

Synoptik und Fronten

M. STREZ (DWD Offenbach)
Zur Rolle diagnostischer Mittelwerte in der Arbeit des Wettervorhersagezentrums
(Übersichtsbeitrag)

H. LITIGER (ECMWF Reading)
Erste Erfahrungen mit dem neuen Hochleistungsmodell (T2136) des ECMWF

H. WEINGÄRTNER (AAR für Wetterphysik Trier-Trail) und
Objektive lokale Best-Calling-Verfahren mit dem Projekt Omega (Operational
Meteorological Forecasting Information System)

K. KNÜPFER (DLR Berlin)
Erfahrungen bei der Implementierung eines statistischen Interpretationsverfahrens
zur Wettervorhersage des DLR (VERBILT) Wetterlagen (Nachdruck)

H. KRAUS (Universität Bonn)
Vergleich synoptischer Strukturen

H. HALBERG, G. FRATYBSI (FU Berlin)
Neuere ästhetische Verfahren zur Wettervorhersage

Deutsche Meteorologen-Tagung 1992

vom 16. bis 20. März 1992 in Berlin

R. SAUSEN, W. FÖRSTL, T. STILMANN (Universität Hamburg)
Objektive Trennung individueller Zykler und Direktungen

K. BUNKE, C. WASSER (DLR E-O) und
Korrelationskoeffizienten für Wetterlagen und die Auswirkungen
darauf

R. STEINACKER (Universität Innsbruck)
Diagnose und Interpretation von Fronten im Alpenraum

K.-P. HODKA (DLR Oberpfaffenhofen)
Was haben wir von „Aussagen-Experimenten“?

D. HEIMANN (DLR Oberpfaffenhofen)
Die Wechselwirkung von Föhn und Kaltwasser im nördlichen Alpenraum

J. EDGER (Universität München)
Wirkung einer Frontalzone an einem Tag

H. FICHLER (Universität Innsbruck)
Orographisch induzierte Zyklogenese im Bereich des Mittelmeerraums – ALPES-
Experiment

K. KEBLER, G. ZWIRZ, A. BECKER, B. KILGER, F. SCHALLER (Forschungsinstitut
Geographie, Fernstudien und Universität Bonn)
Simulation der Wechselwirkung zwischen Föhn und Gewittern

A. DANIEL, H. B. SCHLÖSSER (Universität Bonn)
Deutscher Wetterdienst, Zentrum

Offenbach am Main 1992
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
ISSN 0072-4122

Die für die Veröffentlichung als Vorabdruck zur Meteorologen-Tagung 1992 eingereichten Manuskripte stellen erweiterte Zusammenfassungen oder Kurzfassungen der Vorträge dar. Für ihren Inhalt sind die Verfasser verantwortlich. Die Wiedergabe der Zusammenfassungen nimmt eine spätere ausführliche Darstellung der Vorträge und ihre Veröffentlichung durch die Autoren an anderer Stelle nicht vorweg.

ISSN 0072-4122

ISBN 3-88148-271-7

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt
Frankfurter Straße 135
D-6050 Offenbach a. M.

Redaktionsschluß: 13. Januar 1992

INHALT

	Seite
Vorwort	XVII
 Synoptik und Fronten	
M. KURZ (DWD Offenbach) Zur Rolle diagnostischer Hilfsmittel in der Arbeit des Wettervorhersagedienstes (Übersichtsvortrag)	1
H. BÖTTGER (ECMW Reading) Erste Erfahrungen mit dem neuen hochauflösenden Modell (T213) des EZMW ...	3
H. WEINGÄRTNER (Amt für Wehrgeophysik Traben-Trarbach) Objektive lokale Sicht-Ceiling-Vorhersage mit dem Projekt Omnis (Operational Meteorological Nowcasting Information System)	398
K. KNÜPFER (HU Berlin) Erfahrungen bei der Implementierung eines statistischen Interpretationssystems beim privaten Wettervorhersagedienst METEO CONSULT Wageningen (Niederlande) ..	5
H. KRAUS (Universität Bonn) Vergleich frontogenetischer Strukturen	7
H. MALBERG, G. FRATTESI (FU Berlin) Mittlere jährliche Vertikalstrukturen von Kaltfronten	8
W. ENKE (DWD Offenbach) Gegenwärtiger Stand und Entwicklung der statistischen Mittelfristprognose im DWD	11
R. SAUSEN, W. KÖNIG, F. SIELMANN (Universität Hamburg) Objektive Identifikation individueller Zyklonen und Blockierungen	13
K. BUMKE, L. HASSE (IfM Kiel) Korrelationsfunktionen des Windes auf See im synoptischen bis kleinräumigen Bereich	15
R. STEINACKER (Universität Innsbruck) Diagnose und Interpretation von Fronten im Alpenraum	17
K.-P. HOINKA (DLR Oberpfaffenhofen) Was haben wir vom „Front-Experiment 1987“ gelernt?	19
D. HEIMANN (DLR Oberpfaffenhofen) Die Wechselwirkung von Föhn und Kaltfronten im nördlichen Alpenvorland	21
J. EGGER (Universität München) Verhalten einer Frontalzone an einem Berg	400
H. PICHLER (Universität Innsbruck) Orographisch induzierte Zyklongenese im westlichen Mittelmeerraum — ALPEX- Ergebnisse	23
K. KEULER, C. EWENZ, A. BECKER, H. KRAUS, E. SCHALLER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen und Universität Bonn) Simulation der Wechselwirkung zwischen Fronten und Gebirgswellen	26
A. GABRIEL, H. D. SCHILLING (Universität Bonn) Ein Vergleich von unterschiedlich approximierten 2D-Front-Skala-Modellen zur An- alyse dynamischer Feedback-Mechanismen bei frontalen Entwicklungen	28
J. WEFERS, P. SPETH (Universität Köln) Diagnose der frontsenkrechten Sekundärzirkulation	30

M. LAUBE, E. KÄLICKE (Universität Köln)	
Numerische Simulation konvektiver Wolken an einer Kaltfront.....	401
B. BRÜMMER, B. HENNEMUTH, A. RHODIN, S. THIEMANN (Universität Hamburg)	
Fallstudien zweier ungewöhnlicher Kaltfronten über der Nordsee.....	32
W. BENESCH, H. KNOTTENBERG, H.-J. KOPPERT (DWD Offenbach)	
Beispiele zur Nutzung von Satellitenbildern für Nowcasting.....	33
C. M. EWENZ, K. KEULER, A. BECKER, H. KRAUS, E. SCHALLER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen und Universität Bonn)	
Der Einfluß von Feuchte auf die Entwicklung von Fronten in unterschiedlichen Antriebsfeldern.....	35
M. GROSSKLAUS, K. UHLIG, L. HASSE (IfM Kiel)	
Entwicklungen zur Niederschlagsmessung auf See.....	37
W. KUSCH, H.-J. KOPPERT (DWD Offenbach)	
Der Einsatz eines interaktiven grafischen Systems (IGS) für den zentralen und dezentralen Wettervorhersagedienst.....	39
L. LESCH (FU Berlin)	
Charakterisierung frontaler Wolkenstrukturen und Niederschlagsbestimmung mit Hilfe von Satellitendaten und aerologischen Vertikalsondierungen.....	41
W. MIX (HU Berlin)	
Nomogramme zur Unterstützung der Prognose der Bodenwindrichtung und der Bewertung der lufthygienischen Situation.....	43
R. SLADKOVIC, H. E. SCHEEL, W. SEILER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen)	
Zum Ozon in der unteren Troposphäre: Langzeittrend und Verlauf während Frontpassagen.....	45
R. STEINACKER (Universität Innsbruck)	
Frontenanalyse: Von der empirischen zur dynamisch-objektiven Methode.....	47
U. SCHUBERT, H. NEUMEISTER, H. SCHINDOWSKI (DWD Offenbach)	
METEOSAT-Bilddaten und Niederschlagswahrscheinlichkeit.....	48
E. REIMER, W. WEISS (FU Berlin)	
TRIP (Tracer Imager Package) – ein interaktives Bildschirmsystem für meteorologische Echtzeitberatung.....	50
D. THIEL (Amt für Wehrgeophysik Traben-Trarbach)	
Operationelle Anwendung von Satellitendaten mittels interaktiver graphischer Systeme in der geophysikalischen Beratung.....	52
 Wechselwirkung Atmosphäre – Biosphäre	
H.-J. BOLLE (FU Berlin)	
Großskalige Feldexperimente im Rahmen der Global-Change-Forschung: Eine Übersicht.....	53
A. M. JOCHUM, N. ENTSTRASSER, A. KLEBELSBERG, H. WILLEKE (DLR Oberpfaffenhofen)	
Energie-, Verdunstungs- und Ozonflüsse im Flächenmittel und in ihrer horizontalen Variabilität über der Hildesheimer Börde.....	54
J. SIEBERT, W. ZDUNKOWSKI (Universität Mainz)	
Simulation der Wechselwirkung zwischen Landoberflächenprozessen und der Atmosphäre.....	56
I. LANGER, M. ECKARDT, H.-J. BOLLE (FU Berlin)	
Änderungen der Vegetationscharakteristika aus Boden- und Satellitenmessungen während des europäischen Meßprogramms EFEDA in Spanien 1991.....	58

C. VÖLLGER, K. T. KRIEBEL (DLR Oberpfaffenhofen) Die Reflexionsfunktion des Bodens in der Hildesheimer Börde während HIBE 89.	60
M. HANTEL (Universität Wien) Der Starkregen im August 1991 als Test für den Wettergenerator	61
F. FIEDLER, G. ADRIAN, K. NESTER, B. VOGEL, H. VOGEL (Universität / KfK Karlsruhe) Tagesgänge der Deposition von Luftverunreinigungen auf Vegetation und Boden in komplexem Gelände	*
R. THEHOS (TH Darmstadt) Numerische Simulation der trockenen Deposition von Schwefel- und Stickstoffverbindungen über Mitteleuropa	63
S. PAHL, G. KRUGMANN, P. WINKLER (DWD Hamburg) Nebeldeposition auf Wälder der Mittelgebirgslagen	65
W. MARQUARDT, P. IHLE (Institut für Energetik Leipzig) Untersuchungen zur Naßdeposition in den neuen Bundesländern; Einflußfaktoren und Trends durch Emissionsveränderungen	67
K.-H. SIMON, K. WESTENDORFF (Forschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft Eberswalde) Der Einfluß der Waldvegetation auf den Eintrag von atmosphärischen Spurenstoffen im nordostdeutschen Tiefland	69
J. ROSS (Institut of Astrophysics and Atmospheric Physics, Tartu, Estland) Radiation regime in plant canopies (Übersichtsvortrag)	70
K. BLÜMEL (FU Berlin) Modellierung der Verdunstung mit einem SVAT-Modell	72
M. G. INCLAN, R. FORKEL, J. STEINBRECHER (Universität München) Ein Vergleich zwischen einem „Big-Leaf“ und einem Mehrschichten-Bestandsmodell	74
H. BRADEN (DWD Braunschweig) Methoden zur Bestimmung der großflächigen Verdunstung unter besonderer Berücksichtigung der Bodenevaporation	76
F. FIEDLER, G. ADRIAN, N. KALTHOFF, G. SCHÄDLER (Universität / KfK Karlsruhe) Landoberflächenprozesse über einem kleinräumigen landwirtschaftlich genutzten Gebiet: ein Vergleich von Messungen und Modellrechnungen anhand von LOTREX-10E/HIBE88-Daten	78
R. DLUGI, G. ENDERS, R. McMILLAN, M. ZEIGER, G. ROIDER, L. KINS (Universität München) Energie- und Stofftransporte in und über Pflanzenbeständen	402
R. STEINBRECHER, W. SCHÜRMAN, H. ZIEGLER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen und TU München) Monoterpene als reaktive Spurenkomponenten in Waldsystemen: Wechselwirkungen zwischen Biosphäre und Atmosphäre	79
M. MEMMESHEIMER, E. LIPPERT, A. EBEL, H. HASS, H. J. JAKOBS (Universität Köln) Biogene Emissionen und Ozonbildung in der Troposphäre über Europa	81
R. STAUBES, H.-W. GEORGII (Universität Frankfurt) Biogene Schwefelverbindungen in Seewasser und mariner Atmosphäre	83
H. GÜSTEN, N. ERNST, G. HEINRICH (Universität / KfK Karlsruhe) Kontinuierliche Bestimmung der turbulenten Ozonflüsse in der bodennahen Luftschicht	84
K. BUTTERBACH, R. WASSMANN (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen) Die Methan-Emission aus italienischen Reisfeldern: eine Fallstudie zu zeitlicher Variabilität und Düngungseffekten	86

* lag bei Redaktionsschluß nicht vor

G. PESCHKE, J. SCHOLZ, C. SEIDLER (TU Dresden)	
Die Veränderung von Komponenten des Energie- und Wasserhaushaltes durch Pflanzendecken	87
A. HELBIG (HU Berlin)	
Zum Einfluß eines Kiefernbestandes auf den Wasserhaushalt	89
W. GERSTMANN (DWD Potsdam)	
Einige Ergebnisse zum Tagesgang empirischer Leistungs- und Kreuzspektren verschiedener Turbulenzparameter in Luv und Lee einer plötzlichen Änderung von Oberflächencharakteristiken sowie statistischer Untersuchungen von Spektren über verschiedener Vegetation	91
D. MÜLLER (Universität München)	
Zur Bestimmung der Energiebilanz: z_0 und d über komplexem, pflanzenbewachsenem Hintergrund	93
S. H. RICHTER (DWD Potsdam)	
Anwendung eines vereinfachten Profilmessverfahrens zur Bestimmung turbulenter Austauschströme über verschiedenen Pflanzenbeständen	94
B. WICHURA (DWD Postdam)	
Ergebnisse der Anwendung mehrerer Verfahren zur Ermittlung der Rauigkeitslänge und der Verschiebungshöhe für eine bewachsene Unterlage	96
M. CLAUSSEN (MPI Hamburg)	
Der Einfluß von Knicks (Wallhecken) und Baumreihen auf die lokale und regionale Verdunstung	146
K. E. PULS, P.-G. v. WAHL (DWD Essen)	
Nachweis von Pollen-Ferntransport durch Trajektorienanalyse	98
H.-D.HAENEL, J. SIEBERS (DWD und BBA Braunschweig)	
Meteorologische Aspekte der Verflüchtigungsbestimmung von Pflanzenschutzmitteln	100
F. TRAUTNER, R. EIDEN (GSF München und Universität Bayreuth)	
Untersuchung zur Deposition von Nebelwasser und Nebelinhaltsstoffen auf Fichten	102
M. LUTZ (Senatsverwaltung Berlin)	
Zeitskala der Bildungs- und Zerstörungsprozesse des bodennahen Ozons – dargestellt anhand der Berliner Ozonwerte im Sommer 1990 und 1991	104
P. KÖPKE, E. THOMALLA (Universität München)	
Variabilität der UV-Globalstrahlung und ihre Wirkung auf die Biosphäre	106
L. GONIMA (CEPE-C.N.R.S. Montpellier)	
Einfache atmosphärische Korrekturen für NOAA-Daten	108
M. BERGER, M. BOECK, M. ECKARDT, U. WOHLFART (FU Berlin)	
Vergleich verschiedener Ansätze zur Berechnung der Verdunstung mit Hilfe von Messungen in verschiedenen Klimazonen	110
F.-J. LÖPMEIER (DWD Braunschweig)	
Die Regionalisierung des latenten Wärmestroms mittels Fernerkundungsdaten . . .	112
R. RETTLER, E. SCHALLER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen)	
Einfluß der Orographie auf den atmosphärischen Widerstand	*
H. NAUMANN (Aschersleben)	
Die potentielle Tag-Verdunstung als atmosphärische Komponente der Transpiration	114
F. FIEDLER, H. ZIMMERMANN (Universität Karlsruhe)	
Das Regio-Klima-Projekt (REKLIP) – Deutsch-französisch-schweizerisches Gemeinschaftsprojekt	115
H.-J. BOLLE (FU Berlin)	
Biosphärische Aspekte des Wasserkreislaufes	148

J. BURKHARDT (Universität Bayreuth) Tauwasser und die Deposition atmosphärischer Spurenstoffe auf Vegetationsoberflächen	117
P. KÖPKE, M. SACHWEH (Universität München) Nebel und Stadtklima	119
D. HOPPMANN (DWD Geisenheim) Der Einfluß der Blattnässe in Rebbeständen auf die Epidemiologie der Rebenperonospora (Plasmopara Viticola)	121
R. WASSMANN, K. BUTTERBACH (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen) Einfluß verschiedener Umweltfaktoren auf die Methan-Emission aus Reisfeldern	123
F. X. MEIXNER, J. LUDWIG, G. KRAMM, H. MÜLLER, M. NESTLEN (MPI Mainz und Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen) Bestimmungen des Austausches von Stickstoffkomponenten zwischen bodennaher Atmosphäre und einer landwirtschaftlich genutzten Fläche	403
J. SECO SANTOS (Universität Salamanca) Analyse der Trockenheit in der Bundesrepublik Deutschland	*
L. GRÜNHAGE, U. DÄMMGEN, H.-D. HAENEL, H.-J. JÄGER (Universitäten Gießen und Braunschweig und DWD Braunschweig) Stoffaustausch zwischen bodennaher Atmosphäre und einem Grünlandökosystem: Beurteilung der S- und N-Flüsse im Hinblick auf die Stoffbilanz intensiv genutzter Agrarsysteme	124
L. GONIMA (CEPE – C.N.R.S. Montpellier) Überprüfung eines Strahlungsmodells zur Berechnung der langwelligen Strahlungsbilanz am Erdboden	126
U. KATERGIANNAKIS, W. TONN (FU Berlin) Der Vegetationsindex von Fehmarn – Jahresgang 1989 und 1990. Validierung mit Bodennmessungen und Abschätzung von Atmosphärenkorrekturen	128
F.-S. OLESEN, CHR. LUTZ (Universität / KfK Karlsruhe) Verbesserte Wolkenerkennung mit AVHRR durch Analyse von Zeitserien des Reflexionsvermögens	130
W. THÜNE (Oppenheim/Rhein) Zur Bedeutung der Photosynthese in der Klimawirkungsforschung	405
P. THRAN (Heidelberg) Über einige Zusammenhänge zwischen Atmosphäre und Phytophysiologie	406
J. MÜLLER, G. MÜLLER, H.-G. SCHELLIN (DWD Halle/Saale, Universität Halle-Wittenberg) Der Vegetationsfaktor bei der Abschätzung der aktuellen Verdunstung – Ein Beitrag zum Wasserhaushalt von Kulturpflanzenbeständen	132
G. MÜLLER, J. MÜLLER, A. JALAB (Universität Halle-Wittenberg) Untersuchungen zum Einfluß der Witterung auf den CO ₂ -Gehalt des Bodens (unter Brache, Gras, Hafer und Kartoffeln)	136
D. KLAES (Amt für Wehrgeophysik Traben-Trarbach) Die realzeitmäßige operationelle Nutzung von NOAA/TIROS-N, HRPT- und METEOSAT-Daten	138
K. PETERS (Universität Bayreuth) Die Bestimmung der trockenen Deposition von Aerosolpartikeln auf Waldflächen mit der Konzentrationsmethode	140
U. WENDLING (DWD Offenbach) Zur Schätzung des Wassergehaltes der obersten Zentimeter des unbewachsenen Bodens	409

