. 31(1982), 391-398
- Das Baltische Meer - kleines Meer, große Probleme (in russischer Sprache). Gidrometeoizdat, Leningrad 1982, 136 S.

Klimafaktor Meer. In: H.-J. Brosin (Hrsg.), Das Weltmeer. Urania-Verlag, Leipzig 1984, 55-79. Auch erschienen im Bayrischen Landwirtschaftsverlag, München

Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geodät. u. Geophys. Veröff. Berlin, R. IV(1984)38, 3-21

Statistical analysis of river inflow to the Baltic Sea in the period 1921-70. Geodät. u. Geophys. Veröff. Berlin, R. IV(1984)38,110-143 (mit Z. Mikulski und M. Börngen)

Neuere Forschungsergebnisse zu den Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre. Geogr. Berichte 113(1984)4, 241-251

Atmosphäre und Ozean. Abh. Meteor. Dienst d. DDR 18(1985)134, 75-84

Physikalische Ozeanologie. In: Lauterbach, R. (Hrsg.), Physik des Planeten Erde. Neubearbeitete 2. Auflage, Akademie-Verlag, Berlin 1985, 149-168

Säkulare Änderungen in der atmosphärischen Umwelt des Menschen. Sitzungsberichte der Akad. d. Wiss. d. DDR 4N, Akademie-Verlag, Berlin 1986, 3-49 (mit K. Bernhardt und E. A. Lauter)

Beitrag zur Kenntnis der Kopplung Ozean/Atmosphäre in Teilgebieten des Nordatlantischen Ozeans. Abh. Meteor. Dienst d. DDR Nr. 140(1988),87-100

Beitrag zur Kenntnis der Klimaschwankungen im Berliner Raum. Z. Meteor. 39(1989)6, 327-337 (mit R. Thiele)

Untersuchungen zum Auftreten der Land-Seewindzirkulation an der Ostseeküste bei Zingst. Z. Meteor. 39(1989)6, 338-349 (mit K. Mittag)

Zu einigen Ergebnissen meteorologisch-ozeanographischer Experimente in unmittelbarer Küstennähe. Ann. Meteor. 26(1989),237-238

Klima im mesoräumigen Bereich. Abh. Meteor. Dienst d. DDR Nr. 141 (1989), 181-192

Meso- und Mikroklima im Küstenbereich. Abh. Meteor. Dienst d. DDR Nr. 141(1989). 245 (mit A. Raabe).

Klimawirkungsforschung - interdisziplinäre und aktuell. Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-nat. wiss. Manusk., 2(1990)2, 4-28

Das Klima von Berlin. Hrsg. P. Hupfer und F.-M. Chmielewski. Akademie-Verlag, Berlin 1990, 288 S. (mit F.-M. Chmielewski, H. Malberg et al.).

Darin: Kapitel 1. Klimafaktoren und -beobachtungen im Berliner Raum (mit F.-M. Chmielewski), S. 15-30

Kapitel 2. Allgemeine Besonderheiten des Stadtklimas, S. 33-42

Kapitel 3. Solarstrahlung, S. 45-62

Kapitel 4. Lufttemperatur, S. 65-98

Kapitel 5. Transparenz und Belastung der Stadtatmosphäre (mit E. Krämer, H. Malberg, U. Wache), S. 101-133

Kapitel 10. Schwankungen des Berliner Klimas vom Mittelalter bis zur Neuzeit (mit C. Mäder), S. 220-258

Kapitel 11. Charakteristischer jährlicher Witterungsablauf im Berliner Raum, S. 261-279

Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea. Beitr. z. Meereskd. H. 61(1990), 11-19 (mit M. Börngen und M. Olberg)

Ergebnisse und Gedanken zur Klima-Impakt-Forschung. Dt.-dt. Symposium Umweltforschung in der DDR, GSF-Bericht(München) 2(1991), 29-32.