W. TRAMPF (DWD Offenbach)	
Flächenmäßige Darstellung der Verdunstung durch Gitterpunktwerte.....	142
H. LOHSE, A. MÜLLER, H. SIEWERS (GKSS Geesthacht)	
Mikrometeorologische Messungen im Wattenmeer.....	143
C. HAUSTEIN, H. MEYER (Universität München)	
Profildfahrten zur Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Variabilität von bodennahen Emissionen im Ballungsraum München.....	144
 Aktuelle Probleme der Theoretischen Meteorologie	
H. FORTAK (FU Berlin)	
Nichtlineare Dynamik und Strukturbildung (Übersichtsvortrag mit Film)	149
U. WACKER (Universität Frankfurt)	
Strukturuntersuchungen in der Wolkenphysik mit nichtlinearen Parameterisierungsansätzen.....	151
K. HASSELMANN, R. SAUSEN, E. MAIER-REIMER, R. VOSS (MPI und Universität Hamburg und DLR Oberpfaffenhofen)	
Das Kaltstartproblem bei Klimasimulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen.....	153
P. CARL (Zentralinstitut für Elektronenphysik Berlin)	
Dynamische Struktur und Sensitivität des planetaren Monsunsystems in einem Grobgitter-Zirkulationsmodell der Troposphäre.....	155
J. PELKOWSKI (Universität Frankfurt)	
Zur Rolle der Entropieerzeugungsrate in der Klimatheorie.....	157
F. HERBERT (Universität Frankfurt)	
Trägheitswirkung und Antisymmetrie im Wärmetransportgesetz.....	159
H.-J. LANGE (FU Berlin)	
Nichtlineare Verallgemeinerungen der Blackadar'schen Theorie des „Low Level Jet“	161
R. BLENDER (FU Berlin)	
Inertial-Range-Spektrum eines fraktalen Turbulenzmodells.....	163
A. DÖRNBRACK (DLR Oberpfaffenhofen)	
Vergleich der Ergebnisse der Schließung 2. Ordnung mit Daten der direkten numerischen Simulation für die turbulente Diffusion in geschichteten Scherströmungen..	164
A. MUSCHINSKI (Universität Hannover)	
Eine Gleichung zur Berechnung horizontal homogener und stationärer turbulenter Strömungen auf der Basis einer lokalen Interpretation der Heisenbergschen Turbulenztheorie.....	165
P. NÉVIR (FU Berlin)	
Hamiltonsche Dynamik nichtlinearer Rossby-Haurwitz-Wellen.....	167
H.-F. ALBERT (HU Berlin)	
Über den Nutzen der feldtheoretischen Formulierung der Grundgleichungen der theoretischen Meteorologie.....	169
A. MÜNZENBERG (Universität Bonn)	
Quasilineare Instabilitäts- und Strukturanalyse auf der Mesoskala.....	171
H. KAPITZKA (GKSS Geesthacht)	
Numerische Experimente mit dem Adjungierten eines Mesoskalen-Modells.....	173
U. CALLIES, D. P. EPEL (GKSS Geesthacht)	
Datenassimilation für numerische Modelle als durch Einfluß der Diskretisierung schlecht gestelltes Optimierungsproblem.....	175

D. ETLING (Universität Hannover)	
Laborexperimente zur Wirbeldynamik (mit Film).....	177
R. BLENDER, P. NÉVIR (FU Berlin)	
Erzeugung von nichtlinearen Wellen- und Modonlösungen auf der β -Ebene durch Lie-Symmetrien.....	178
 Mittlere Atmosphäre	
K. LABITZKE, H. v. LOON (FU Berlin)	
Über die Variabilität der arktischen Stratosphäre im Winter (Übersichtsvortrag)...	179
K. PETZOLDT (FU Berlin)	
European Arctic Stratospheric Ozone Experiment (EASOE) im Winter 1991/92: Dynamik des stratosphärischen Polarwirbels.....	181
U. SCHMIDT (KFA Jülich)	
European Arctic Stratospheric Ozone Experiment (EASOE) im Winter 1991/92: Meßziele und Experimente.....	411
J. TAUBENHEIM (Berlin)	
Variationen der Mesosphäre in meteorologischen, solaren und klimatologischen Zeitskalen.....	412
M. DAMERIS (DLR Oberpfaffenhofen)	
über die Modellierung von Stratosphärenenerwärmungen.....	413
U. LANGEMATZ, S. LEDER, A. MEYER, ST. PAWSON (FU Berlin)	
Das simulierte Klima im Verlauf eines Jahres: Ergebnisse des Berliner Troposphären-Stratosphären-Mesosphären-Modells.....	183
R. RÜSTER (MPI Katlenburg-Lindau)	
Windmessungen in der Mesosphäre mit dem mobilen SOUSY-VHF-Radar über Andoya/Nordnorwegen.....	184
W. SINGER, P. HOFFMANN, D. KEUER, J. PRIESE (Universität Rostock)	
Das Windfeld in der unteren Mesopausenregion 1990 nach MF-Radarmessungen (partielle Reflexionen) in Juliusruh.....	414
R. SCHMINDER, D. KÜRSCHNER (Geophysikal. Observatorium Collm)	
Das Windfeld in der oberen Mesopausenregion 1991 nach Langwellenwindmessungen in Collm.....	185
D. OFFERMANN (Gesamthochschule Wuppertal)	
DYANA UND CRISTA als Beispiele für Projekte der Untersuchung der Mittleren Atmosphäre.....	187
G. GÜNTHER, M. DAMERIS, A. EBEL (Universität Köln)	
Transport von Spurenstoffen während einer Stratosphärenenerwärmung – eine Transportstudie.....	188
V. K. SCHILLING, U. KOCH, D. ETLING (Universität Hannover)	
Kleinräumige Turbulenzerzeugung und Schadstoffausbreitung.....	190
V. WIRTH (Universität München)	
Ein Modell für Planetare Wellen im Gesamtzoon.....	192
A. OBERREUTHER, H. JAKOBS, H. ELBERN, J. HENDRICKS (Universität Köln)	
Abschätzung jährlicher Flüsse stratosphärischen Ozons in die Troposphäre durch Tropopausenfaltungen.....	194
G. ENTZIAN, D. PETERS, K.-H. GRASNICK, U. FEISTER, K. WEGE, U. KÖHLER (Kühlungsborn, Potsdam und Hohenweißburg)	
Eigenschaften von Ozon-Mini-Holes mittlerer Breiten.....	196

H. VOIGT, J. YOE (Universität Hannover und MPI Katlenburg-Lindau) Vertikalwind-Messungen in der oberen Troposphäre und der unteren Stratosphäre in unterschiedlichen synoptischen Situationen mit dem SOUSY-MST-Radar	197
K.-H. BERNHARDT (HU Berlin) Der Hochaufstieg von Berson und Süring (1901) und die Entdeckung der Stratosphäre – eine wissenschaftshistorische Betrachtung	198
S. KOOPMANN, U. BERGER (Universität Köln) Der Einfluß des Erdbodens auf die mittlere Atmosphäre	200
S. SCHULTKA, TH. HAUF (DLR Oberpfaffenhofen) Dreidimensionale numerische Simulation eines in die Stratosphäre eindringenden Luftpaketes	202
P. CZECHOWSKY, R. RÜSTER, B. INHESTER, J. KLOSTERMEYER, G. SCHMIDT (MPI Katlenburg-Lindau) Gleichzeitige Lidar- und Radarmessungen in der polaren Atmosphäre	204
B. SPENGLER (FU Berlin) Ozontransport mit einem dreidimensionalen Gitterpunktmodell	205
ST. PAWSON, A. MEYER, U. LANGEMATZ, S. LEDER (FU Berlin) Die Auswirkung geänderter troposphärischer Parameterisierungen auf die Stratosphäre in einem GCM	206
A. BECK (FU Berlin) Die Auswirkung von Bodenreibung auf die Entwicklung von Stratosphärenenerwärmungen in einem globalen 3-D, mechanistischen Gitterpunktmodell	207
K. FRAEDRICH, St. PAWSON, R. WANG (FU Berlin) Eine EOF-Analyse der Höhen-Zeit-Struktur der QBO	208
CHR. MARQUARDT (FU Berlin) Die mögliche Rolle der Anregung durch planetare Wellen für die QBO: Eine numerische Studie	209
G. P. ADRIAN, H. FISCHER, E. FRANK, H. OELHAF (Universität/KfK Karlsruhe) Säulengehalt und Vertikalverteilung atmosphärischer Spurengase im arktischen Spätwinter 1990	210
R. FURRER (FU Berlin) Langzeitstudie troposphärischer und stratosphärischer Ozonänderungen über Berlin	416
B. SCHMELING (FU Berlin) Sonnenaktivität, QBO und Temperatur: Vertikale Strukturen von Korrelationen im Winter und Sommer	212
K. LABITZKE (FU Berlin) Der Einfluß des Pinatubo-Aerosols auf die mittlere Stratosphäre	214
 Zirkulation im Meer	
C. W. BÖNING (IfM Kiel) Modelluntersuchungen zur Rolle mesoskaliger Fluktuationen im Atlantischen Ozean (Übersichtsvortrag)	216
H.-J. ISEMER, L. HASSE (IfM Kiel) Bestimmung der Wechselwirkungsflüsse Ozean-Atmosphäre als Antrieb ozeanischer Zirkulation	218
A. LIPPERT (ZMK Hamburg) Beobachtungen langzeitlicher Änderungen der Tiefenzirkulation im Nordatlantik.	220

M. RHEIN, F. SCHOTT, L. STRAMMA (IfM Kiel)	
Meridionalzirkulation im westlichen tropischen Atlantik.....	222
J. MEINCKE (ZMK Hamburg)	
Wassermassentransformation in höheren nördlichen Breiten (Übersichtsvortrag)...	418
U. SCHAUER, E. FAHRBACH, V. STRASS (Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven)	
Wechselwirkung zwischen Ostgrönlandstrom und zentraler Grönlandsee.....	224
H. FRIEDRICH, B. RUDELS, D. R. QUADFASEL (ZMK Hamburg)	
Der Austausch durch die Framstraße.....	226
J. OLF (Universität Hannover)	
Geostrophischer Wind und Meereisbewegung in der Weddell-See.....	228
F. SCHOTT (IfM Kiel)	
Über die thermohaline Zirkulation des Mittelmeeres und ihre Schwankungen (Übersicht).....	230
J. SÜNDERMANN (ZMK Hamburg)	
Variabilität der Nordsee-Zirkulation.....	231
A. LEHMANN (IfM Kiel)	
Wirbelauflösende barokline Modellierung der Zirkulation der Ostsee.....	233
A. FRISCHE, D. R. QUADFASEL (ZMK Hamburg)	
Transportmessungen des Indo-Pazifischen Wasseraustausches.....	235
CHR. HEINZE (ZMK Hamburg)	
Regional hochauflösende Modellierung des Nordmeeres – Bindeglied zwischen grob auflösenden Modellen und Prozeßstudien.....	236
M. KARCHER, A. LIPPERT (ZMK Hamburg)	
Der Einfluß realistischer Topographie auf die stationäre Tiefenzirkulation des Nordatlantik.....	237
M. SCHRADER, R. FUHRHOP, E. RUPRECHT, C. SIMMER (IfM Kiel)	
Feuchtefelder über dem Atlantik – Vergleich der EZMW-Analysen mit fernerkundeten Feuchteprofilen aus Mikrowellenbeobachtungen.....	238
I. H. HARMS (ZMK Hamburg)	
Modellstudien zur saisonalen Zirkulationsschwankung in der Barents- und Karasee	240
M. ECKARDT, J. GALLAS, W. TONN (FU Berlin)	
Die Veränderungen der Eisgrenze im Europäischen Nordmeer von 1966–1991 anhand von Satellitendaten.....	241
 Klimadiagnostik und -modellierung	
R. STELLMACHER (Berlin)	
Klimadiagnostische Methoden im Rahmen der Klimaforschung (Übersichtsvortrag)	243
R. ULLRICH, C.-D. SCHÖNWIESE (Universität Frankfurt)	
Statistische Diagnose hundertjähriger Klimatrends in Europa.....	245
JIN-SONG XU (MPI Hamburg)	
Die beobachtete großskalige niederfrequente Variabilität des Atmosphäre-Ozean-Systems in dem Zeitraum von 1967 bis 1986.....	247
A. FINK, P. SPETH (Universität Köln)	
Langzeitdiagnose der dreidimensionalen dynamischen Struktur der tropischen 30–60tägigen Oszillation: Eine Kompositstudie.....	248
P. HUPFER, F. M. CHMIELEWSKI (HU Berlin)	
Zu einigen Auswirkungen der Klimaschwankungen des 20. Jahrhunderts.....	250

G. BERZ (Rückversicherungs-Gesellschaft München) Sturmkatastrophen – eine weltweit zunehmende Bedrohung.....	252
P. C. WERNER, F.-W. GERSTENGARBE (DWD Potsdam) Die Kopplung extremer Ereignisse mit der Zirkulation.....	253
A. FREY-BUNESS (DLR Oberpfaffenhofen) Regionalisierung globaler Klimaänderungen für den Alpenraum.....	254
A. CRESS, D. MAJEWSKI, R. PODZUN, V. RENNER (DWD Offenbach) Klimasimulation mit einem regionalen Vorhersagemodell für Europa.....	256
E. SCHALLER, K. KEULER (Fraunhofer-Institut Garmisch-Partenkirchen) Regionalisierung globaler Klimaänderungen mit Hilfe eines mesoskaligen Modells	*
L. DÜMENIL (MPI Hamburg) Empfindlichkeitsstudien zur Monsunzirkulation 1987 und 1988 (Übersichtsvortrag)	258
H. QUENZEL (Universität München) Regionale Klima- und Klimawirkungsforschung – das Bayerische Klimaforschungsprogramm BayFORKLIM.....	259
U. CUBASCH (Klimarechenzentrum Hamburg) IPCC-Szenarienrechnungen zum Treibhauseffekt (Übersichtsvortrag).....	261
R. SAUSEN, S. SCHUBERT, L. DÜMENIL (DLR Oberpfaffenhofen, Universität und MPI Hamburg) Oberflächenflüsse in Klimamodellen.....	262
M. WINDELBRAND, R. SAUSEN, U. CUBASCH (DLR Oberpfaffenhofen, Universität und MPI Hamburg) Extremwertstatistik für Klimasimulationen.....	264
R. GLOWIENKA-HENSE (Universität Bonn) Auswirkungen einer Polynya auf die Zirkulation im ECHAM-T21 GCM: Ein arktisches und ein antarktisches Experiment.....	266
M. LAMBRECHT, K. LESSMANN (Universität Bonn) Ein konzeptionelles Modell für die tropische Atmosphäre.....	267
B. LOTH (MPI Hamburg) Ein Schneedeckenmodell für globale Anwendbarkeit.....	268
S. BRINKOP (Universität Hamburg) Parameterisierung der Turbulenz in einer bewölkten Grenzschicht.....	270
G. ESSER (Universität Gießen) Stand und Aussichten der Modellierung der Land-Biosphäre für die Klimaforschung (Übersichtsvortrag).....	272
W. BÖHME (Potsdam) Zum Hydrologischen Zyklus – Diagnostische Untersuchungen zu Änderungen von Komponenten des hydrologischen Zyklus im Zusammenhang mit Schwankungen anderer Klimaparameter.....	274
U. HARGENS, CHR. OELKE, E. RUPRECHT, C. SIMMER, E. ROECKNER (IfM Kiel, MPI Hamburg) Wolkenwasser über dem Atlantik – Vergleich zwischen Klimamodellergebnissen und Mikrowellenfernerkundung.....	276
F. H. BERGER (FU Berlin) Der Einfluß von hohen Wolken auf das Strahlungsfeld und auf das Klima durch Analyse von Satellitendaten.....	278
C. POETZSCH-HEFFTER, QUANHUA LIU, E. RUPRECHT (IfM Kiel) Der Einfluß von Wolken auf die Strahlung am Atmosphärenoberrand berechnet mit dem ISCCP-Wolkendatensatz.....	279

R. DLUGI, G. d'ALMEIDA, K. RUOSS, W. SEIDL, G. HÄNEL (Universität München) Regionale Aerosolklimatologie: Konzept und erste Ergebnisse	419
A. SCHUMANN (DWD AMBF Halle) Zur Nutzung früherer geländemeteorologischer Meßreihen	281
A. MATZARAKIS, H. MAYER (Universität München) Methodik zur Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen in München . .	283
A. DREBS (Finnish Meteorological Institute Helsinki) Beschreibung der Klimaschwankungen in Finnland anhand zweier längerer Beobach- tungsreihen – Klimaforschung in Finnland	285
B. RUDOLF, H. HAUSCHILD, M. REISS, U. SCHNEIDER (DWD Offenbach) Routinemäßige Analyse globaler Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhe	286
A. HENSE (Universität Bonn) Induzierte thermische Zirkulationen im T21-Modell als Reaktion auf geänderte ozea- nische Wasseroberflächentemperaturen im Atlantik	290
V. VENT-SCHMIDT, M. WERSCHEK (DWD Offenbach) MERf und KLIMDIS – Zwei DV-Vorhaben des Deutschen Wetterdienstes zur Moder- nisierung des Klimadienstes	291
D. BAYER, C.-D. SCHÖNWIESE (Universität Frankfurt) Statistische Temperatur-Signalstudien zur Trennung anthropogener und natürlicher Klimaeffekte	292
 Mesoskalige Prozesse	
F. FIEDLER (Universität Karlsruhe) Inwieweit verstehen wir mesoskalige Prozesse? (Übersichtsvortrag)	*
Th. HAUF (DLR Oberpfaffenhofen) Beobachtungen zum Tagesgang konvektiv angeregter Schwerewellen	294
S. RAASCH (Universität Hannover) Visualisierung instationärer mesoskaliger Phänomene mittels Videofilm	296
W. KÖNIG (Universität Hamburg) Wirbelstrukturen in tropischer Konvektion	298
U. SCHUMANN (DLR Oberpfaffenhofen) Kritische Skala der Reaktion der konvektiven Grenzschicht auf variable Oberflächen- eigenschaften	300
G. ADRIAN (Universität Karlsruhe) Stömungsablösung über orographisch strukturiertem Gelände	302
J. EICHHORN (Universität Mainz) Anwendung meso- und mikroskaliger numerischer Modelle auf aktuelle Fragestellun- gen in der Stadt- und Regionalplanung	421
A. GRÖTZNER (Universität Hamburg) Numerische Simulationen zur Kaltluftproduktion bewaldeter Hänge	304
C. MAASS, A. DÖRNBRACK, U. SCHUMANN (DLR Oberpfaffenhofen) Grobstruktursimulation turbulenter Strömungen über welligem Untergrund	306
H. SCHLÜNZEN (Universität Hamburg) Modellierung des Strömungsfeldes über Norddeutschland für den 23. Mai 1989 . .	308
D. JACOB (GKSS Geesthacht) Wolkenbildung in Land-See-Wind-Zirkulationen im Küstenbereich von Nord- und Ostsee	310

A. CHLOND (MPI Hamburg)	
Simulation der konvektiven Grenzschicht bei einem Kaltluftausbruch über dem Meer	312
F. FIEDLER, U. CORSMEIER, J. GRUNWALD, N. KALTHOFF, O. KOLLE, O. WALK (Universität Karlsruhe)	
Entwicklung der konvektiv geprägten Grenzschicht über ebenem, inhomogenem Gelände	314
A. H. SIEMER, J. HOFFMANN (Universität Hannover)	
Meßfehler durch Schwerewellen bei Flugzeugmessungen in der planetaren Grenzschicht	315
S. DUTZ, R. ROTH (Universität Hannover)	
Strom fühlbarer Wärme über offenem Wasser und Meereis in der Weddell-See...	317
D. KRETSCHMER, Th. FOKEN, CH. KOTTMEIER (HU Berlin, DWD Potsdam, AWI Bremer- haven)	
Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht – Ergebnisse experi- menteller Untersuchungen	319
A. BOTT (Universität Mainz)	
Ein neues monotonen Advektionsverfahren zur numerischen Lösung der Transport- gleichung in mehrdimensionalen atmosphärischen Strömungsmodellen	321
J. STEPPELER, P. PROHL (DWD Offenbach)	
Numerische Entwicklungen für das Deutschland-Modell	323
J. HERZOG, G. DOMS, D. MAJEWSKI (DWD Potsdam)	
Untersuchungen zur Bedeutung des hydrostatischen Trunkationsfehlers für mesoska- lige Modelle	325
F. BEYRICH (IAP Berlin)	
Zur Ermittlung der Höhe der konvektiven Grenzschicht auf der Basis von Doppler- Sodar-Messungen	326
K. BIGALKE (Universität Hamburg)	
Ein neuer Ansatz zur Berücksichtigung heißer Punktquellen in dem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell METRAS	328
A. BOTT (Universität Mainz)	
Mehrphasenchemie in einem mikrophysikalischen Modell für Strahlungsnebel...	330
B. BRÜMMER, B. BUSACK, B. RUMP, S. BAKAN, G. KRUSPE (Universität Hamburg)	
Kaltluftausbrüche über dem Nordpolarmeer	332
J. NEISSER, Th. HAUF, G. BULL (Heinrich-Hertz-Institut Berlin und DLR Oberpfaffenhofen)	
Konvektion und hochfrequente Bodendruckschwankungen	333
St. EMEIS (Universität Karlsruhe)	
Die Parametrisierung des turbulenten Impulsflusses über komplexem Gelände in grö- ßerskaligen numerischen Modellen	335
U. FINKE, Th. HAUF, J. NEISSER, J.-G. STANGENBERG (DLR Oberpfaffenhofen)	
Mesoskalige Dichtestrukturen und die Bestimmung ihrer Driftgeschwindigkeit aus hochaufgelösten Bodendruckmessungen	337
W. FRIEDEN (Universität Hannover)	
Turbulenter Wärmeaustausch zwischen Meereis und Atmosphäre im Weddell-See	338
S. HEINZ, K. KEULER, E. SCHALLER (Fraunhofer- Institut Garmisch-Partenkirchen)	
Schadstoffausbreitung in einem Alpental	340
U. HOPPMANN (Universität Hannover)	
Struktur und Energiebilanz einer abgehobenen Inversion unter Berücksichtigung großskaliger Absinkbewegungen	341
Th. KRATZSCH, R. ROTH (Universität Hannover)	
Messungen turbulenter Flüsse mit dem Forschungsflugzeug DO-128	343

H. Th.. MENGELKAMP (GKSS Geesthacht)	
Interne Grenzschichten über einem Land-Wasser-Land-Gebiet	345
W. MIX (HU Berlin)	
Möglichkeiten und Grenzen modellunabhängiger Abschätzungen von Beschleunigungs- und Baroklinitätseinflüssen in der atmosphärischen Grenzschicht	347
U. NIEMEIER (Universität Hamburg)	
Simulation von Strömungsfeldern im Bereich der Insel Helgoland	349
G. MÜLLER-POPKES, R. ROTH (Universität Hannover)	
Simulation von Flugzeugmessungen in der konvektiven Grenzschicht und deren Analyse im Frequenzbereich	351
M. REIBER (DWD Offenbach)	
Der Böhmisches Wind – ein markantes mesometeorologisches Phänomen	353
K. D. BEHENG, J. REINECKE (Universität Karlsruhe)	
Kopplung von Kondensation und Koagulation in einem Parameterverfahren	355
G. ZEUNER, K. HEINEMANN (Forschungszentrum Jülich)	
Ausbreitungsexperimente im Bereich der „Sophienhöhe“	357
G. BULL, J. NEISSER (Heinrich-Hertz-Institut Berlin)	
Akustische Fernsondierung mesoskaliger Strukturen der planetarischen Grenzschicht	358
Poster allgemein und zu den Fachausschüssen, Lehrerfortbildung	
M. K. GOESCH (DWD Offenbach)	
METLIS, das Meteorologische Literaturinformationssystem des Deutschen Wetterdienstes	360
W.-J. KOST, M. WILHELM (Gerlingen)	
AKUMET – ein Fachausschuß stellt sich vor	362
W.-J. KOST, S. REIS (Gerlingen)	
Klimatologie und Bauleitplanung – Übersichtsposter (AKUMET)	364
S. REIS, W.-J. KOST	
Geruchsstoffausbreitungsrechnungen am Beispiel einer Firma zur Dekorplattenherstellung vor und nach Durchführung von Sanierungsmaßnahmen	366
L. KATZSCHNER, M. REINOLD (Gesamthochschule Kassel)	
Das Stadtklima als Grundlage für die Stadtentwicklungsplanung am Beispiel Kassel (AKUMET)	370
R. DÖRING-KUSCHEL, G. MAST, T. PFEIFFER (TÜV Filderstadt)	
Klimauntersuchungen im Rahmen von Umweltverträglichkeitsuntersuchungen (AKUMET)	372
R. DÖRING-KUSCHEL, G. MAST	
Meteorologie in der Umweltverträglichkeitsprüfung (AKUMET)	373
H. HÄCKEL (DWD Weihenstephan)	
BIOMET – Ein Fachausschuß der DMG stellt sich vor	374
H. DOBESCH, E. KOCH, P. CEPUDER (Universität Wien)	
Bestimmung der Regionalverdunstung unter Einbeziehung von Landoberflächeninformationen (BIOMET)	375
H. MAYER (Universität München)	
Beurteilung des Faktors Klima im Ursachenkomplex der neuartigen Waldschäden in Bayern (BIOMET)	377
W. VAITL (Bayerische Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau München-Freising)	
Das agrarmeteorologische Meßnetz in Bayern (BIOMET)	379

G. JENDRITZKY, A. GRÄTZ, U. SIEVERS (DWD Freiburg und Offenbach)	
Modellierung des Bioklimas in der Stadt (BIOMET).....	381
M. WINTERHALTER (Universität München)	
Klimadaten für epidemiologische Untersuchungen (BIOMET).....	383
L. KATZSCHNER (Gesamthochschule Kassel)	
Zum Zusammenhang von Atemwegserkrankungen und der Lufthygiene im ländlichen Raum (BIOMET).....	385
C. LÜDECKE, CHR. KRAUL (München)	
Humanmeteorologische Ergebnisse der Deutschen Medizinischen Forschungsexpe- dition Karakorum 1991 (GEMEX K 91) (BIOMET).....	387
H.-J. KOPPERT (DWD Offenbach)	
Die interaktive Überarbeitung einer automatisch erzeugten Significant Weather Chart (Demonstration mit einer UNIX-Workstation) (FLUGMET).....	389
Th. HAFNER (DWD Offenbach)	
Möglichkeiten der Flugwetterberatung im Self-Briefing-Verfahren (FLUGMET).	391
N. EIFLER (Amt für Wehrgeophysik Traben-Trarbach)	
Anwendung neuer flugmeteorologischer Beratungsmethoden für Flugunfalluntersu- chungen (FLUGMET).....	392
H. WEBER, W. aufm KAMPE (Amt für Wehrgeophysik Traben-Trarbach)	
Das Programmsystem „HEARTS“ (Hazard Estimation After Release of Toxic Sub- stances) (AKUMET).....	394
R. ROTH (Universität Hannover)	
Wie genau kennen wir unser Klima? Einige Anmerkungen zum Klimasystem.	*
J. TAUBENHEIM (Berlin)	
Die Erdatmosphäre – ein anomaler Fall unter den Planetenatmosphären?	396
M. ECKARDT, U. KATERGIANNAKIS (Freie Universität Berlin)	
Fernerkundung der Erdoberfläche.....	420
G. WARNECKE, C. ZICK, O. ROTHE (Freie Universität Berlin)	
METEO DISC – Eine interaktive Bildplatte für Wolkenbewegungsmanipulationen	397
Autorenverzeichnis.....	423

Vorwort

Die **Deutsche Meteorologische Gesellschaft** lädt zur Deutschen Meteorologen-Tagung 1992 nach Berlin ein.

Die Deutsche Meteorologische Gesellschaft ist laut ihrer Satzung gehalten, „die Meteorologie als Wissenschaft zu fördern“, insbesondere durch regelmäßige Tagungen. Die im dreijährigen Rhythmus stattfindende Deutsche Meteorologen-Tagung, die einen Überblick über das wissenschaftliche Geschehen in unserem Fachgebiet in Deutschland geben soll – und insbesondere Fragen des Klimas, der Umwelt und des Ozonproblems behandelt – wird vom *16. bis 20. März 1992* in den Hörsälen des Fachbereichs Physik der Technischen Universität Berlin stattfinden. In Berlin fand die Deutsche Meteorologen-Tagung zuletzt 1980 zusammen mit den Geologen und Geophysikern im Rahmen des Alfred-Wegener-Symposiums statt, auf dem endgültig die Ideen Wegeners auch in der Geologie und Geophysik akzeptiert wurden.

Meine besondere Freude gilt der Tatsache, daß dies die erste große Tagung der 1991 wiedervereinigten beiden Deutschen Meteorologischen Gesellschaften ist. Ohne Vorahnung auf politische Ereignisse wurde Berlin im Frühjahr 1989 bei der letzten Deutschen Meteorologen-Tagung in Kiel als Austragungsort der DMT 92 gewählt. Eine Wahl, die wir nun für besonders günstig halten, denn wir erwarten auch zusätzlich eine entsprechend große Resonanz in der Öffentlichkeit.

Mit einer voraussichtlichen Teilnehmerzahl von ca. 700 stellt diese Veranstaltung, letztlich durch die Wiedervereinigung, die größte Meteorologentagung unserer Gesellschaft dar. Durch ca. 150 angemeldete Vorträge und über 100 Poster müssen die Vortragsblöcke parallel gelegt werden, damit die Themenbereiche der Tagung akzeptabel repräsentiert werden können.

Die Deutsche Meteorologen-Tagung 1992 behandelt sieben Themenbereiche, in denen aktuelle Schwerpunkte wissenschaftlicher Arbeit zu folgenden Themen dargestellt werden:

Synoptik und Fronten (Methoden der Wetterdiagnose und -prognose sowie zum Forschungsschwerpunkt Fronten und Orographie),

Wechselwirkung Atmosphäre-Biosphäre (Rolle der Vegetation im Wasserkreislauf sowie der Austausch von Spurenstoffen zwischen Atmosphäre, Vegetation und Böden, einschließlich Anwendung von Fernerkundungsmethoden und theoretischen Prozeßstudien),

Aktuelle Probleme der Theoretischen Meteorologie (Turbulenztheorie, Strukturbildung, Vorhersagbarkeitsproblematik),

Mittlere Atmosphäre (Synoptik, Dynamik und Klimatologie der Strato-Mesosphäre und deren Wechselwirkung mit der Troposphäre),

Zirkulation im Meer (Allgemeine Zirkulation, Analyse von Beobachtungsdaten und Modelluntersuchungen, Transporte von Wärme und Frischwasser im Meer und deren Rolle im Energie-Haushalt und im hydrologischen Kreislauf),

Klimadiagnostik und -modellierung (Moderne statistische Methoden und Techniken und ihre Anwendung bei klimadiagnostischen Forschungen, Darstellung dynamischer Modelle von Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Kohlenstoffkreislauf, Biosphäre sowie Sensitivitätsstudien und Zusammenhänge globaler niederfrequenter Zirkulation im regionalen Klima) und

Mesoskalige Prozesse (Konvektion und Strömungssysteme in komplexem Gelände, Strukturen und turbulente Transporte in der Grenzschicht sowie zu Methoden der Modellierung).

Namentlich danke ich an dieser Stelle stellvertretend für alle an der Vorbereitung Beteiligten Herrn Prof. Dr. W. Wehry, Herrn Dipl.-Met. E. Hollan und Herrn Prof. Dr. H. Fischer. Die ersten beiden stehen stellvertretend für den Organisations- und Programmausschuß, während der letztgenannte Kollege, der den wissenschaftlichen Festvortrag hält, gleichzeitig stellvertretend für alle Vortragenden und Bearbeiter von Postern genannt wird.

Mit der Unterstützung durch den Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes und dank der pünktlichen Ablieferung der Manuskripte durch die Autoren, wird der Tagungsband vor Beginn der Tagung verteilt werden können. Die Autoren möchte ich daran erinnern, daß man im allgemeinen mit der Ablieferung einer erweiterten Vortragszusammenfassung noch nicht damit rechnen kann, seine wissenschaftlichen Ergebnisse in optimaler Form dokumentiert zu haben. Diese Plattform bieten die wissenschaftlichen Zeitschriften, wobei ganz besonders auch an die Zeitschriften der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft:

*Beiträge zur Physik der Atmosphäre und
Meteorologische Zeitschrift*

(die aus der Zusammenlegung der „Meteorologischen Rundschau“ und der „Zeitschrift für Meteorologie“ hervorgeht), erinnert werden soll.

Im Zusammenhang mit der Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse findet auch in diesem Jahr eine Lehrerfortbildungsveranstaltung statt, damit Meteorologie und Ozeanographie in der Schule in der rechten Weise repräsentiert werden. Weil Wissenschaft auch im persönlichen Gespräch gepflegt werden kann, wird diese Tagung hierfür eine Plattform bieten. Die vorgesehenen gesellschaftlichen Veranstaltungen sollen ebenfalls diesem Ziel dienen.

Allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern an der Deutschen Meteorologen-Tagung 1992 wünsche ich einen erfolgreichen und angenehmen Verlauf der Tagung.

Berlin, Januar 1992

Prof. Dr. Karin Labitzke

Vorsitzende der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V.

Manfred Kurz

Deutscher Wetterdienst-Zentralamt

1 WARUM SYNOPTISCHE DIAGNOSE?

Sowohl für die Analyse als auch für die Prognose werden im modernen Wettervorhersagedienst weitgehend numerische Verfahren eingesetzt. Obwohl die neuen Modelle des Deutschen Wetterdienstes im Kurzfristbereich eine hohe Güte erreicht haben, hängt die Akzeptanz des Modell-Outputs und seine Umsetzung in konkrete Wettervorhersagen wesentlich davon ab, daß für den Meteorologen bzw. Wetterberater die Möglichkeit besteht, zumindest qualitativ die Prozesse nachvollziehen zu können, die die Modelle simulieren. Dafür sind geeignete diagnostische Hilfsmittel erforderlich.

Ähnliches gilt für die Einbeziehung der Satelliten- und Radardaten, die dem Vorhersagedienst heute zur Verfügung stehen und eine kontinuierliche Wetterüberwachung erlauben. Sie müssen sinnvoll interpretiert werden, um sie in die aktuellen Analysen und Vorhersagen integrieren zu können. Zeigt die aktuelle Entwicklung Abweichungen von den numerischen Vorhersagen, muß der Synoptiker darüber hinaus in der Lage sein, alternative Prognosen zumindest bis zum nächsten Modell-Lauf zu formulieren.

2 DIAGNOSEVERFAHREN IM DWD

Im DWD wird seit langem eine quasigeostrophische Diagnostik benutzt. Sie ist geeignet, Systeme des Macro-Scale und teilweise auch des Meso- α -Scale befriedigend genau zu erfassen. In der konventionellen Form werden dabei Vorticity- und Temperaturadvektion als

Hauptantriebsfaktoren für Vertikalbewegungen und daraus resultierende zyklonenetische und antizyklonenetische Effekte in den verschiedenen Niveaus betrachtet. Damit kann die Verlagerungs- und Entwicklungstendenz der baroklinen Wellen im Vergleich zu den reinen Modellvorhersagen abgeschätzt werden.

Als besonders vorteilhaft für die Diagnose hat sich die Verwendung des Q-Vektors erwiesen, der die Änderung des isobaren Temperaturgradienten für ein Luftpartikel innerhalb einer geostrophischen Strömung beschreibt. (HOSKINS u. PEDDER 1980). Er gestattet nicht nur eine einfache und eindeutige Bestimmung des Vertikalbewegungsantriebs, sondern auch eine Diagnose frontogenetischer Prozesse im horizontalen Windfeld und der damit gekoppelten Querzirkulationen. Sie sind häufig ausschlaggebend für die Wetterwirksamkeit von Fronten.

Hinsichtlich des Einsatzes zyklonenetischer Prozesse ist das Verfolgen positiver Anomalien der isentropen potentiellen Vorticity (IPV) in Nähe der Tropopause ein sehr wirksames diagnostisches Hilfsmittel. Diese Anomalien sind meist mit auffallenden Trockenzonen in der oberen Troposphäre verknüpft und deshalb im Satellitenbild des Wasserdampfkanals gut zu erkennen. Bei Annäherung der oberen IPV-Anomalie an eine untere positive Temperaturanomalie (z.B. eine Frontalwelle) kann es zur raschen, u.U. explosionsartig verlaufenden Zyklonogenese kommen. Da für die Intensität dieses Prozesses der Gehalt an latenter Wärme entscheidend ist, sollten im unteren Niveau Anomalien der äquivalentpotentiell-

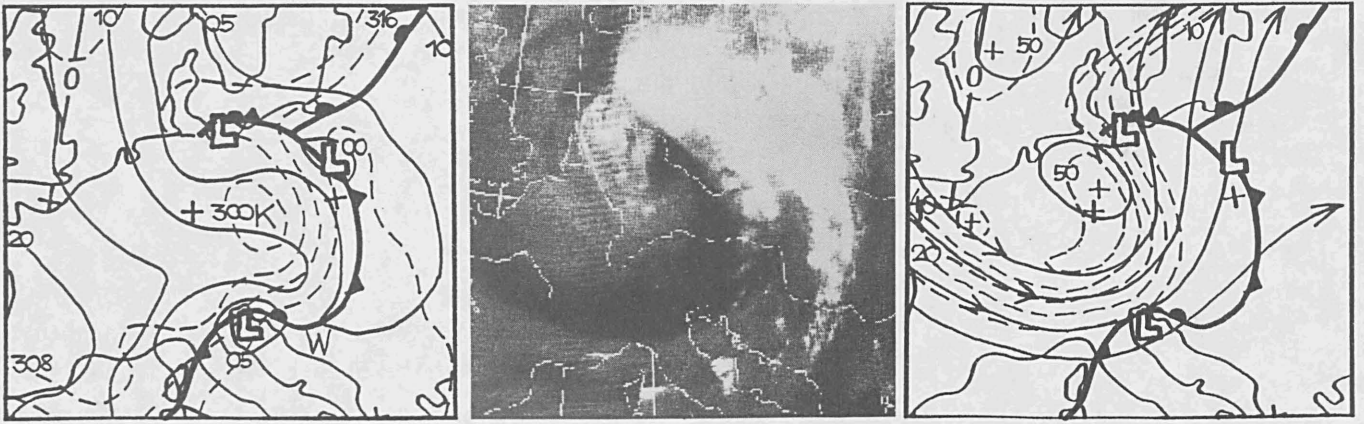


Abb. 1: Wetterlage vom 28.06.91, 00 UTC; links Bodenkarte mit Fronten, Isobaren und Isothermen der äquivalentpotentiellen Temperatur 850 hPa (strichliert, in K); Mitte METEOSAT-Wasserdampf-Bild; rechts geostrophische Stromlinien und Isoplethen der IPV (strichliert, in $10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}$) auf der Fläche 320 K

len Temperatur betrachtet werden. (MC INTYRE 1988). Abb. 1 zeigt ein Beispiel für eine Konstellation kurz vor einer kräftigen Zyklone.

In der warmen Jahreszeit ist die Diagnose der Vertikalbewegungen besonders wichtig für das Erfassen stärkerer konvektiver Umlagerungen. Sie werden ausgelöst, wenn eine potentiell instabil geschichtete und ausreichend feuchte Luftmasse einer Hebung unterworfen wird. Die Instabilität wird durch geeignete Parameter (z.B. KO-Index) angezeigt.

Gegenüber mehr phänomenologisch orientierten "Conceptual models", die einzelne Stadien der synoptischen Systeme beschreiben, hat die quasigeostrophische Diagnostik den Vorteil, universell einsetzbar zu sein und die Entwicklungstendenz erkennen zu lassen. Außerdem können mit ihr Fehlinterpretationen z.B. der Satellitenbilder vermieden werden.

3 ANWENDUNG IN DER PRAXIS

Durch den Einsatz leistungsfähiger Rechenanlagen ist es heute möglich, die angesprochenen Parameter rasch aus dem numerischen Material abzuleiten und dem operationellen Dienst zur

Verfügung zu stellen. An Workstations erfolgt die Präsentation und der direkte Vergleich mit den konventionellen Beobachtungen sowie den Satelliten- und Radardaten, der für die diagnostische Betrachtung unerlässlich ist. Insgesamt resultiert daraus eine umfassende Ausschöpfung der Modellinformation mit dem Ziel eines besseren Verständnisses der atmosphärischen Prozesse und – davon ausgehend – einer besseren und sichereren Umsetzung der Modelldaten in Wettervorhersagen.