- Zur vieljährigen Entwicklung einiger agroklimatischer Größen. *Z. Meteor.* 40(1990)3, 154-160 (mit T. Korzynietz)
- Das Klimasystem der Erde. Hrsg. P. Hupfer. Akademie-Verlag, Berlin 1991, 464 S. (mit K. Bernhardt, et al.).
- Darin: Kapitel 2. Eigenschaften und Komponenten des Klimasystems (mit G. Flemming, M. B. Galin, H.-F. Graf, A. Helbig, K. Ja. Kondratev), S. 37-156
 Kapitel 8. Rezente Klimaschwankungen (mit K. Bernhardt, G. Helbig, R. K. Klige), S. 343- 404
 Kapitel 9. Zur Auswirkung von Klimaschwankungen (mit F.-M. Chmielewski), S. 405-417
- Allgemeine Zirkulation und Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Raum. *Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, R. Mathem.-Naturwiss.* 41(1992)2, 5-16 (mit S. Schubert)
- Zu Folgen von Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation für das Küstengebiet der westlichen Ostsee. *Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, R. Mathem.-Naturwiss.* 41(1992)2, 69-77
- Zu einigen Auswirkungen von Klimaschwankungen des 20. Jahrhunderts. *Annalen d. Meteorologie* 27(1992), 250-251 (mit F.-M. Chmielewski)
- On the assessment of regional climate change effects in large urban areas. *Proc. 13th Intern. Congr. of Biometeor.*, Calgary 1993, 813-818 (mit D. Wagner und Th. Schmidt)
- Ozeanographischer Zustand der Ostsee und Klimaänderungen. *PIK Reports Nr. 1*(1994), 110-113 (mit M. Olberg und B. Heinß)
- Meteorological transition between land and sea in the microscale. *Meteor. Z., N.F.*, 3(1994)3, 100-103 (mit A. Raabe)
- Indizien für Klimaänderungen und -wirkungen im Ostseeraum. *Greifswalder Geogr. Berichte* 13(1996), 51-53
- Zur Häufigkeit von Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste. Teil I: Sturmhochwasser (mit Chr. Baerens, H. Nöthel und H.-J. Stigge). *Spez. arb. a. d. Arb.gr. Klimaforschung des Meteor. Inst. der Humboldt-Universität zu Berlin*, Nr. 8(1998), 23 S.
- Zur Häufigkeit von Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste. Teil II: Sturmniedrigwasser (mit Chr. Baerens, H. Nöthel und H.-J. Stigge). *Spez. arb. a. d. Arb.gr. Klimaforschung des Meteor. Inst. der Humboldt-Universität zu Berlin*, Nr. 9(1995), 18 S.
- Zur Klimaentwicklung im 20. Jahrhundert - Befunde und Ursachen. *Senatsverwaltung für Stadtentwicklung, Umweltschutz und Technologie. Beiträge zur Energiepolitik in Berlin Heft* 17(1995), 12-21
- Klimaimpakt auf die deutsche Ostseeküste. *Ann. Meteor. (Münchner DMG-Tagung)* (mit C. Baerens, M. Kolax, B. Tinz)
- Zur Häufigkeit und den Ursachen von Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste. *Ann. Meteor.(DWD Offenbach a. Main)*, Nr. 31(1995),72-73 (mit C. Baerens)
- Klima und Klimaänderungen. In: Lozán, J. L., Lampe, R., Matthäus, W., Rachor, E., Rumohr, H., Westernhagen, H. von (Hrsg.), *Warnsignale aus der Ostsee. Parey Buchverlag, Berlin 1996*, 24-29 (mit B. Tinz)
- Beitrag zur Kenntnis der Auswirkungen von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste. In: Sterr, H., Preu, C. (Hrsg.): *Beiträge zur aktuellen Küstenforschung. Vechtaer Studien zur angewandten Geographie und Regionalwissenschaft* 18(1996), 199-200 (mit C. Baerens, M. Kolax, B. Tinz)

Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte. B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart und Leipzig 1996, 335 S.

Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste. Spez.arb. a. d. Arb.gr. Klimaforschung des Meteor. Inst. der Humboldt-Universität zu Berlin, Nr. 12(1998), 202 S. (mit C. Baerens, M. Kolax, B. Tinz:)

Klima des 21. Jahrhunderts. Wiss. Auswertungen, Hamburg (mit J.L. Lozán und H. Grassl), 18 S.

1. Auflage: 1998

2. Auflage: 2000 (in deutscher, englischer, französischer und spanischer Sprache)

3. Auflage: 2001 (in englischer Sprache)

Auswirkung der fossilen Energieumwandlung auf das Weltklima. Kolloquium Solare und fossile Energieumwandlung. Humboldt-Universität zu Berlin 1998, Tagungsband, 10 S.

Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten. Herausgeber: J.L. Lozán, H. Grassl, P. Hupfer. Wiss. Auswertungen, Hamburg 1998, 464 S.

Darin: 1.1 Klima und Klimasystem, S. 17-24

2.1 Zur beobachteten Klimaentwicklung im 19. und 20. Jahrhundert: Gefahr im Verzug?, S. 99-113 (mit C.-D. Schönwiese)

6 Warnsignale aus der Klimaentwicklung (mit J.L. Lozán und H. Graßl)

8 Glossar, S. 432-438

Auswirkungen von Klimaschwankungen. Z. f. d. Erdkundeunterricht 50(1998)3, 135-143

Witterung und Klima. Begründet von E. Heyer. 10. Auflage. Hrsg. P. Hupfer und W. Kuttler. B.G. Teubner, Stuttgart und Leipzig 1998, 413 S. (mit F.-M. Chmielewski, P. Hupfer, W. Kuttler, H. Pethe).

Darin: Kapitel 2. Aufbau und Zusammensetzung der Atmosphäre, S. 25-44

Kapitel 3. Strahlungs- und Wärmehaushalt, S. 45-74

Kapitel 7. Allgemeine atmosphärische Zirkulation, S. 144-164

Kapitel 8. Meteorologische Größen, ihre Erfassung und Grundeigenschaften, S. 145-197

Kapitel 10. Das Klimasystem der Erde, S. 226-260

Kapitel 11. Klimaschwankungen und ihre Wirkungen, S. 261-294

Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario. Die Küste, H. 61(1999), 47-72 (mit C. Baerens)

Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und die Veränderlichkeit des Seegangs vor der deutschen Ostseeküste. Die Küste, H. 61(1999), 111-125 (mit M. Kolax)

Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste. Die Küste, H. 61(1999), 211 - 230 (mit B. Tinz)

Climate of the 21st Century: Changes and Risks. Scientific Facts. Editors: J.L. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer. Wiss. Auswertungen, Hamburg 2001, 448 S.

Darin: 1.1 Climate and Climate System, S. 15-26

2.1 Observed Climate Change within the 19th and 20th Century: Danger ahead?, S. 101-115 (mit C.-D. Schönwiese)

5 Warning Signals from Climate, S. 433-408 (mit J.L. Lozán und H. Grassl)

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste. Klimastatusbericht 2000. Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. Main 2001, 154-160 (mit B. Tinz)

Klimavariabilität. Beitrag zum Nationalatlas Deutschland (mit J. Jacobeit), im Druck

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste. Klimastatusbericht 2001, DWD, Offenbach 2001, S. 206 - 217 (mit B. Tinz)

Extreme Wasserstandsänderungen an der deutschen Ostseeküste. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, im Druck

Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung - Sturmfluten - Klimawandel. Hrsg. Kuratorium für Forschungen im Küsteningenieurwesen. Kommissionsverlag Boyens & Co. Heide/H. 2003 (mit J. Harff, H. Sterr, H.-J. Stigge u.a.)

Betreute Doktoranden

Brosin, Hans-Jürgen: "Der Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst unter besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches mit der Ostsee" (Universität Leipzig, 1964), zusammen mit F. Kortüm betreut

Sturm, Manfred: "Eine Untersuchung des Wärmehaushaltes der Ostsee im Bereich der südlichen Beltsee (Fehmarnbelt)" (Universität Leipzig, 1969)

Nitzschke, Adelheid: "Die Lufttemperaturverhältnisse im unmittelbaren Übergangsbereich zwischen Meer und Land - dargestellt für die Küste der Ostsee bei Zingst" (Universität Leipzig, 1970)

Birr, Hans-Dietrich: "Hydrographie des Strelasundes. Beiträge zur Erforschung der Küstengewässer der Deutschen Demokratischen Republik unter besonderer Berücksichtigung nautischer Erfordernisse" (Pädagogische Hochschule Potsdam, 1970)

Gohs, Ludwig: "Untersuchungen über die Bestimmungen der Lichtextinktion an suspendierten Teilchen" (Universität Leipzig, 1971)

Kremser, Ulrich: "Die Wirkung nichtturbulenter Prozesse auf die Konzentration eines Rhodamin-S-Fleckes unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses von Phytoplankton, suspendierten Sedimenten und Sonnenstrahlung" (AdW der DDR, 1971)