4 LITERATUR

- HOSKINS; B.J. und PEDDER, M.A.: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart.J. Roy. Meteor. Soc.* 106 (1980), S. 707-719
- MC INTYRE, M.E.: The use of potential vorticity and low-level temperature/moisture to understand extratropical cyclogenesis, *ECMWF Seminar Proceedings. Vol. 1* (1987), S. 261-270

ERSTE ERFAHRUNGEN MIT DEM NEUEN HOCHAUFLÖSENDEN MODELL (T213) DES EZMW

Horst Böttger

Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
Shinfield Park, Reading/Berks., RG2 9AX, ENGLAND

1. DAS NEUE MODELL (T213)

Am 17. September 1991 wurde am EZMW das neue hochauflösende Vorhersagemodell (T213) in den Routinedienst eingeführt. Den 18 Mitgliedsländern stehen damit Resultate eines Vorhersagesystems zur Verfügung, das zur Berechnung der adiabatischen Prozesse über eine Auflösung von ca. 100 km bei 31 vertikalen Schichten in der freien Atmosphäre verfügt und dessen physikalische Prozesse auf einem äquivalenten Gaussian Gitternetz von ca. 0.5 Grad berechnet werden. Die Abbildungen 1 und 2 zeigen die Modellflächen in der vertikalen und die Gitterpunkte über Land. Die vertikale Auflösung des Modells

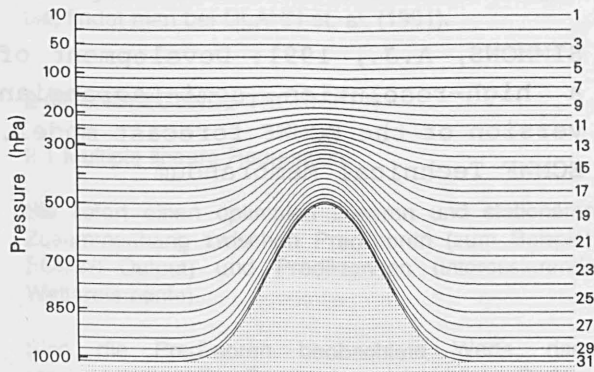


Abb. 1 Die 31 Flächen des T213 Modells

wurde insbesondere in der mittleren und oberen Troposphäre durch die Hinzunahme zusätzlicher Flächen erhöht. Die Anzahl der Gitterpunkte nimmt auf den Breitenkreisen mit zunehmender Breite systematisch ab, so daß der Gitterabstand global gesehen angenähert gleich bleibt (Hortal und Simmons, 1991).

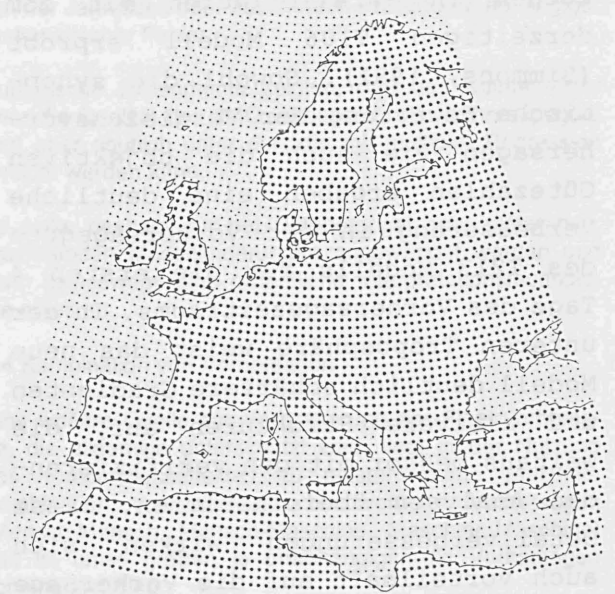


Abb. 2 Das reduzierte Gitternetz des T213 Modells über Europa nach Simmons, 1991. Die großen Punkte beziehen sich auf Land-, die feinen auf Seegebiete im Modell

Für die Einführung des T213 Modells in den Routinebetrieb war die Benutzung des reduzierten Gaussian Gitternetzes (Abb. 1) für die Berechnung der physikalischen Prozesse und die Einführung der semi-Lagrangeschen Methode für die Modellintegration eine Voraussetzung. Damit konnten die Zeitschritte der Integration auf 20 Minuten ausgedehnt werden, so daß das Modell ca. 5 Stunden für die Erstellung der 10-Tage-Vorhersage auf dem derzeitigen Großrechner CRAY Y-MP/8 des Zentrums benötigt.

2. ERSTE ERGEBNISSE

Nach den Forschungsexperimenten wurde das T213 Modell im Juli und September 1991 für jeweils ca. 2 Wochen in Parallelläufen mit dem derzeitigen T106 Modell erprobt (Simmons, 1991). Sowohl die synoptische Bewertung der Vergleichsvorhersagen wie auch die objektiven Gütezahlen ergaben eine deutliche Verbesserung in der Vorhersagegüte des T213 Modells für die ersten 4 Tage des Vorhersagezeitraums. In der unteren Troposphäre weist das neue Modell deutlich schärfere Gradienten und aktivere Strukturen auf, die weitaus besser mit den verifizierenden Analysen übereinstimmen. Diese Detailverbesserungen wirken sich auch vorteilhaft auf die Vorhersage von Feinstrukturen in den Niederschlags- und bodennahen Temperaturfeldern aus. Die genauere Beschreibung der Bodentopographie sowie der

Land-See-Verteilung ist hier ein weiterer positiver Faktor. Die kinetische Energie des T213 Modells ist deutlich erhöht für die gesamte Dauer der 10-Tage Vorhersage. Damit besteht allerdings die Möglichkeit, daß intensive synoptische Entwicklungen in der zweiten Hälfte des Vorhersagezeitraums, während dessen die Vorhersagegüte bereits deutlich herabgesetzt ist, zu signifikanten Fehlentwicklungen führen können.

Während der ersten Wochen im Routinebetrieb haben sich diese Erfahrungen aus den Experimenten mit dem T213 Modell bestätigt. Operationelle Vergleiche mit Produkten von anderen Zentren waren sehr instruktiv und haben die erwartete Güteverbesserung in den ersten 4 Tagen des Vorhersagezeitraums bestätigt.

3. LITERATUR

HORTAL, M., SIMMONS, A.J., 1991: Use of reduced Gaussian grids in spectral models. *Mon.Wea.Rev.*, 119, 1057-1074

SIMMONS, A.J., 1991: Development of a high-resolution semi-Lagrangian version of the ECMWF forecast model. ECMWF Technical Memorandum

ERFAHRUNGEN BEI DER IMPLEMENTIERUNG EINES STATISTISCHEN INTERPRETATIONSSYSTEMS BEIM PRIVATEN WETTERVORHERSAGEDIENST "METEO CONSULT" WAGENINGEN (NIEDERLANDE)

Klaus Knüpfper

Humboldt-Universität zu Berlin, Meteorologisches Institut

VORWORT

Auch in Europa bieten inzwischen neben den staatlichen zunehmend auch private Wettervorhersagezentren ihre Dienste der Öffentlichkeit an. Die Gestaltung konstruktiver Beziehungen zwischen ihnen - etwa wie sie in den USA bestehen - wird in Zukunft für beide Seiten bedeutsam sein.

Dieser Beitrag basiert auf einer in den letzten Jahren entwickelten objektiven Interpretationstechnologie und Untersuchungen, die dazu bei der Firma METEO CONSULT durchgeführt wurden, die mir dabei dankenswerterweise jegliche Unterstützung gewährte.

1 EINLEITUNG

In den 90er Jahren werden die Ergebnisse der statistischen Interpretation der Outputs physikalischer Vorhersagemodelle zunehmend direkt als Final-Vorhersage verwendbar sein.

Voraussetzung dafür ist eine Vorhersagequalität der objektiven Interpretationsmethoden, die nicht schlechter als die der Synoptiker ist. Eine Forschungstechnologie, nach deren Realisierung dieses Ziel für Vorhersagezeitspannen ab etwa 36 Stunden aufwärts erreicht werden kann, ist bei KNÜPFPER (1990) beschrieben. Einen guten Gesamtüberblick über das Forschungsgelände findet man bei GLAHN et. al. (1991).

2 GRUNDLEGENDE TECHNIKEN

2.1 Multiple lineare Regression

Sie liefert einen optimalen linearen und stationären Zusammenhang zwischen Prediktoren (zum Beispiel: ECMWF-Output) und Prediktanden (interessierende Wetterelemente).

Sind die Prediktoren beobachtete Werte, dann repräsentieren die Regressionsgleichungen Perfect-Prog(PP)-Beziehungen; sind sie Modellvorhersagen, handelt es sich um Model-Output-Statistics (MOS).

2.2 Zusätze

Prediktoren und Prediktanden sind Abweichungen von ihrem durch eine einfache Sinuskurve beschriebenen klimatologischen Erwartungswert ($E(PR)$).

Damit entfällt die Notwendigkeit der Klassifikation der Daten nach der Jahreszeit in einem gewissen Maße, und es kann die in den Prediktoren enthaltene Information besser genutzt werden. Mittelfristvorhersagen konvergieren asymptotisch gegen $E(PR)$, und operationell fehlende Prediktoren können im einfachsten Fall durch Null ($=E(PR)$) ersetzt werden.

Die Beschränkungen, die sich aus dem linearen und stationären Regressionsansatz ergeben, lassen sich prinzipiell durch analytische und empirische Transformationen von Prediktoren und Prediktanden und Berücksichtigung der Abhängigkeit des Jahresganges der Regressionskoeffizienten weitgehend aufheben.

2.3 Kalman-Filter

Es ist ein einfaches Verfahren zur adaptiven Regression, das besonders geeignet ist zur Eliminierung ggf. bedingter, von der Jahreszeit oder bestimmten Prediktoren abhängiger systematischer Fehler.

Numerische Experimente zeigten, daß das Kalman-Filter zwar die Qualität des dMO verbessert, die Vorhersagegüte liegt aber deutlich unter der, die mit multipler Regression erreicht werden kann.

Es sollte deshalb nur bei Datenmangel oder plötzlichen, gravierenden Modelländerungen angewendet werden und kann keineswegs eine ordentliche Interpretationstechnologie ersetzen.

2.4 Kombination von Vorhersagen

Eine weitere Quelle zur Verbesserung der Final-Vorhersage, die allgemein unterschätzt wird, liegt in der Nutzung des Kombinationseffektes. Er entsteht durch geeignete Kombination von qualitativ hochwertigen Vorhersagen (Mensch-Mensch, Mensch-Maschine, Maschine-Maschine) und ist umso größer, je unabhängiger die Vorhersagen voneinander sind.

3 ERGEBNISSE

3.1 Daten

Anhand etwa zweijähriger Datensätze (SYNOPs und auf die synoptischen Beobachtungsstationen interpolierte ECMWF-Prediktoren vom 28.4.1989 bis 28.2.1991) wurden für die Elemente Temperatur (Max und Min), Niederschlag und relative Sonnenscheindauer für etwa 250 Orte in Europa und Vorhersagezeitspannen von 12 bis 144 Stunden MOS-Interpretationsgleichungen abgeleitet.

3.2 Beispiel Berlin-Tempelhof

Die aus den Entwicklungsdaten abgeleitete Statistik weist für die Station Berlin-Tempelhof folgendes aus:

ΔT	RMSE/K Reduktion d. RMSE[%]				
	TTT	Klima TTT	KI,Per TTT	KI,Per RR	KI,Per rSD
12	1.82	51	23	19	
24	1.75	60	24	21	19
36	1.87	49	33	17	
48	2.05	54	33	16	19
60	2.09	44	33	13	
72	2.27	49	36	12	15
84	2.32	36	25	8	
96	2.55	43	35	10	10
108	2.57	30	24	7	
120	2.89	36	31	8	7
132	2.70	27	23	5	
144	3.12	31	28	6	6

Die erste Spalte enthält die Vorhersagezeitspanne, die zweite die dazugehörigen RMSE-Werte für die T_{Min}- bzw. T_{Max}-Vorhersagen in Kelvin. Die folgenden zwei Spalten geben die Reduktionen der RMSE in % an, die durch die Regression erreicht wurden: Spalte 3 gegenüber dem klimatologischen Erwartungswert und Spalte 4 gegenüber einer optimalen Kombination aus Klima und Persistenz (24-stündige Erhaltungsneigung) des Prediktanden.

Das letztere Verifikationsmaß gibt Auskunft über die Wirksamkeit der gesamten operationellen Vorhersage-technologie gegenüber einer optimalen Referenzprognose, die etwa ein Klima-Amt herausgeben könnte, das auch über die aktuellen Beobachtungen der Prediktanden verfügt. Es ist damit für rein wissenschaftliche Zwecke der Verifikation der Leistung der gesamten operationellen Technologie (physikalische Modellierung und statistische Interpretation) am aussagekräftigsten.

Die letzten beiden Spalten beinhalten dieses Verifikationsmaß auch für die Elemente Niederschlag (RR) und relative Sonnenscheindauer (rSD).

Man sieht, daß die so definierte Vorhersageleistung bei der 144-stündigen Temperaturvorhersage noch größer ist als bei der kurzfristigen Niederschlags- oder Sonnenscheinvorhersage.

Die relativ niedrigen Reduktionen der RMSE-Werte für die Kurzfrist-Temperaturvorhersage sind eine Folge der hohen Erklärungskraft des Persistenzprediktors. Bei der 24-stündigen T_{Max}-Vorhersage reduziert er allein zum Beispiel schon 60-24=36 Prozent der Standardabweichung dieses Prediktanden.

Der Anteil der Direct-Model-Output-Prediktoren am Gesamt-Regressionsergebnis - geschätzt anhand der Produkte aus Standardabweichung und Regressionskoeffizienten der Prediktoren und auf 100% normiert - beträgt bei den Temperaturvorhersagen etwa 25 (Kurzfrist) bis 50% (Mittelfrist) und bei den Niederschlagsvorhersagen im Mittel etwa 20%.

3.3 Windvorhersage Nordsee

Für eine Nordsee-Plattform, die ca. 100 km von der Küste entfernt ist (kein Tagesgang des Windes), wurden Vorhersagen für Stundenwerte der Windgeschwindigkeit erstellt.

Anhand des beschriebenen Datensatzes (SYNOPs und ECMWF) wurden einfache lineare MOS-Gleichungen abgeleitet, die nur den Prediktor "geostrophische Windstärke in 1000 mbar" und eine Konstante beinhalten.

Auf der Grundlage der zum jeweiligen Vorhersagetermin vorliegenden aktuellsten Bracknell- und ECMWF-Outputs wurde empirisch nach einer - bezogen auf die Anwendung der obenstehenden Gleichung - optimalen Maschine-Maschine-Kombination gesucht. Sie wurde danach - ebenfalls empirisch - mit der Vorhersage der Synoptiker kombiniert. Beide Kombinationen führten zu einer Reduktion des RMSE um ca.10% gegenüber der besten Einzelvorhersage.

Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß - gemittelt über jeweils etwa 300 Vorhersagen - die Synoptiker bei Unkenntnis der Ergebnisse der Regressionsformel deutlich schlechtere Vorhersagen lieferten und es ihnen auch nach Bekanntgabe der statistischen Windvorhersagen und dieses Verifikationsergebnisses trotz intensiver Bemühungen nicht gelungen ist, diese zu verbessern. Dieses Gesamtergebnis schließt bestimmte Einzelfälle, in denen es leicht möglich war, das Regressionsergebnis zu verbessern (z.B. wegen offensichtlicher zeitlicher Interpolationsfehler), ein.

4 AUSBLICK

Das letzte Beispiel zeigt, daß bereits jetzt in Einzelfällen eine durchgehend automatisierte Elementevorhersage vertretbar ist, obwohl eine Mensch-Maschine-Kombination allgemein auch hier noch eine Verbesserung bringt.

Bei der Entscheidung, wie im praktischen Einzelfall die Finalprognose erstellt wird, werden jedoch vor allem auch ökonomische Gesichtspunkte eine Rolle spielen, die oft die wesentlich billiger zu erzeugende und nicht viel schlechtere reine Maschinenvorhersage favorisieren werden.

Die zunehmende Qualität objektiver Interpretationsverfahren hat aber auch einschneidende quantitative Folgen:

Künftig wird es dem Wirtschaftswetterdienst möglich sein, auf der Grundlage objektiver Interpretationsverfahren die Vorhersagen in beliebiger Quantität (Detailliertheit) in Wahrscheinlichkeitsform anzubieten - eine unabdingbare Voraussetzung für eine optimierte Entscheidungsfindung der Nutzer, deren Erfüllung bisher nur mit starkem personellen Einsatz der Synoptiker möglich war.

5 LITERATUR

GLAHN,H.R.; MURPHY,A.H.; WILSON,L.J.; JENSENIUS, J.S.: Lectures presented at the WMO training workshop on the interpretation of NWP products in terms of local weather phenomena and their verification (Wageningen, The Netherlands), WMO, PSMP Report Series 34, 1991

KNÜPFER, K.: Forschungstechnologie für den Übergang zur durchgehend automatisierten Wettervorhersage. Mat.-nat. wiss. Manusk. (Berlin) 2 (1990) Heft 2

VERGLEICH FRONTOGENETISCHER STRUKTUREN

Helmut Kraus

Meteorologisches Institut der Universität Bonn
Auf dem Hügel 20, D-5300 BONN 1

Die Terme des Frontogenese-Vektors beschreiben die unterschiedlichen Antriebsmechanismen für die Entwicklung und Auflösung von Fronten und gleichzeitig (wegen der engen Kopplung zwischen Frontogenese und Quercirkulation) die Antriebsmechanismen für die Quercirkulation. Die Beschaffenheit oder Struktur von Frontogenese und Quercirkulation in zwei- und dreidimensionalen Feldern bestimmen, wie das Wetter an Fronten im einzelnen abläuft. Wegen der großen Mannigfaltigkeit der Frontogeneseterme besteht auch eine große Mannigfaltigkeit der Prozesse und Wettererscheinungen an atmosphärischen Fronten, was im Gegensatz steht zur Typisierung des Wetterablaufes in der Polarfronttheorie.

Frontogenese ist definiert als die individuelle zeitliche Änderung des Gradienten einer atmosphärischen Eigenschaft, z. B. der potentiellen Temperatur Θ . Betrachtet man nur die x-Frontogenese von Θ , also $\frac{d}{dt} \frac{\partial \Theta}{\partial x}$, so setzt sich dieser Term zusammen aus Frontogenese durch Konfluenz des geostrophischen und des ageostrophischen Windes, $-\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial x}$ und $-\frac{\partial u_{ag}}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial x}$, Frontogenese durch horizontale Scherung mit den geostrophischen und den ageostrophischen Anteilen $-\frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial y}$ und $-\frac{\partial v_{ag}}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial y}$, Frontogenese durch Scherung des vertikalen Windes, $-\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial z}$, Frontogenese durch Turbulenz $-\frac{\partial}{\partial x} \vec{v} \cdot \vec{H}$ und eventuell auch Frontogenese durch differentielle Heizung über Strahlungs- und Kondensationsterme. Dabei besitzen die benutzten Symbole die übliche Bedeutung, und \vec{H} ist die turbulente Flußdichte fühlbarer Wärme. Um die so gekennzeichneten unterschiedlichen frontogenetischen Prozesse zu erkennen, kann man sie z.B. in x-z-Querschnitten durch die Front darstellen, eventuell zusammen mit der Quercirkulation, wenn man auch diese kennt. Das zusammengefaßte Gesamtbild dieser Darstellungen offenbart die frontogenetische Struktur eines bestimmten frontalen Zustandes. Man sieht diesen Frontogenesetermen sofort an, welche mannigfaltigen Wertekombinationen sie annehmen können.

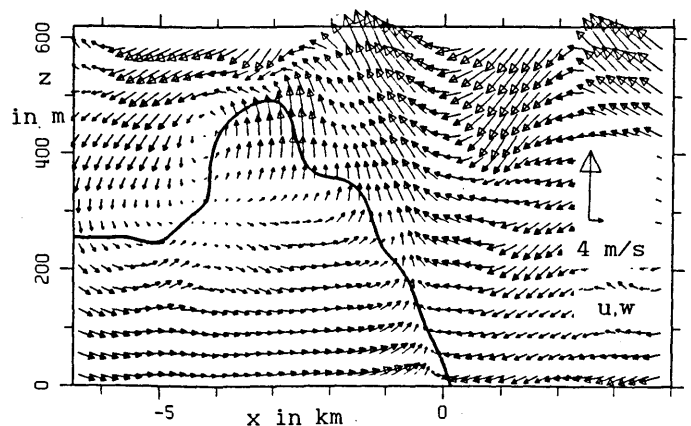
Der Vortrag erläutert frontogenetische Strukturen als Indiz für die Mannigfaltigkeit der Prozesse und Wettererscheinungen an atmosphärischen Fronten. Beispiele (aus Experimenten und Modellrechnungen), die gezeigt werden, sind:

→ Seewind-Frontogenese aus Experimenten in Süd-Australien (Kraus et al., 1990);

→ Quasigeostrophische Frontogenese aus einer analytischen Studie für Kalt- und Warmfronten (Ewenz und Kraus, 1990);

→ Synoptisch-skalige Frontogenese aus einem 2 1/2-dimensionalen numerischen Modell (Keuler et al., 1992) bei unterschiedlichen Fronten (hochreichend, flach) und Antrieben (Deformations- und Scherungsantrieb).

In diesem extended abstract sei nur die Quercirkulation aus einem der Seewind-Datensätze gezeigt. Der Leser möge sich vorstellen, wie nun die Frontogenese-Terme im x-z-Querschnitt aussehen. Zur Erläuterung ist die Seewind-Front etwa im Maximum der Gradienten von Θ und q (spez. Feuchte) dick eingezeichnet. Rechts liegt die warme, trockene Luft, links die kühlere, feuchtere Luft, die vom Meer her einströmt. Außer im gutdurchmischten Bereich ganz rechts nimmt Θ überall mit der Höhe zu, q ab. Mit diesen Angaben kann man sich nun die Strukturen von $\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial x}$, $\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \Theta}{\partial z}$ und $\frac{\partial}{\partial x} \vec{v} \cdot \vec{H}$ oder die entsprechenden Terme für die Feuchtefront überlegen. Mit der Existenz dieser Frontogeneseterme zerstört die Quercirkulation die Front nicht. (Eine Überprüfung der eigenen Überlegungen ist an Hand der entsprechenden Darstellungen in Kraus et al. (1990) möglich.)



Literatur:

- Ewenz, C.M. and Kraus, H., 1990: An Analytical Exercise to Elucidate Quasi-geostrophic Frontogenesis. Meteorol. Atmos. Phys., 42, 179-196.
- Keuler, K., Kerkmann, J., Kraus, H. and Schaller, E., 1992: Orographical Modification and Large-scale Forcing of a Cold Front. In Print, Meteorol. Atmos. Phys.
- Kraus, H., Hacker, J.M. and Hartmann, J., 1990: An Observational Aircraft-Based Study of Sea-Breeze Frontogenesis. Boundary-Layer Meteorol., 53, 223-265.

MITTLERE JÄHRLICHE VERTIKALSTRUKTUREN VON KALTFRONTEN

Horst Malberg und Giovanni Frattesi
Freie Universität Berlin

Seit der grundlegenden Arbeit von J. Bjerknes im Jahre 1919 über die Struktur wandernder Zyklonen haben sich zahlreiche Untersuchungen mit den thermischen und dynamischen Eigenschaften von Kaltfronten beschäftigt. Doch trotz aller Erkenntnisse bestätigt sich im synoptischen Alltag immer wieder die Aussage von K. Browning (1982): "There is often confusion in the synoptic analysis of cold fronts." Zu komplex sind die Strukturen von Kaltfronten, zu vielfältig sind ihre Erscheinungsbilder.

Auf der DMT 1989 in Kiel konnten die ersten Ergebnisse einer Untersuchung vorgestellt werden (veröffentlicht in der Meteor. Rdsch. 44/1991), die auf der Auswertung von mehr als 100 Kaltfrontdurchgängen im Berliner Raum basierten. Anhand der bodennahen zeitlichen Änderungen von Temperatur- und Äquivalenttemperatur, von Luftdruck und Wind sowie anhand des frontalen Niederschlagsverhaltens lassen sich vom synoptischen Standpunkt grundsätzlich vier verschiedene Kaltfronttypen unterscheiden:

- Typ 1 ist gekennzeichnet vor allem durch die starke frontale Temperaturänderung; er entspricht der schnell ziehenden Kaltfront 2. Art.
- Typ 2 ist primär durch seine starke frontale Feuchteänderung und weniger durch eine Temperaturänderung gekennzeichnet.
- Typ 3 zeigt eine zeitliche Abkopplung von Temperatur- und Feuchtegradienten und entspricht der langsam ziehenden Kaltfront 1. Art.
- Typ 4 zeigt deutlich frontolytischen Charakter mit stärkerer ausgeprägten Feuchte- als Temperaturänderungen.

Damit ergeben sich nach dem Verhalten der bodennahen Parameter zwei thermisch und zwei hygrisch dominante Kaltfronttypen.

Im zweiten Teil der Untersuchung galt es die Frage zu beantworten, mit welchen Vertikalstrukturen die 4 Kaltfronttypen verbunden sind. Aerologisch ausgewertet wurden auf der Grundlage der Lindenberger Radiosondenaufstiege von 00z, 06z, 12z und 18z insgesamt 106 Kaltfrontdurchgänge. Von ihnen gingen 37 nachts (00z \pm 3 Std.), 27 morgens (06 \pm 3 Std.), 23 mittags (12z \pm 3 Std.) und 19 abends (18 \pm 3 Std.) durch.

In Abb. 1 ist die mittlere Vertikalstruktur der pseudopotentiellen Temperatur für die vier Kaltfronttypen wiedergegeben. Der Kaltfronttyp 1 ist gekennzeichnet durch eine starke 6-std. Änderung der pseudopotentiellen Temperatur nach dem Bodenfrontdurchgang. Beim Kaltfronttyp 2 ist die Frontschicht in ihrer pseudopotentiellen Struktur dem Typ 1 ähnlich; jedoch weist er im Bereich zwischen 850 hPa und 500 hPa unmittelbar vor der Front einen erheblich stärker ausgeprägten Gradienten als der Typ 1 auf.

Deutlich geneigter erscheint die Frontschicht beim Kaltfronttyp 3. Seine 6-std. θ_{ps} -Änderungen nach Frontdurchgang sind nur etwa halb so groß wie bei den ersten beiden Typen. Prä- und postfrontale Änderungen vollziehen sich allmählich. Am schwächsten ist der Kaltfronttyp 4 ausgeprägt. Seine frontolytischen Vorgänge spiegeln sich sowohl in der flachen Neigung der Frontschicht als auch in den geringsten 6-std. θ_{ps} -Änderungen nach dem Bodenfrontdurchgang wider.

Über die mittleren Vertikalprofile der pseudopotentiellen Temperatur der beteiligten Luftmassen gibt Abb. 2 Aufschluß. Die höchsten O_{ps} -Werte werden in der Warmluft beim Kaltfronttyp 1 angetroffen; auch ist bei ihm der pseudopotentielle Temperaturgegensatz am größten, während er beim Kaltfronttyp 4 am geringsten ist.

In der Tabelle sind die zeitlichen Änderungen der pseudopotentiellen Temperatur für einzelne Niveaus zwischen dem präfrontalen und dem postfrontalen Bereich wiedergegeben.

KF-Typ	Boden.	800	500	400 hPa
1	9	8	5	4
2	5	8	5	5
3	7	7	3	2
4	6	6	2	1

Auch hinsichtlich der latenten Labilität unterscheiden sich die Kaltfronttypen von-

einander. Beim Kaltfronttyp 1 weisen Warmluft wie Kaltluft eine latent neutral bis labil geschichtete untere Troposphäre auf. Von den übrigen Kaltlufttypen ist eine nennenswerte latente Labilität nur beim Typ 2 in der Kaltluft festzustellen, denn beim Typ 4 beschränkt sie sich auf die unteren 1000 m und für den Kaltfronttyp 3, der langsam wandernden Kaltfront, ist im Mittel postfrontal eine leicht latent-stabile Schichtung charakteristisch.

So nimmt zwischen dem Boden und 700 hPa innerhalb der Kaltluft die pseudopotentielle Temperatur bei den Kaltfronttypen 1 und 2 nur um 1 bis 2 K ab, während es beim Kaltfronttyp 3 rund 5 K und beim Kaltfronttyp 4 sogar fast 7 K sind.

Eine Aufspaltung der pseudopotentiellen Temperatur in Temperatur- und Feuchte-term, d.h. getrennte Betrachtung der vertikalen Temperatur- und Feuchtestrukturen unterstreicht die Eigenständigkeit der 4 Kaltfronttypen.

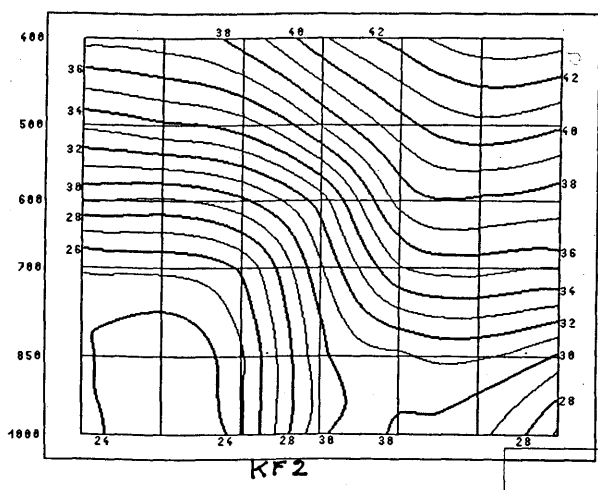
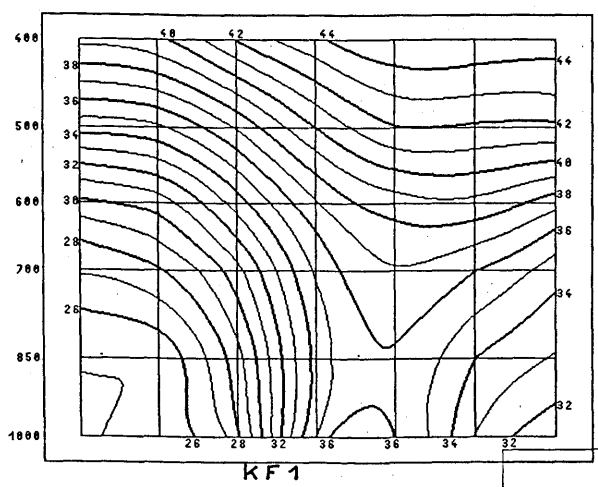


Abb. 1 Vertikalschnitte der pseudopotentiellen Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) für die 4 Kaltfronttypen (Jahresmittel)

Abb. 1 (ff)

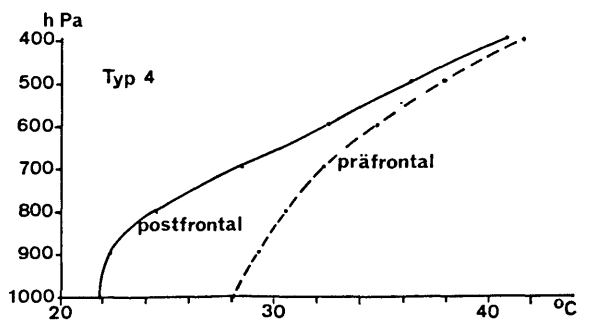
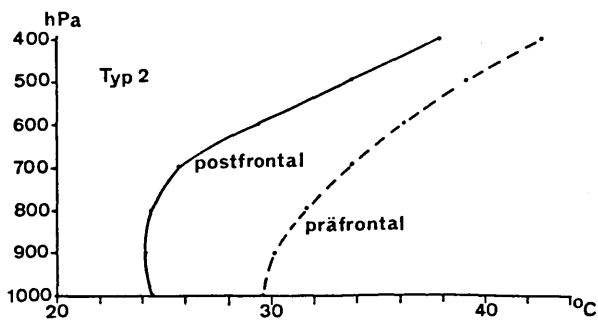
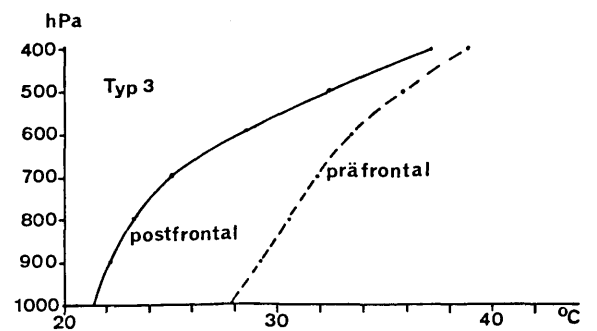
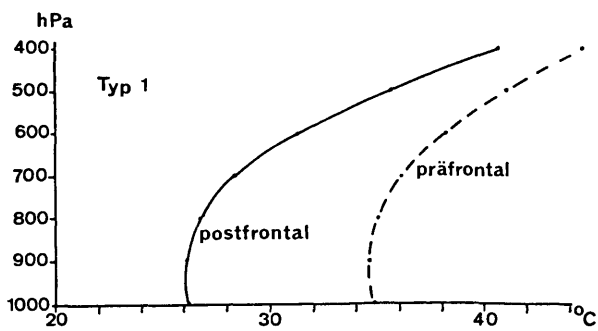
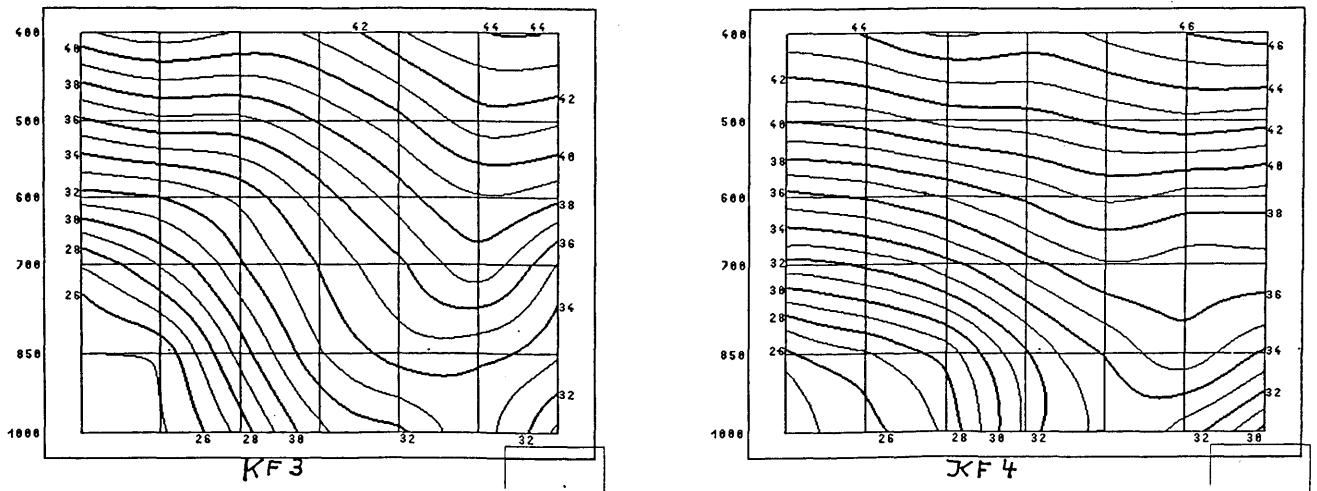


Abb. 2 Mittlere jährliche prä- und postfrontale Vertikalprofile der pseudopotentiellen Temperatur bei den 4 Kaltfronttypen

GEGENWÄRTIGER STAND UND ENTWICKLUNG DER STATISTISCHEN MITTELFRISTVORHERSAGE IM DWD

Dr. Wolfgang Enke

Deutscher Wetterdienst Abteilung Forschung

1 EINLEITUNG

Der ehemalige Meteorologische Dienst der DDR konnte auf eine lange Tradition der statistischen Mittelfristinterpretation zurückschauen. Die ersten Anfänge gehen auf H. Maede Mitte der 60er Jahre zurück und waren später mit den Namen M. Buttenberg und K. Balzer verbunden. Nach der Wiedervereinigung beider Deutscher Staaten bestand zunächst die Aufgabe, den Status quo ante für die neuen Bundesländer unter den veränderten Bedingungen operationell wieder zu aktivieren. In einer zweiten Phase ist geplant, das mittelfristige Interpretationsprognose-Angebot auch auf die alten Bundesländer auszuweiten. Das mittelfristige Vorhersageverfahren AFREG ist, wie schon aus dem Namen ersichtlich, zweistufig aufgebaut.

2 DIE AF (- ANALOGE FÄLLE) - KOMPONENTE

Anhand eines Archivs historischer Prediktoren über 20 Jahre wird ein Ensemble der (mit der aktuellen Wetterlage) $N^* = 35$ ähnlichsten Fälle selektiert. Sie liegen innerhalb einer Zeitspanne von plus/ minus 30 Tage um das aktuelle Datum.

Beurteilt wird nicht nur der Grad der Analogie bezüglich eines Zeitpunktes, z.B. 4. Folgetag, 00 Uhr, sondern eines Wetterlagen"prozesses", indem auch das 24 Stunden nachfolgende "Muster" des Druck- und Temperaturfeldes berücksichtigt wird, also folgende 4 Vorhersagekarten:

RT500/100 hPa	x	-----	x
AT1000 hPa	x	-----	x
Tag n, 00 UTC		Tag n+1, 00 UTC	

Die Ähnlichkeit jedes zum Vergleich vorgesehene historischen komplexen Musters wird gemäß dem aus der Verifikation von NWP-Modellen bekannten (Distanzmaß) S1-score bewertet:

$$AM_j = \frac{\sum_{i=1}^{64} (|x_{pi} - x_{ji}| * \alpha_i)}{\sum_{i=1}^{64} (\max(|x_{pi}|, |x_{ji}|) * \alpha_i)}$$

- x_{pi} = vorhergesagte horizontale Differenz der AT bzw. RT. Je Einzelfeld 16 Differenzen
- x_{ji} = historischer Fall j. Für 20 Archivjahre
- α_i = Gewichte.

Die N Vergleichsfälle - z.Zt. $N \approx 1200$ verschiedene historische Wetterlagenmuster - werden nach aufsteigender Größe der AM_j geordnet. Es ist interessant, darauf hinzuweisen, daß es schon nach diesem 1. (Analogie-) Schritt möglich ist, Vorhersagen von (allen möglichen!) lokalen Wetterelementen zu erzeugen, indem zu den N^* analogen Kalendertagen die zugehörigen, gesuchten Wetterelemente beigeordnet werden.

3 DIE REG (=REGRESSION)-KOMPONENTE VON AFREG

führt anhand der wetterlagenspezifischen (!) Ministichprobe der N^* analogen Fälle eine lineare Regressionsanalyse durch, um die Wirkung von drei zusätzlichen obligatorischen Einflußgrößen (Prediktoren) auf den Prediktanden y zu berücksichtigen.

$$\hat{y}_{ijk} = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_3 x_3$$

- Prediktor x_1 = Bodendruckniveau (AT1000) am zentralen Gitterpunkt
- Prediktor x_2 = Schichtdicke (RT500/1000) am zentralen Gitterpunkt
- Prediktor x_3 = der letzte bekannte Wert des Prediktanden als wichtige, wetterlagenabhängige (!) Persistenzinformation.
- Index i = vorherzusagende Wetterelemente
- Index j = Gebiet
- Index k = Vorhersagezeitraum

Aus Gründen einer 3fach zu sichernden Konsistenz bezüglich der i, j, k werden die o.g. drei Prediktoren obligatorisch verwendet, d.h. es findet keine "lokale Optimierung" mittels "screening" statt, d.h. einer Selektion von jeweils unterschiedlichen Prediktoren aus einer größeren Anzahl potentieller Einflußgrößen.

Nach der Schätzung von \hat{y}_{ijk} werden die partiellen Regressionskoeffizienten a_m , $m = 0, 1 \dots 3$ wieder vergessen und bei der nächsten Vorhersage neu berechnet.

Nicht in jedem Fall gelingt eine stabile, zuverlässige Verbesserung der Prognosegüte mit den drei o.g. (Zwangs-) Prediktoren. Dies ergaben gezielte Verifikationen. Daher werden zur Zeit

- die relative Sonnenscheindauer SD und
- die Niederschlagsvorhersage RR, WO und W5 (s.3.)

nur mittels der analogen Fälle (AF, nicht AF + REG) bestimmt.

4 DIE INTERPRETIERTEN NWP-MODELLE

Das täglich zeitigste Interpretationsangebot stammt vom EZMW-Modell, Reading, wo die 12, 36 ... 156 stündigen Prognosen interpretiert werden. Außerdem wird das Globale Modell des DWD (GM) in einem zusätzlichen, späteren AFREG-Lauf, ebenfalls bis zum 6. Folgetag statistisch interpretiert.