Lass, Hans-Ulrich: "Beitrag zur Kenntnis des Strömungs- und Temperaturfeldes sowie der Transporteigenschaften der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst" (Universität Leipzig, 1972)

Hagen, Eberhard: "Ein Beitrag zur Dynamik des Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cape Blanc" (Universität Leipzig, 1975)

Baudler, Henning: "Beitrag zur Kenntnis der Eigenschaften der kurzperiodischen Fluktuationen der Wassertemperatur in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst" (Universität Leipzig, 1977)

Foken, Thomas: "Ergebnisse experimenteller Untersuchungen zur molekularen Temperaturgrenzschicht der Atmosphäre über dem Meer" (Universität Leipzig, 1977)

Prandke, Hartmut: „Ein Beitrag zur Untersuchung der Lichtstreuung und ihrer Beziehungen zu den suspendierten Stoffen in der Ostsee“. (AdW der DDR, 1978)

Börngen, Michael: "Beitrag zur Analyse und Interpretation zeitlicher Änderungen des Salzgehalts im Bereich der Ostsee-Eingänge" (Universität Leipzig, 1978)

Tiesel, Reiner: "Über Wärmetiefs der westlichen Ostsee" (Universität Leipzig, 1980)

Raabe, Armin: "Zur Wechselwirkung von Meer und Atmosphäre in Küstennähe unter Berücksichtigung der internen Grenzschicht im Windfeld der atmosphärischen Bodenschicht" (Universität Leipzig, 1981)

Müller, Günter: "Experimentelle Untersuchung der Oberflächendrift mit Hilfe von Driftkarten in der Arkona- und Beltsee" (AdW der DDR, 1982)

Werner, Peter C.: "Zu Problemen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre im mitteleuropäischen Raum" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1983)

Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm: "Zur Anwendung der Welch-Analyse auf nichtnormalverteilte, mehrdimensionale Gesamtheiten, dargestellt am Beispiel der Komplexgröße Tagesmittel der Lufttemperatur/Tagesmittel der relativen Luftfeuchte" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1984)

Schmager, Gerhard: "Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1985)

Kleber (verh. Helbig), Gisela: "Beiträge zur Untersuchung rezenter Klimaänderungen im Gebiet der DDR" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1986)

Chapman, Eudimio Martinez: "Modellrechnungen und Messungen der ultravioletten Sonnenstrahlung unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tropen" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1987)

Wäntig (verh. Rinke), Annette: "Zur Bedeutung baroklin instabiler Wellenprozesse für die quasi-stationären großräumigen atmosphärischen Strukturen auf der Grundlage eines spektralen Modells niedriger Ordnung" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1989), zusammen mit K. Dethloff betreut

Chmielewski, Frank-Michael: "Die Wirkung von Klimavariationen in der Landwirtschaft - dargestellt am Beispiel des Winterroggens" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1989)

Laschewski, Gudrun: "Ein eindimensionales Strahlungs-Konvektions-Modell mit wechselwirkender Wolkensimulation" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1992), zusammen mit E. Raschke betreut

Schubert, Sascha: "Ein stochastischer Wettergenerator auf der Grundlage der Großwetterlagen Europas zur Erzeugung regionaler Klimaszenarien auf Tageswertbasis" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1995)

Schinke, Holger: "Zu den Ursachen von Salzwassereintritten in die Ostsee" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1996), zusammen mit W. Matthäus betreut

Baerens, Christiane: "Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste" (Freie Universität Berlin, 1998)

Tinz, Birger: "Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste" (Freie Universität Berlin, 1999)

Habilitationsgutachten

Matthäus, Wolfgang: "Mittlere jährlich und langzeitige Veränderlichkeit der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse in der zentralen Ostsee - eine Analyse langjähriger nichttäquidistanter Zeitreihen aus dem küstenfernen Seegebiet" (AdW der DDR, 1980)

Hagen, Eberhard (AdW der DDR, 198x): "Zur Dynamik charakteristischer Variationen mit barotropem Charakter in mesoskalen ozeanologischen Feldverteilungen küstennaher Auftriebsgebiete"