5 DAS PROGNOSEANGEBOT VON AFREG

In den Bulletins FXDL60 und FXDL62 (Mittelfrist, 1. bis 7. Folgetag für 4 Gebiete in den neuen Bundesländern und die Mittelgebirgsstation Sonneberg (südlicher Thüringer Wald) werden folgende Elemente prognostiziert:

MIN = Temperaturminimum (18 - 06 UTC) in °C
MAX = Temperaturmaximum (06 - 18 UTC) in °C

SD = relative Sonnenscheindauer in Prozent der astronomisch möglichen
RR24 = 24stündige Niederschlagsmenge
WO, W5 = Vorhersage der Niederschlagswahrscheinlichkeit > 0 bzw. > 5mm.
WI00, = Bodenwindrichtung
WI12 = Bodenwindgeschwindigkeit in m/s, 00 und 12 UTC
GEW, = mittlere (Punkt-) Wahrscheinlichkeit NEB (%) für das Auftreten von Gewitter bzw. Nebel innerhalb von 24 Stunden (Ereignistag)
PET = potentielle Evapotranspiration in Zehntelmillimeter

LITERATURVERZEICHNIS

BALZER, K.: Über die automatische Interpretation von Vorhersagekarten am NMC Potsdam - Ein Erfahrungsbericht. Z. Meteorol., Berlin, 34 (1984) 1, S. 3-13

ENKE, W.: Ein Verfahren zur Aufstellung statistischer Prognosealgorithmen als Einheit von Cluster-, Diskriminanz- und Regressionsanalyse. Z. Meteorol., 36 (1986) 2, S. 117-122

Objektive Identifikation individueller Zyklonen und Blockierungen

Robert Sausen¹⁾²⁾, Winfried König²⁾ und Frank Sielmann²⁾

1) Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Institut für Physik der Atmosphäre, W-8031 Oberpfaffenhofen

2) Meteorologisches Institut der Universität Hamburg Bundesstraße 55, W-2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Die klimatische Variabilität äußert sich in den mittleren Breiten vor allem in Verlagerungen und Intensitätsänderungen von Zyklonen sowie in Änderungen der Häufigkeit blockierender Wetterlagen. Flächendeckende Datensätze aus Beobachtungsreihen oder von numerischen Simulationen mit Klimamodellen können diese Zusammenhänge erhellen, wenn geeignete Verfahren der Mustererkennung zur Verfügung stehen.

Im folgenden werden zwei automatische Mustererkennungsverfahren vorgestellt, die jeweils zur objektiven Identifikation von Blockierungen bzw. von Zyklonen benutzt werden. Die Routinen wurden erfolgreich auf Datenfelder in T21-Auflösung des Hamburger Klimamodells ECHAM und von EZMW-Analysen angewandt.

2 Methode

2.1 Erkennung von Blockierungen

Wenn man Blockierungen betrachtet, sollte man nicht nur die Häufigkeit von extremen positiven Anomalien des Geopotentialfeldes bestimmen, sondern auch die Dauer und die räumliche Ausdehnung der Anomalien sollte berücksichtigt werden. Wir wählen ein Verfahren, das der synoptischen Definition von Blockierungen entspricht:

Zunächst wird die Anomalie z' des 500 hPa Geopotentialfeldes (relativ zum zeitlichen Mittel) bestimmt. Abb. 1 zeigt ein Hovmöller-Diagramm von z' in 58.1°N für eine Modellsimulation in einem Zeitraum von 120 Tagen. Um im Anomaliefeld die Blockierungen zu identifizieren, suchen wir nach zusammenhängenden Gebieten im dreidimensionalen Raum-Zeit-Gitter ($\Delta\lambda \approx \Delta\varphi \approx 5.6^\circ, \Delta t = 12\text{ h}$) mit $z' \geq 300\text{ gpm}$, die mindestens 5 Tage existieren.

Anschließend werden diese Gebiete ergänzt durch

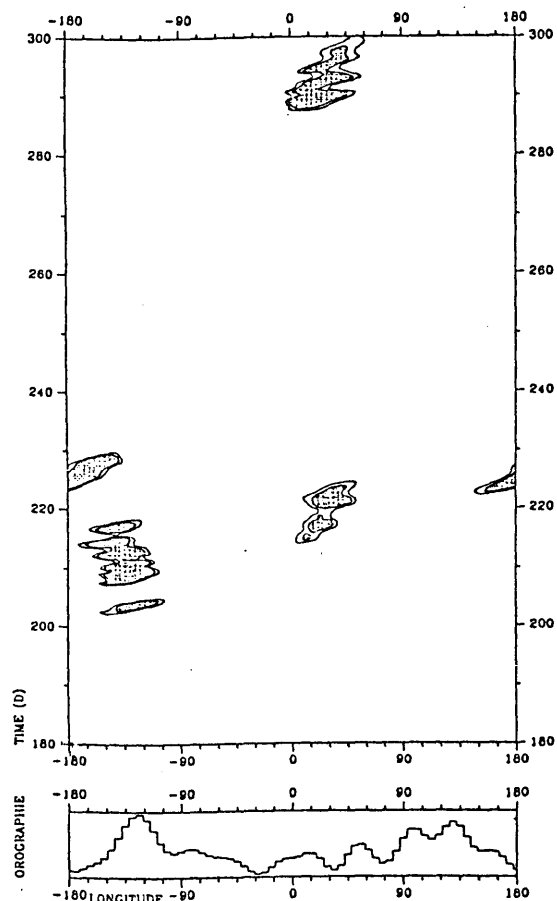


Abbildung 1: Hovmöller-Diagramm der Geopotentialanomalie z' in 58.1°N .

diejenigen Punkte im Raum-Zeit-Gitter, die unmittelbar an das gefundene Gebiet angrenzen und für deren Anomalie $z' \geq 250\text{ gpm}$ gilt. Im betrachteten Fall werden vier große Blockierungsereignisse gefunden, zwei über Europa und jeweils einen über dem Ostpazifik bzw. über dem westlichen Nordamerika. Unser Verfahren berücksichtigt, daß Blockierungen normalerweise nicht ortsfest sind, sondern sich langsam sowohl zonal als auch meridional verlagern.

2.2 Identifikation von Zyklonen

Zyklonen sind u.a. gekennzeichnet durch ein Minimum der geopotentiellen Höhe in unteren Schichten, durch ein Maximum der Vorticity und durch eine Lebensdauer von einigen Tagen. Von diesen Merkmalen wird ein erstes Kriterium abgeleitet, das für jeden Gitterpunkt geprüft wird:

- (1) Die Zyklone sei gekennzeichnet durch ein relatives Minimum im 1000 hPa Geopotentialfeld, das mindestens 20 gpm niedriger als seine Umgebungspunkte ist.

Die Schranke vom 20 gpm wurde mit Rücksicht auf die Glättung der Felder in T21-Auflösung gewählt. Der Vergleich wird zunächst an den acht direkten Nachbarpunkten N durchgeführt. Wenn die Differenz zu einem Nachbarn die Schranke nicht überschreitet, wird geprüft, ob die drei nächsten Punkte S nach außen hin das Kriterium erfüllen. Auf diese Weise soll eine geschlossene Kette von Nachbarpunkten N, S mit einer Geopotentialdifferenz von mindestens 20 gpm identifiziert werden. Ein Beispiel solch einer Kette ist in Abb. 2 dargestellt.

Ist das erste Kriterium nicht erfüllt, wird überprüft, ob die Geopotentialanomalie zu irgendeinem Zeitpunkt ihrer Entwicklung das Kriterium (1) erfüllt. So ergibt sich ein zweites Kriterium:

- (2) Existiert zu jedem Zeitschritt in einem Zeitintervall von 48 h auf einem der Gitterpunkte C, N, S ein relatives Geopotentialminimum in 1000 hPa oder ein relatives Vorticitymaximum in 850 hPa; und:

Gibt es einen Zeitschritt innerhalb dieser Periode, in der diese Störung das Zyklonenkriterium (1) erfüllt?

Mit Kriterium (2) wird eine Störung entweder als Zerfallphase einer vorher intensiven Zyklone erkannt oder als Zyklonogenese, die durch das Vorticitymaximum gekennzeichnet ist.

3 Anwendung

Die Zyklonenerkennung wurde u.a. auf die Ergebnisse eines Glashauss - Experimentes (Cubasch et

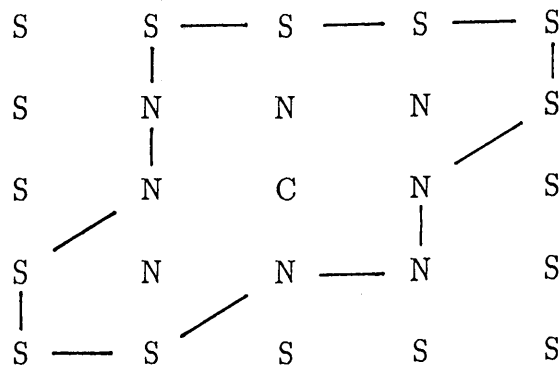


Abbildung 2: Beispiel einer Identifikation einer Zyklone in Gitterpunkt C. Die Position der Nachbarpunkte N und Umgebungspunkte S ergeben eine geschlossene Kette, wo die Geopotentialdifferenz die angegebene Schranke überschreiten soll.

al., 1991) angewandt. Die globale Erwärmung bewirkt im allgemeinen eine polwärtige Verschiebung der Haupt-Zyklonenbahnen.

Eine statistische Analyse zeigte, daß der Einfluß der Temperaturerhöhung auf die Zyklonenhäufigkeit besonders signifikant auf der Südhemisphäre ist. In der Nordhemisphäre entstehen signifikante Unterschiede vor allem im Herbst und führen zu einer nördlichen Verlagerung der Häufigkeitsmaxima über dem Nordatlantik und einer östlichen Verlagerung über dem Nordpazifik.

Eine Abschätzung der Zyklonenintensität, die durch Variation der Schranke von Kriterium (1) gewonnen werden dann, zeigte keine signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Simulationen, d.h. die Intensität von Zyklonen ändert sich bei höherem CO₂-Gehalt nicht.

Literatur

- CUBASCH, U., K. HASSELMANN, H. HÖCK, E. MAIER-REIMER, U. MIKOLAJEWICZ, B. D. SANTER und R. SAUSEN, 1991: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Max-Planck-Institut für Meteorologie. Report No. 67*, 18 pp.

Karl Bumke und Lutz Hasse

Institut für Meereskunde, Abteilung maritime Meteorologie

Düsternbrooker Weg 20, D-2300 Kiel

1 EINLEITUNG

Bei der Verwendung von analysierten Windfelder als Antrieb für gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modelle sind Flußkorrekturen erforderlich (Sausen et al., 1988), was unter anderem auf eine ungenügende Auflösung kleiner Skalen zurückgeführt wird. In der vorliegenden Arbeit werden daher die räumlichen Skalen der Beobachtungen von Schiffen auf dem Nordatlantik und von analysierten Feldern untersucht.

2 DATENBASIS

Zur Verfügung stehen die Synopmeldungen von Schiffen und Küstenstationen für das Gebiet des Nordatlantik. Aus diesen Beobachtungen wurden mit Hilfe eines eigenen Analyseverfahrens (Bumke und Hasse, 1989) die täglichen Felder des Windes und des Luftdrucks für ein $2^\circ \times 2^\circ$ Gitterfeld berechnet. Das Analyseverfahren basiert auf der Polynommethode und arbeitet mit einer variablen räumlichen Auflösung. Die mittlere Halbwertsbreite der Filterfunktion beträgt 220km.

Die Daten werden in dieser Arbeit in zwei Weisen benutzt: Als direkte Beobachtungen und als Gitterpunktwerte.

Zudem stehen die Analysen der Schubspannungen des EZMW für zur Verfügung. Dieses Analyseverfahren arbeitet nach der Methode der objektiven Analyse, wobei eine Korrelationsfunktion, eine Gauß-Funktion mit einer Halbwertsbreite von 589 bis 1178km, vorgegeben werden muß (Lönnerberg und Hollingsworth, 1984).

3 THEORIE

Zur Untersuchung der in den Beobachtungen und Analysen enthaltenen räumlichen Skalen dient die Korrelationsfunktion. Ihre Berechnung setzt voraus, daß die zu korrelierenden Größen an festen geographischen Positionen gleichzeitig bestimmt werden. Diese Bedingung ist jedoch für die Beobachtungen von Schiffen aufgrund ihrer geringen Anzahl nicht zu erfüllen. Wenn horizontale Homogenität vorausgesetzt werden kann, also mindestens die Varianzen unabhängig vom Ort sind, können alle Beobachtungspaare mit dem gleichen Abstand zwischen den Beobachtungen zur Berechnung des Korrelationskoeffizienten für diesem Abstand benutzt werden.

Die mit diesem Verfahren erreichte Auflösung der Korrelationsfunktion der direkten Beobachtungen beträgt 20km.

Ein entscheidender Vorteil der Verwendung der Korrelationsfunktion als Maß für das räumliche Auflösungsvermögen ist, daß diese im Gegensatz zur Strukturfunktion mit der Fourier-transformierten ein sogenanntes Transformationspaar bildet und somit die Berechnung der Energiespektren erlaubt.

4 KORRELATIONEN AUS DEM GITTERPUNKTFELD

Abbildung 1 zeigt für die Nord-Süd-Komponente des Windes die Variation der räumlichen Korrelationsfunktionen mit der geographischen Breite. Jeder einzelne Punkt gibt die Korrelation eines bestimmten Gitterpunktpaares an. Zum Vergleich ist

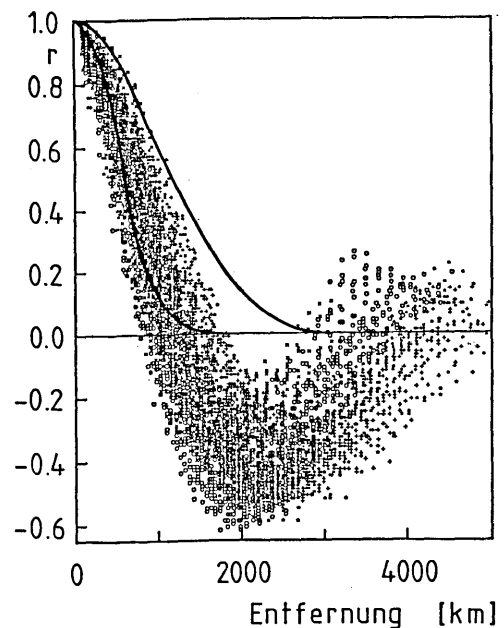


Abbildung 1: Zonale Korrelationsfunktionen der Gitterpunktwerte der Nord-Süd-Komponente des Windes für Analysen der Winter der Jahre 1982 bis 1985, 12 Uhr GMT, als Funktion des Abstandes zwischen den Gitterpunkten für verschiedene geographische Breiten.

(+ = 19° - 29° N, * = 31° - 39° N, o = 41° - 49° N, x = 51° - 65° N) Jeder einzelne Punkt gibt die Korrelation eines bestimmten Gitterpunktpaares an. Zum Vergleich ist die Gauß-Funktion des EZMW mit einer Halbwertsbreite von 589 und 1178km eingezeichnet worden.

die Gauß-Funktion des EZMW gezeigt. Diese fällt teilweise langsamer ab als die Korrelationsfunktion der analysierten Werte der Nord-Süd-Komponente des Windes.

Ähnliche Variationen zeigen die Korrelationsfunktionen auch für verschiedene Jahreszeiten, zudem sind sie anisotrop, zeigen also deutliche Unterschiede in zonaler und meridionaler Richtung. Insgesamt zeigt sich, daß ein optimales Interpolationsverfahren die jahreszeitlichen und geographischen Variationen ebenso wie die Anisotropie berücksichtigen müßte. Falls man aus operativen Gründen mit einer einheitlichen Korrelationsfunktion arbeiten will, müßte unseres Erachtens diejenige ausgewählt werden, die den raschesten Abfall aufweist, um nicht wesentliche Prozesse wegzuglätten.

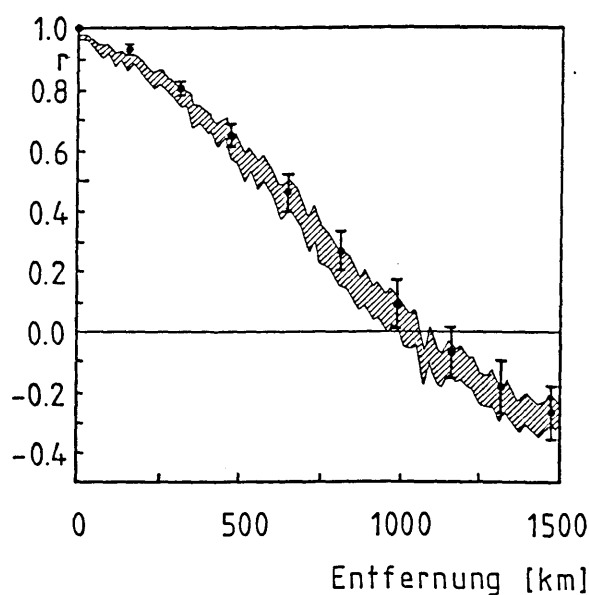


Abbildung 2: Zonale Korrelationsfunktionen der direkten Beobachtungen und der Gitterpunktwerte der Nord-Süd-Komponente des Windes des Zeitraums von Mai 1982 bis April 1985, 12 Uhr GMT, als Funktion des Abstandes zwischen den direkten Beobachtungen bzw. den Gitterpunkten. Schraffiert ist der 95%-Signifikanzbereich der Korrelationsfunktion der direkten Beobachtungen dargestellt, die ausgefüllten Punkte und senkrechten Balken geben die Mittelwerte der Korrelationen der Gitterpunktwerte und ihre Standardabweichungen an.

5 KORRELATIONSFUNKTIONEN VON DIREKTEN BEOBACHTUNGEN UND GITTERPUNKTWERTEN

Abbildung 2 zeigt einen Vergleich der Korrelationsfunktionen der Nord-Süd-Komponente des Windes von direkten Beobachtungen und von den Gitterpunktwerten in zonaler Richtung. Die Korrelationsfunktion der Beobachtungen nimmt etwas stärker ab als die des Gitterfeldes, jedoch sind die Unterschiede gering.

Dabei ist zu beachten, daß der Einfluß des Beobachtungsfehlers auf die zur Normierung benutzten Varianzen der Beobachtungen korrigiert wurde. Dabei wurde angenommen, daß der Beobachtungsfehler zufällig ist und somit keinen Anteil zur Kovarianz liefert.

Der Beobachtungsfehler wurde aus Beobachtungspaaren abgeleitet, bei denen der Abstand beider Beobachtungen nicht mehr als 20km betrug. Ausgedrückt als Standardabweichung beträgt er 1.4 m/s.

6 GLÄTTUNG DER ANALYSEN DES EZMW BEI KLEINEN WELLENLÄNGEN

Aus unseren Analysen wurden mit Hilfe eines stabilitätsabhängigen Reibungskoeffizientens (Isemer und Hasse, 1987) die Felder der Schubspannungen berechnet.

Ein Vergleich mit den Analysen der Schubspannung des EZMW zeigt für unsere Analysen eine geringere Glättung bei Wellenlängen von weniger als 1000km. Dabei wurden die Spektralwerte bei 1000km Wellenlänge auf denselben Wert für beide Analysen normiert. Dann beträgt die mittlere Varianz der Schubspannung für Wellenlängen kleiner als 1000km für die Analysen des EZMW im Mittel für alle geographischen Breiten von 21°N bis 65°N nur 75% der entsprechenden Varianzen unseres eigenen Analyseverfahrens. Dies ist von besonderer Bedeutung für ozeanographische Untersuchungen, da die Wirbel im Ozean kleinere Skalen aufweisen als die atmosphärischen Wirbel. Der Verlust an Varianz in diesem Spektralbereich ist gleichbedeutend mit einer Verringerung des Antriebs ozeanographischer Wirbel.

7 LITERATUR

- BUMKE, K.; HASSE, L.: An analysis scheme for determination of true surface winds at sea from ship synoptic wind and pressure observations. *Bound. Lay. Met.* 47 (1989), S.295-308
- ISEMER, H.-J.; HASSE, L.: The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean, volume 2: Air sea interactions. Heidelberg, New York, Tokio: Springer Verlag 1987
- LÖNNBERG, P.; HOLLINGSWORTH, A.: Meteorological data analysis, Meteorological training course lecture note No 2.2, ECMWF 1984
- SAUSEN, R.; BARTHEL, K.; HASSELMANN, K.: Coupled ocean atmosphere models with flux correction. *Climate Dynamics* 2 (1988), S.145-163

DIAGNOSE UND INTERPRETATION VON FRONTEN IM ALPENRAUM

Reinhold A. Steinacker
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck, Österreich

Die Erforschung von atmosphärischen Fronten erfreut sich in jüngster Zeit eines besonderen internationalen Interesses (z.B. CLOUGH 1987, HOINKA u. VOLKERT 1987, RYAN et al 1985). Dabei konzentrieren sich die Untersuchungen einerseits auf die Feinstruktur der Fronten, andererseits auf ihre Modifikation durch unterschiedlichen Untergrund (Land - Meer) oder durch die Orographie.

Das Frontverhalten im Alpenraum ist durch folgende Besonderheiten gekennzeichnet:

- Frontabbremmung normal, Frontbeschleunigung parallel zum Gebirge, bedingt durch das Blockieren der Luft am Hindernis (trapped gravity flow), z.B. VOLKERT et al 1991.
- Präfrontaler Föhn mit unterschiedlicher Beeinflussung der Verlagerungsgeschwindigkeit der Front, je nach Intensität des Leetiefs, z.B. HEIMANN, 1990.
- Formierung von mehreren Frontlinien mit z.T. unterschiedlicher Verlagerungsgeschwindigkeit, z.B. STEINACKER, 1992 A.
- Auslösung von präfrontaler Konvektion über den Alpen mit Folgewirkung für die leeseitigen Gebiete, z.B. GEB 1990 u. 1991.
- Frontdeformation durch die Alpen mit Blockieren der niedertroposphärischen Front (Umwandlung in eine stationäre orographische Front bzw.

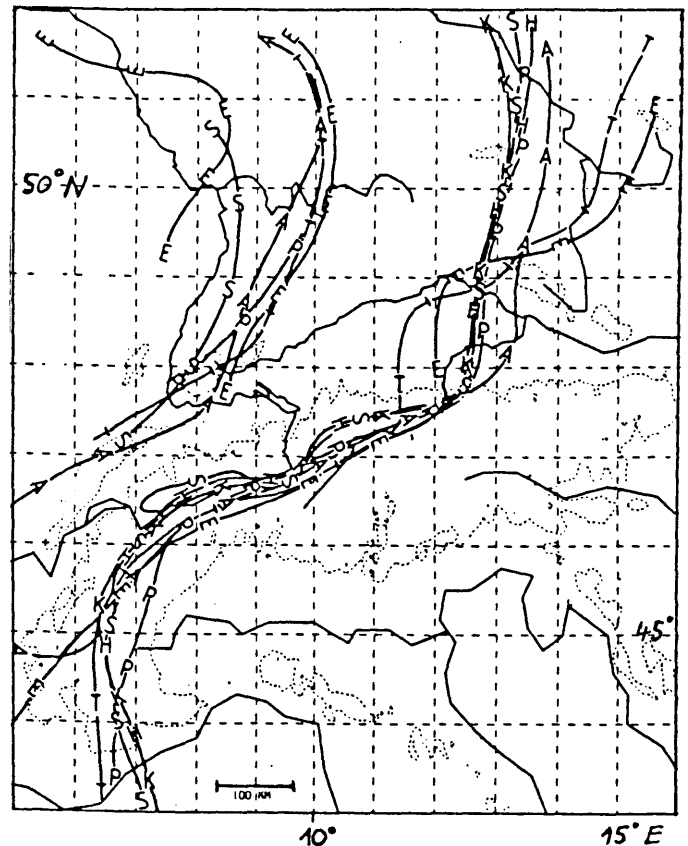


Fig. 1: Verschiedene Frontlinien (vordere Begrenzung der Frontzone) am 8. 10. 1987 12UTC. P... "Druckfront", A... "Drucktendenzfront", T... thermische Front, E... Luftmassenfront, H, K, S... manuell analysierte Bodenfront von drei "Analysten" (s. STEINACKER 1992A).

Luftmassengrenze) und Abkoppelung der mittel und obertroposphärischen Front, z.B. STEINACKER 1991.

Um diese Vielzahl von mesoskaligen Phänomenen besser in den Griff zu bekommen, muß eine Abkehr von der herkömmlichen Frontenanalyse - mit nur einer Frontlinie - vollzogen werden. Ein wesentliches Ergebnis des Deutschen Frontexperiments 1987 bestand im Hinweis darauf, daß mit dem heute existierenden, recht dichten

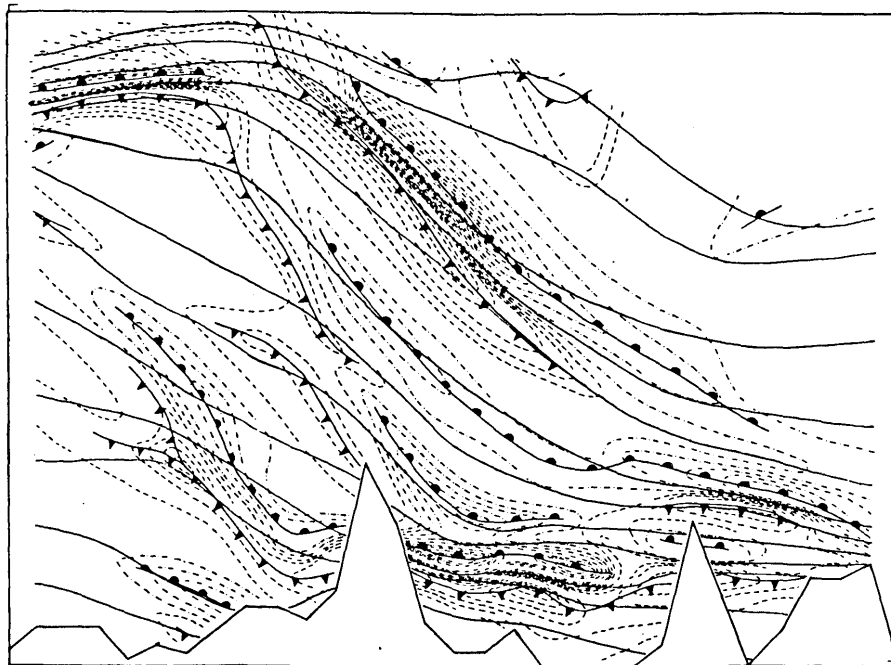


Fig. 2: Objektive Frontenanalyse (Intensität) im Querschnitt über die Alpen am 2. 3. 1982 00UTC. Durchgezogen sind Isentropen mit 2.5K Abstand, strichliert Frontintensitäten in $10^{-10} \text{ K m}^{-2}$, STEINACKER 1991.

synoptischen Meßnetz im Alpenraum, bereits ein Großteil solcher mesoskaliger Strukturen operationell erfaßt werden könnte, s. Fig. 1. Die operationellen Dienste könnten durch gezielte routinemäßige mesoskalige Analysen unter Verwendung aller verfügbarer Daten großen Nutzen für das Nowcasting erzielen, WEICKMANN, 1991. Objektive, automatische Verfahren sind hierbei schon aus Zeitgründen zu bevorzugen, STEINACKER, 1992B.

Eine dynamische Interpretation der Fronten sollte immer auf die Vertikalstruktur Rücksicht nehmen. Die mangelnde Dichte der Radiosonden im Alpenraum kann dabei zumindest in der unteren Troposphäre durch die Information der Bergstationen wettgemacht werden. Damit läßt sich eindeutig zwischen bodennahen Inversionen, stationären orographischen Fronten (Luftmassengrenzen) und dynamisch aktiven Frontzonen unterscheiden s. Fig. 2.

Literaturverzeichnis:

CLOUGH S.A.: The mesoscale frontal dynamics project. Meteor. Mag. 116 (1987) 32-42.
 GEB M.: Die Rolle der Hauptfrontalzone und der Alpen bei der Entwicklung des Münchener Hagelsturms. Teil I, Beil. Berl. Wetterk. SO 9/91 (1991) 1-12.
 GEB M., H. SIELAND-CORADAZZI: Die Rolle der Hauptfrontalzone und der Alpen bei der Entwicklung des Münchener Hagelsturms. Teil II (Dokumentation), Beil. Berl. Wetterk. SO 8/90 (1990) 13-40.
 HOINKA K.P., H. VOLKERT: The German Front Experiment 1987. Bull. AMS 68 (1987) 1424-1427.
 RYAN B.F., K.J. WILSON, J.R. GARRATT, R.K. SMITH: Cold fronts research programme: progress, future plans, and research directions. Bull AMS 66 (1985) 1116-1122.
 STEINACKER R.: Fine mesh isentropic analysis of fronts in the Alpine region. Veröff. Schweiz. Met. Anst. 49 (1991) 47-51.
 STEINACKER R.: Zur objektiven Bestimmung von Frontlinien. Contr. Phys. Atm. 65 (1992A) in Druck.
 STEINACKER R.: Dynamical aspects of frontal analysis. Meteorol. Atmos. Phys. 43 (1992B) in Druck.
 VOLKERT H., L. WEICKMANN, A. TAFFERNER: The Papal Front of 3 May 1987: A remarkable example of frontogenesis near the Alps. Q.J.R.Meteorol.Soc. 117 (1991) 125-150.
 WEICKMANN L.: Squall-line characteristics north of the Alps. ALPEX Regional Bull. 17 (1991) 34-35.

WAS HABEN WIR VOM "FRONT EXPERIMENT 1987" GELERNT?

Klaus-Peter Hoinka

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR

Zusammenfassung

Es wird über das "Deutschen Frontexperiment 1987" berichtet, wobei Ergebnisse zur Frontogenese durch Orographie, Wechselwirkung zwischen Föhn und Front, orographisch geleiteten Dichteströmung und Modifikation von Niederschlagsstrukturen durch Orographie vorgestellt werden.

1. Einleitung

Der in diesem Jahr beendete DFG-Schwerpunkt "Orographie und Fronten" diente der Untersuchung der thermischen und dynamischen Struktur von orographisch beeinflussten Kaltfronten. Ein wesentlicher Bestandteil des Programms war die Vermessung von Fronten im Rahmen des Feldexperiments "Deutsches Frontexperiment" im Herbst 1987 (HOINKA and VOLKERT, 1987). Dieses Experiment hatte zum Ziel, verschiedene Frontpassagen über Mitteleuropa zu vermessen und möglichst vollständige Datensätze zu Kaltfrontereignissen zu erstellen. Durch koordinierten Einsatz von verschiedenen Meßgeräten, die über die Bundesrepublik mit Schwerpunkt am Alpenrand verteilt waren, wurde der Einfluß der Alpen auf Kaltfronten untersucht. Zum Einsatz kamen Radiosonden, Radargeräte, Meßtürme und Meßflugzeuge. Zahlreiche, teilweise speziell eingerichtete Bodenstationen registrierten die Änderungen, die die Frontpassage am festen Ort hervorrief (HOINKA et al., 1988).

Während des Experimentzeitraumes wurden insgesamt fünf Kaltfronten vermessen. Ein Überblick über diese Messungen ist in HOINKA et al. (1988) und eine Zusammenschau der Ergebnisse der Datenanalysen zum Frontexperiment sind in HOINKA and VOLKERT (1992) zu finden. Im Folgenden wird über die wichtigsten Ergebnisse berichtet.

2. Ergebnisse

Beobachtungen zeigen, daß Kaltfronten in Alpennähe intensiviert werden, was darauf hindeutet, daß die

Orographie frontogenetisch wirksam ist. Dies ist unter anderem daran erkennbar, daß der mit der Front verbundene Drucksprung am kräftigsten am Alpenrand ist (FREYTAG, 1990); auch der Temperaturfall verstärkt sich von West nach Ost entlang dem Alpenrand, wie dies den Analysen der "Papst-Front" zu entnehmen ist (VOLKERT et al., 1991). Aus synoptisch-skaligen Analysen wurden verschiedene Terme der frontogenetischen Funktion errechnet, wobei sich ergab, daß die für eine Frontogenese zuständigen Terme in Alpennähe besonders ausgeprägt sind (KURZ, 1990).

Bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts hat v.Ficker auf die Wechselwirkung von Front und Föhn hingewiesen. Für Wetterbeobachter ist es eine bekannte Tatsache, daß der Föhn eine Front im alpennahen Bereich verzögern, wenn nicht sogar auflösen kann. Aus den Analysen des Experiments geht hervor, daß mit Hilfe des präfrontalen Föhns es auch zu einer Intensivierung der Front kommen kann, was bedeutet, daß Druck- und Temperatursprung ausgeprägter werden und daß die Zuggeschwindigkeit der Front deutlich zunimmt. Ein Ergebnis des Experiment ist, daß diese Art der Wechselwirkung als ein wichtiger Prozeß erkannt wurde. Diese Frontintensivierung ist vor allem für die Wettervorhersage im alpennahen Bereich von Bedeutung.

Während der ersten Intensivmeßphase wurde eine Front vermessen, deren bodennahe Vorderseite im Skalenbereich einiger Kilometer die Eigenschaft einer Dichteströmung hatte. Diese Strömung entstand nachdem kräftige frontgebundene Niederschläge in der Gegend der Schwäbischen Alp zu einer Abkühlung geführt hatten und diese kältere Luft bodennah in Richtung Osten strömte, wobei deren Geschwindigkeit größer als jene der Front war. Diese Dichteströmung trat in Wechselwirkung mit der bei Föhn im Alpenvorland üblicherweise vorhandenen bodennahen Kaltluft, so daß in der Gegend von München eine modifizierte Dichteströmung beobachtet wurde

(HOINKA et al., 1990). Numerische Simulationen bestätigten die Entwicklung der modifizierten Dichteströmung (HAASE, 1991). Orographisch geleitete Dichteströmungen waren während des Experiments nicht zu beobachten. Bei der "Papst-Front", die kurz vor Beginn des Experiments Bayern überquerte und die ebenfalls intensiv untersucht wurde, zeigten sich einige Hinweise auf eine Dichteströmung (VOLKERT et al., 1991). An dieser Front stellte man eine Intensivierung im alpennahen Bereich fest, außerdem waren die Isochronen am Alpenrand deutlich nach Osten ausgebeult, während weiter nördlich die Front nicht so rasch vorankam. Es wird seit langem vermutet, daß die mit einer Kaltfront verbundene Kaltluft wie eine Dichteströmung in die Täler einfließt. Dies wurde durch Messungen bestätigt, die zeigten, daß positive Druckdifferenz zwischen Vorland und Tal korreliert ist mit einem Einströmen in das Tal (MÜLLER and SLADKOVIC, 1990).

Aus numerischen Simulationen konnte abgeleitet werden, daß Feuchteprozesse im postfrontalen Bereich, z.B. Zunahme des Niederschlags durch Stau, auch zu einer Intensivierung der Front führen können (HEIMANN, 1990). Zum ersten Mal wurde am Alpenrand ein langgestrecktes Niederschlagsband ("narrow cold frontal rainband" oder "line convection") mit Hilfe eines Dopplerradars intensiv vermessen (HAGEN, 1990), wobei sich ergab, daß der damit verbundene Niederschlag sich bei Annäherung an die Alpen verstärkte.

3. Schlußbemerkung

Zusammenfassend ist festzustellen, daß das Experiment als erfolgreich bezeichnet werden kann. Es ist gelungen verschiedene Frontpassagen über Mitteleuropa zu vermessen; auch wurde der orographische Einfluß auf diese Fronten herausgearbeitet. Dennoch bleibt noch vieles zu tun, da die Erklärung der dahinterstehenden physikalischen Prozesse erst in ersten Schritten angegangen wurde. Abschließend ist zu betonen, daß wesentliche im DFG Schwerpunktsprogramm und im Experiment erzielte Ergebnisse erst durch die beispielhafte Zusammenarbeit zwischen Universitätsinstituten, Wetterdiensten und Großforschungseinrichtungen ermöglicht wurden, die für alle Seiten ein nachhaltiges Stimulanz darstellte.

Literatur:

- FREYTAG C., 1990: Modification of the structure of cold fronts over the foreland and in a mountain valley. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 43, 69 - 76.
- HAASE S., 1991: Numerical simulation of the bore-like cold front of 8 October 1987. *Tellus* 43A, 97 - 105.
- HAGEN M., 1989: Ableitung von Windfeldern aus Dopplermessungen eines Radars und Anwendung auf eine Kaltfront mit schmalen Regenband. PhD-Thesis, Universität München. 108 pp.
- HEIMANN D., 1990: Three-dimensional modeling of synthetic cold fronts approaching the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 42, 197 - 219.
- HOINKA K.P. and H. VOLKERT, 1987: The German Front Experiment 1987. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 68, 1424-1427.
- HOINKA K.P. and H. VOLKERT, 1992: Fronts and the Alps: Findings from the Front Experiment 1987. Eingereicht in *Meteorol. Atmos. Phys.*
- HOINKA K.P., VOLKERT H. and D. HEIMANN, 1988: The German Front Experiment 1987: Observations and Preliminary Results. *DFVLR-FB* 88-21. 133 pp.
- HOINKA K.P., HAGEN M., VOLKERT H. and D. HEIMANN, 1990: On the influence of the Alps on a cold front. *Tellus*, 42A, 140 - 161.
- KURZ M., 1990: The influence of the Alps on structure and behaviour of cold fronts over southern Germany. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 43, 61 - 68.
- MÜLLER H. and R. SLADKOVIC, 1990: Case studies of frontal passages in a mountain valley with direct access to the Bavarian prealpine region. Results from the German front experiment 1987. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 43, 77 - 87.
- VOLKERT H., WEICKMANN L. and A. TAFERNER, 1991: The papal front of 3 May 1987 - a remarkable example of frontogenesis near the Alps. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 117, 125 - 150.

DIE WECHSELWIRKUNG VON FÖHN UND KALTFRONTEN IM NÖRDLICHEN ALPENVORLAND

Dietrich Heimann

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR Oberpfaffenhofen, D-8031 Weßling

1 EINLEITUNG

Kaltfrontdurchgänge im nördlichen Alpenvorland sind häufig mit präfrontalem Föhn verknüpft. Jedoch sind genaue Prognosen des Verhaltens von Kaltfronten, sowie des Einsetzens und des Zusammenbrechens von Föhn im südbayerischen Raum auch heute noch sehr schwierig. In diesem Beitrag wird ein numerisches Modell verwendet mit dem systematisch diejenigen Parameter verändert werden können, die die Intensität des Föhns und die Ausprägung und das Verhalten von Kaltfronten maßgeblich bestimmen.

2 NUMERISCHE EXPERIMENTE

Das numerische Modell (Heimann, 1990) ist hydrostatisch approximiert und arbeitet auf einem dreidimensionalen, der Orographie folgenden numerischen Gitter. Für die Anwendungen im Alpenraum wurden zwei Modellgebiete definiert. Das Gebiet I umfaßt mit einer Ausdehnung von $1100 \times 750 \text{ km}^2$ die gesamten Alpen bei einer horizontalen Auflösung von ca. 24 km. Das Gebiet II wird in das erste genestet und umfaßt im wesentlichen den südbayerischen Raum. Die Gebietsausdehnung beträgt $280 \times 210 \text{ km}^2$ bei einer horizontalen Auflösung von ca. 8 km. In der Vertikalen werden beide Gebiete mit 20 Flächen zwischen dem Erdboden und 9 km über NN aufgelöst.

Die Intensität des Föhns wird in den Modellexperimenten folgendermaßen gesteuert: a) durch eine Modifikation der Orographie, b) durch Änderung der statischen Stabilität der über die Berge strömenden Luftmasse und c) durch die Richtung und den Betrag der transalpinen Luftströmung. Der Charakter der Kaltfront wird im wesentlichen durch den Temperaturkontrast an der Front, durch die Orientierung der Front und durch die normal zur Front gerichtete Komponente des großräumigen geostrophischen Windes bestimmt.

Grundsätzlich wird eine von Westen herannahende Kaltfront betrachtet. Die ungestörte großräumige Strömung in der präfrontalen Warmluft kommt aus Südsüdwest und weist eine wählbare transalpine (Süd-Nord-) Komponente auf. Die frontnormale (West-Ost-) Komponente der ungestörten großräumigen Strömung bleibt bei allen Experimenten unverändert. Außer einem Referenzexperiment und wurden sieben weitere Experimente durchge-

führt bei denen die Föhnparameter a, b und c und der Temperaturkontrast zwischen den beteiligten Luftmassen unabhängig voneinander variiert wurden.