Kremser, Ulrich: "Kritische Betrachtung einiger theoretischer und experimenteller Möglichkeiten zur Beschreibung der turbulenten Diffusion im Meer unter besonderer Berücksichtigung des Vergleiches von Theorie und Praxis" (AdW der DDR, 1980)

Fennel, Wolfgang: "Zur halbempirischen Theorie der turbulenten Diffusion" (AdW der DDR, 1981)

Lass, Hans-Ulrich: "Neuere Ergebnisse der Untersuchung der äquatorialen Zirkulation in der Warmwassersphäre des Atlantischen Ozeans" (AdW der DDR, 1983)

Prandke, Hartmut: "Untersuchung der Mikrostruktur der Dichteschichtung in der Ostsee" (AdW der DDR, 1986)

Brosin, Hans-Jürgen: "Untersuchungen zur Anwendung von satellitengestützten Fernerkundungsverfahren für Aufgaben der Meeresforschung in der DDR" (AdW der DDR, 1988)

Graf, Hans-Friedrich: "El Niño/Südliche Oszillation - eine globale Eigenschwingung des Systems Ozean-Atmosphäre und ihre externe Anregung" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1989)

Foken, Thomas: "Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. Methoden, messtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1991)

Dethloff, Klaus: "Modellierung und Diagnostik großräumiger Klimaprozesse der Atmosphäre auf der Grundlage einer Hierarchie von einfachen Klimamodellen und von Analysen globaler Datensätze" (Humboldt-Universität zu Berlin, 1993)

Steinrücke, Jürgen: "Changes in the Northern-Hemispheric Zonal Circulation in the Atlantic-European Sector since 1881 and their Relationship to Precipitation Frequencies in the Mediterranean and Central Europe" (Universität Bochum, 1996)

Werner, Peter C.: "Klimatologische Extreme und ihr Zusammenhang mit der Zirkulation" (Freie Universität Berlin, 1996)

Autorenverzeichnis

Aurada, Klaus D., Prof. Dr.

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie, Fr.-Ludwig-Jahn-Str. 16,
17489 Greifswald. Email: aurada@mail.uni-greifswald.de

Barlag, Andreas, Dr.

Universität Essen, Fachbereich 9, Abt. Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie,
45117 Essen. Email: andreas-bent.barlag@uni-essen.de

Baudler, Henning, Dr.

Universität Rostock, Institut für Biologie, Mühlenstr. 27, 18374 Zingst.
Email: henning.baudler@biologie.uni-rostock.de

Birr, Hans-Dieter, Prof. Dr.

Arnold-Zweig-Str. 99, 18435 Stralsund

Börnngen, Michael, Dr.

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Stephanstr. 3, 04105 Leipzig.
Email: boernngen@rz.uni-leipzig.de

Brosin, Hans-Jürgen, Prof. Dr.

Brandesstr. 12b, 18055 Rostock

Bruns, Ekko

Deutscher Wetterdienst, Kaiserleistr. 42, 63067 Offenbach a. Main.
E-mail: ekko.buns@dwd.de

Chmielewski, Frank-Michael, PD Dr.

Humboldt-Universität zu Berlin, Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät, Institut für
Pflanzenbauwissenschaften, Lehrgebiet Agrarmeteorologie, Albrecht-Thaer-Weg 5,
14195 Berlin. Email: chmielew@agr.ar.hu-berlin.de

Dethloff, Klaus, Prof. Dr.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: dethloff@awi-potsdam.de

Dorn, Wolfgang, Dr.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: wdorn@awi-potsdam.de

Dünkeloh, Armin, Dipl.-Geograph.

Universität Würzburg, Geographisches Institut, Am Hubland, 97074 Würzburg.
Email: armin.duenkeloh@mail.uni-wuerzburg.de

Foken, Thomas, Prof. Dr.

Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Universitätsstr. 30, 95440 Bayreuth.
Email: Foken@uni-bayreuth.de

Fortmann, Martin, Dipl. Meteorologe,

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: mfort@awi-potsdam.de

Fraedrich, Klaus, Prof. Dr.

Universität Hamburg, Meteorologisches Institut, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg.
Email: fraedrich@uni-hamburg.de

Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm, PD Dr.

Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Postfach 601203, 14412 Potsdam.
Email: gerstengarbe@pik-potsdam.de

Graf, Hans-Friedrich, PD Dr.

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstr. 55, 20165 Hamburg. Email: graf@dkrz.de

Hagen, Eberhard, PD Dr.

Institut für Ostseeforschung a. d. Universität Rostock. Seestr. 15,
18119 Rostock-Warnemünde. Email: eberhard.hagen@io-warnemuende.de

Handorf, Dörthe, Dr.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: dhandorf@awi-potsdam.de

Helbig, Alfred, Prof. Dr.

Universität Trier, FB VI/Klimatologie, 54286 Trier. Email: helbig@uni-trier.de

Jacobeit, Jucundus, Prof. Dr.

Universität Würzburg, Geographisches Institut, Am Hubland, 97074 Würzburg.
Email: jucundus.jacobeit@mail.uni-wuerzburg.de

Jendritzky, Gerd, Prof. Dr.

Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Medizin-Meteorologie, Stefan-Meier-Str. 4,
79104 Freiburg. Email: gerd.jendritzky@dwd.de

Kunecov, Oleg A., Dr.

P.P. Schirschov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nachimovskij
Prospekt 36, 117851 Moscow, Russia.

Kuttler, Wilhelm, Prof. Dr.

Universität Essen, Fachbereich 9, Abt. Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie,
45117 Essen. Email: wiku@uni-essen.de

Langmann, Bärbel, Dr.

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstr. 55, 20165 Hamburg.
Email: langmann@dkrz.de

Lass, Hans-Ulrich, Dr. habil.

Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Universität Rostock. Seestr. 15, 18119 Rostock-
Warnemünde. Email: uli.lass@io-warnemuende.de

Matthäus, Wolfgang, Dr. habil.

Lilienthalstr. 25, 18119 Warnemünde
Email: wolfgang.matthaeus@io-warnemuende.de

Müller, Antje, Dipl. Geographin

c/o Humboldt-Universität zu Berlin, Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät, Institut für
Pflanzenbauwissenschaften, Lehrgebiet Agrarmeteorologie, Albrecht-Thaer-Weg 5,
14195 Berlin. E-mail: antje.mueller@rz.hu-berlin.de

Österle, Hermann, Dr.

Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Postfach 601203, 14412 Potsdam.
Email: hermann.oesterle@pik-potsdam.de

Panin, Gennadi N., Prof. Dr.

Institute for Water Problems, Russian Academy of Sciences, 117971 Moscow,
Gubkin Str. 3, Russia. E-mail: panin@aqua.laser.ru

Pethe, Hermann, Dr.

Löbauer Weg 6, 12567 Berlin

Prandke, Hartmut, Dr. sc.

ISW Wassermesstechnik Petersdorf, Lenzer Str, 5, 17213 Adamshoffnung.
Email: prandke@t-online.de

Raabe, Armin, Dr.

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Stephanstr. 3, 04105 Leipzig.
Email: gppar@hpmet180.meteo.uni-leipzig.de

Riemann, Jörg, Dipl. Meteorologe

MC-Wetter GmbH, Gradestr. 50, 12347 Berlin. Email: ri@mc-wetter.de

Rinke, Annette, Dr.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: arinke@awi-potsdam.de

Schinke, Holger, Dr.

Mirecourtstr. 15, 53225 Bonn. Email: holger-schinke@epost.de

Schmager, Gerhard, Dr.

Marineamt, Abt. Geoinformationswesen, 18057 Rostock. Email: GerhardSchmager@bwb.org

Schönfeldt, Hans-Jürgen, Dr.

Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Stephanstr. 3, 04105 Leipzig.
Email: schoenfeldt@uni-leipzig.de

Schönwiese, Christian-D., Prof. Dr.

Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt, Institut für Meteorologie und Geophysik,
Hauspostfach 194, Postfach 11 19 32, 60054 Frankfurt a. Main.
Email: schoenwiese@meteor.uni-frankfurt.de

Tinz, Birger, Dr.

Deutscher Wetterdienst, Kaiserleistr. 42, 63067 Offenbach a. Main.
Email: birger.tinz@dwd.de

Weisheimer, Antje, Dr.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Telegrafenberg A43,
14473 Potsdam. Email: weisheim@awi-potsdam.de

Werner, Peter-Christian, PD Dr.

Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Postfach 60 12 03, 14412 Potsdam.
Email: PeterC.Werner@pik-potsdam.de