3 ERGEBNISSE

Bild 1 zeigt synthetische Bodenwetterkarten des Referenzexperiments nach 6 und 12 Stunden Simulation im Gebiet I. Das Modell reproduziert die typische Deformation der Kaltfront am Gebirge. Über dem nördlichen Alpenvorland befindet sich vor der Front im Bereich des tiefsten Luftdrucks eine Konfluenz mit östlichen Winden über dem östlichen und südwestlichen Winden über dem westlichen Alpenvorland. Der präfrontale Drucktrog und die Windkonfluenz stehen in direktem Zusammenhang mit dem nordalpinen Föhn.

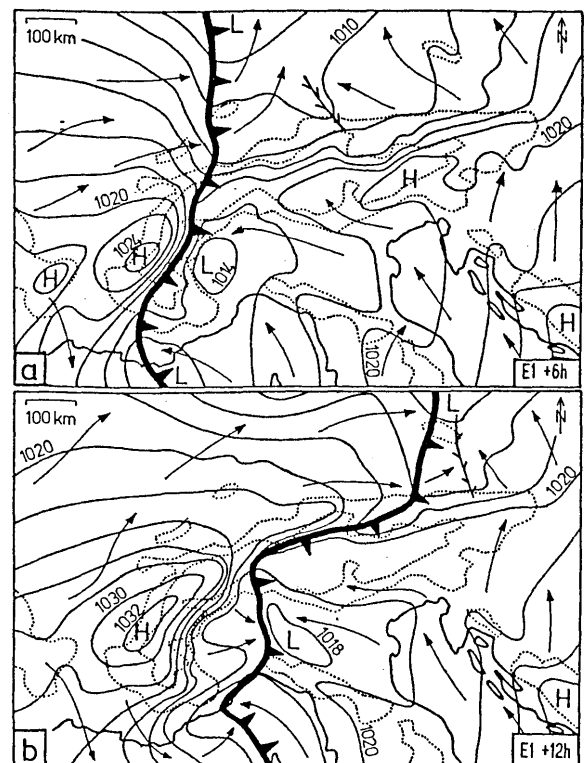


Bild 1

Die Wirkungsweise des Föhns ist in Bild 2 veranschaulicht. Bild 2a zeigt einen Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur nach 6 Stunden (vgl. Bild 1a) des Referenzexperiments entlang einer von West nach Ost, nördlich der Alpen verlaufenden Linie im Gebiet I. Die Kaltfront hat zu diesem Zeit-

punkt den Rhein erreicht. Infolge des Föhns sind die Isentropen vor der Front deutlich abgesenkt. Bild 2b zeigt dazu die Abweichung der potentiellen Temperatur des Referenzexperiments zu einem numerischen Experiment, bei dem die Orographie der Alpen bei 500 m ü NN abgeschnitten wurde und bei dem daher kein Föhn auftritt. Die föhnbedingte Erwärmung führt zu einer Druckabnahme im präfrontalen Bereich nördlich der Alpen, was eine Zunahme der östlichen Winde östlich von München (punktiert) und der westlichen Winde im Bereich der Front (schraffiert) und somit eine Beschleunigung der Front selbst bewirkt.

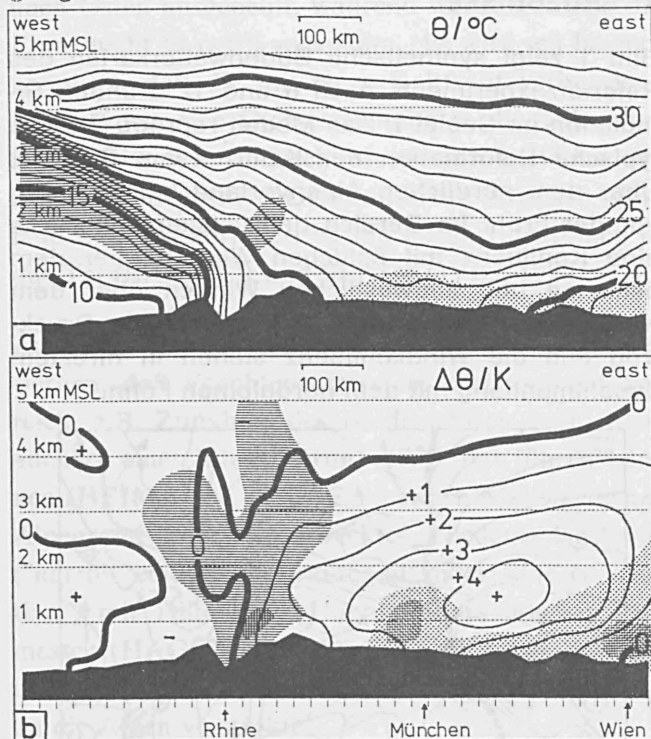


Bild 2

Bild 3a zeigt ein Ergebnis der genesteten Simulation im Gebiet II. Vergleicht man es mit der mesoskaligen Bodenanalyse (Bild 3b) vom 8. Oktober 1987 (Hoinka et al., 1990), so erkennt man die Ähnlichkeit vieler Strukturen im Wind- und Druckfeld. Die räumliche Dichte und hohe zeitliche Auflösung der Modellsimulation ermöglicht sogar die Darstellung mehrerer Frontlinien. Offene Frontsymbole: Beginn der Windzunahme; geschlossene Frontsymbole: Einsetzen der Abkühlung.

4 ZUSAMMENFASSUNG

Die numerischen Experimente erbrachten folgende Erkenntnisse. Bei neutraler Schichtung der einzelnen Luftmassen zeigt ein Vergleich der Experimente mit und ohne Alpenorographie eine Beschleunigung der Front entlang des nördlichen Alpenrandes allein aufgrund der Existenz der Alpen. Ist die Schichtung stabil und die Orographie realistisch, so beschleunigt der nun wirkende Föhn die Front zusätzlich. Bei niedriger transalpiner

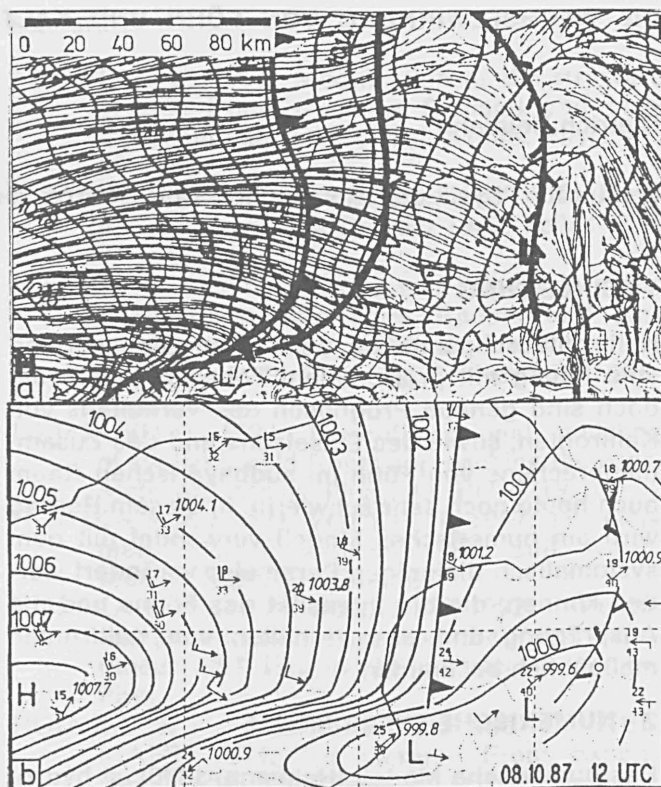


Bild 3

Strömung wird die Front am stärksten beschleunigt und die Föhnphase ist entsprechend kurz. Bei starker transalpiner Strömung kommt die Front nur langsam nach Osten voran und der Föhn hält länger an. Ursache für das unterschiedliche Geschwindigkeitsverhalten der Front ist die Richtung und der Betrag des präfrontalen frontnormalen Druckgradienten nördlich der Alpen, der sich aus der Überlagerung des großräumigen, an den vorgegebenen großräumigen Wind gekoppelten Druckgradienten und dem kleinräumigen, föhninduzierten Druckgradienten ergibt. Ist in der präfrontalen Warmluft eine Inversion vorhanden (bei 1000 m ü.NN.), so ist die Konfluenz vor der Front stärker ausgeprägt, während die Verlagerung der Front nicht nachhaltig beeinflusst wird.

Literatur: Heimann D., 1990: Three-dimensional modeling of synthetic cold fronts approaching the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 42, 197-219.
 Heimann D., 1992: Three-dimensional modeling of synthetic cold fronts interacting with northern Alpine foehn. *Meteorol. Atmos. Phys.*, angenommen.
 Heimann D., 1992: Potential and equivalent-potential temperature patterns at cold fronts with prefrontal foehn. *Meteorol. Atmos. Phys.*, eingereicht.
 Heimann D., 1992: Numerical simulation of mesoscale structures in the northern Alpine foreland during front passages: A dry cold front with prefrontal foehn. *Met. Zeitschr.*, eingereicht.
 Hoinka K.P., Hagen M., Volkert H., Heimann D., 1990: On the influence of the Alps on a cold front. *Tellus*, 42A, 140-164.

OROGRAPHISCH INDUZIERTE ZYKLOGENESEN IM WESTLICHEN MITTELMEERRAUM - ALPEX ERGEBNISSE

H. Pichler

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck

Eines der Hauptanliegen des GARP-ALPEX Projektes war die Untersuchung orographisch induzierter Zyklongenese im westlichen Mittelmeer. Innerhalb der speziellen Beobachtungsperiode von ALPEX-SOP in der Zeit vom 1.3.1982 bis 1.5.1982 traten 8 Fälle derartiger Zyklongenese auf. Im Rahmen des Forschungsprojektes "ALPEX-Diagnostik", gefördert von Österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung wurden alle 8 Fälle eingehend analysiert. Dazu war zunächst eine eingehende Qualitätskontrolle der Beobachtungsdaten (s. R. STEINACKER et al. 1987a,b und 1988a,b) erforderlich. Die Analysen wurden auf isentropen Flächen durchgeführt und zwar mit einer horizontalen Auflösung von ca. 45 km und einer vertikalen von 2.5 K. Um den Einfluß der Alpen auf die meteorologischen Parameter besser herausarbeiten zu können, wurden für die "Optimum Interpolation Method" aus den ALPEX-Daten anisotrope Strukturfunktionen hergeleitet (s. A. LANZINGER und R. STEINACKER, 1990a). Mit Hilfe dieses Analysenverfahrens wurden für alle orographisch induzierten Zyklongenese während ALPEX-SOP in 6-stündiger Abfolge 4 Grundfelder (Montgomery Potential, geopotentielle Höhe, zonale und meridionale Windkomponenten) und 24 Felder von "abgeleiteten" Größen, wie z.B. absolute und potentielle Vorticity, Divergenzen des horizontalen Windes, Massenflußdivergenzen, entsprechende Advektionen, etc. in 17 bzw. 6 verschiedenen Niveaus analysiert. Dies ergab für ALPEX-SOP 126 496 analysierte Felder, die den ALPEX-Gruppen für Forschungszwecke zur Verfügung stehen. Ein geringer Teil dieser Analysen wurden (jeweils 2 Flächen pro Termin

mit ausgewählten Feldern und Querschnittsanalysen) in Form eines ALPEX-Atlanten (s. A. LANZINGER et al., 1990b) veröffentlicht.

Die aus diesen Analysen gewonnenen Resultate (s. H. PICHLER et al. 1990) können folgendermaßen zusammengefaßt werden. Im westlichen Mittelmeer treten zwei Typen von orographisch induzierten Zyklongenese zufolge des Einflusses der Alpen auf. (A) *Vorderseitentypus*: Dieser Typus ist durch eine zyklongenetische Entwicklung an der Vorderseite eines den Alpenraum überquerenden Troges charakterisiert, wobei die Zyklongenese unterhalb des *rechten* Einzugsgebietes eines von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Jetstreaks stattfinden. (B) *Überströmungstypus*: In diesem Fall tritt bei großräumiger Alpenüberströmung aus Nord bis Nordwest die Zyklongenese im Lee der Alpen unterhalb des *linken* Auszugsgebietes des nach Süden bzw. Südosten weisenden Jetstreaks auf (s. auch MATTOCKS, C. and BLECK, R., 1986). Je nach Lage dieses Jetstreaks findet eine Leezyklongenese im Golf von Genua oder über der Adria statt. Durch die entsprechenden Massenflußdivergenzen im rechten Einzugsgebiet bzw. linken Auszugsgebiet eines Jetstreaks mit den dazugehörigen orographisch mitverursachten Massenflußkonvergenzen in den unteren Luftschichten wird das für eine Zyklongenese notwendige ageostrophische "Zirkulationsrad" quer zur Richtung des Jetstreams induziert. Der Einfluß der Orographie dokumentiert sich sehr deutlich in dem durch die Alpen verursachten "Flow-

Splitting" und "Blocking" der aus Nordwesten anströmenden Kaltluft bis etwa zur Kammhöhe (oder etwas darüber hinaus). Dieser Effekt tritt nicht nur beim Überströmungstypus, sondern auch beim Vorderseitentypus (Winddrehung mit der Höhe) auf und bewirkt ein antizyklonales Umfließen der Alpen nach Osten bzw. zyklonales Umfließen nach Süden bzw. Südwesten ins westliche Mittelmeer. Durch letzteres verstärkt sich der Temperaturgegensatz, was zur Einleitung einer Zyklonogenese (barokliner Instabilitätsprozeß) führt.

Betrachtet man die orographisch induzierte Zyklonogenese vom Standpunkt des Konzepts der Erhaltung ERTEL'schen potentiellen Vorticity, so kann gezeigt werden, daß es zur Einleitung einer Zyklonenbildung im westlichen Mittelmeer kommt, wenn eine Phasenkoppelung zwischen den obertroposphärischen und niedertroposphärischen Maxima der potentiellen Vorticity stattfindet gemäß den Vorstellungen von E. KLEIN-SCHMIDT (1950) bzw. B.J. HOSKINS et al. (1985). Dabei dringt das obertroposphärische Maximum, das meistens von einem Ausbruch sehr stabil geschichteter unterer Stratosphärenluft herrührt, gegen den Alpenraum vor und koppelt mit dem niedertroposphärischen Maximum südlich der Alpen, das durch die blockierende Wirkung des Alpenkammes ortsfest bleibt (s. Abb. 1). Siehe dazu H. PICHLER und R. STEINACKER (1992) und auch A. TAFFERNER (1990).

Im Rahmen eines weiteren Forschungsprojektes "ALPEX-Simulation", das ebenfalls vom Österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung gefördert wird, werden nun alle 8 ALPEX-SOP Zyklonogenesen mit Hilfe eines isentropen Atmosphärenmodells nach R. BLECK (1984) in 6-stündiger Abfolge numerisch simuliert (s. H. PICHLER et al., 1992) und mit den ebenfalls in 6-stündiger Abfolge vorliegenden ALPEX-Analysen verglichen. Um einen tieferen Einblick in die Dynamik orographisch induzierter Zyklonogenesen zu bekommen,

kommt einem derartigen Vergleich von "abgeleiteten" Größen (z.B. potentielle Vorticity, Advektion von potentieller Vorticity etc.) besondere Bedeutung zu.

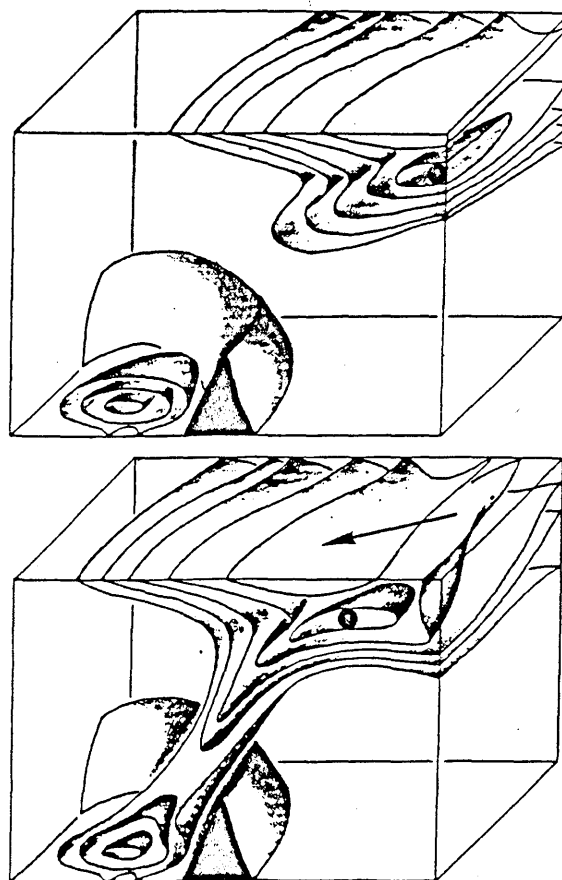


Abb. 1: Phasenkoppelung zwischen ober- und niedertroposphärischen Maxima potentieller Vorticity. ALPEX-SOP Zyklonogenese am 17. März 1982 (s. H. Pichler und R. Steinacker, 1992)

Literatur:

- BLECK, R.: An isentropic coordinate model suitable for lee cyclogenesis simulation. *Riv. Met. Aer.* 44 (1984), S. 189-194.
- HOSKINS, B.J.; MCINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W.: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 111 (1985), S. 877-946.

KLEINSCHMIDT, E.: Über den Aufbau und Entstehung von Zyklonen. Meteorol. Rdsch. 3 (1950), S. 1-6.

LANZINGER, A.; STEINACKER, R.: A fine mesh analysis scheme designed for mountainous terrain. Meteorol. Atmosph. Phys. 43 (1990a), S. 213-219.

LANZINGER, A.; PICHLER, H.; STEINACKER, R.: ALPEX-Atlas; Case studies of ALPEX-SOP cyclones in the Western Mediterranean. Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Austria (1990b), pp 334.

MATTOCKS, C.; BLECK, R.: Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during initial stages of lee cyclogenesis. Mon. Wea. Rev. 114 (1986), S. 2033-2056.

PICHLER, H.; STEINACKER, R.; LANZINGER, A.: Cyclogenesis induced by the Alps. Meteorol. Atmosph. Phys. 43 (1990), S. 21-29.

PICHLER, H.; STEINACKER, R.; LANZINGER, A.: Numerical simulation of orographically induced cyclogenesis. Report WMO-CAS/ISC-WGNE "Research activities in atmospheric and oceanic modelling" (1992) in print.

PICHLER, H.; STEINACKER, R.: ALPEX-Results (Submitted for Publ., Mon. Wea. Rev.), 1992.

STEINACKER, R.; KLÖTZER, W.; LANZINGER, A.: The quality of ALPEX Level-IIb SYNOP and RAWIN data. Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Austria; SYNOP randomly distributed errors (1987a), Part I; RAWIN randomly distributed errors (1987b), Part III; SYNOP systematic errors (1988a), Part II; RAWIN systematic errors (1988b), Part IV.

TAFFERNER, A.: Lee cyclogenesis resulting from the combined outbreak of cold air and potential vorticity against the Alps. Meteorol. Atmosph. Phys. 43 (1990), S. 31-47.

SIMULATION DER WECHSELWIRKUNG ZWISCHEN FRONTEN UND GEBIRGSWELLEN

Klaus Keuler¹, Cäcilia Ewenz², Andreas Becker², Helmut Kraus², Eberhard Schaller²

¹ Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Kreuzeckbahnstraße 19, 8100 Garmisch-Partenkirchen

² Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, 5300 Bonn 1

1 EINLEITUNG

In der vorliegenden Studie wird der Einfluß eines Bergrückens auf die Verlagerung und Entwicklung von Kaltfronten mit Hilfe eines mesoskaligen Modells untersucht. Simulationen mit verschiedenen großskaligen Grundströmungsfeldern demonstrieren gleichzeitig die Bedeutung frontogenetischer Antriebe für die frontale Entwicklung. Ziel der Studie ist es, anhand idealisierter Kaltfronten und synthetischer Grundströmungsfelder die Wechselwirkungen zwischen der Front und der durch eine einfache Orographie gestörten Grundströmung durch gezielte Veränderung der Eingangsparameter systematisch zu analysieren. In einer Weiterentwicklung des Modells wird auch der Einfluß von Kondensations- und Niederschlagsprozessen auf die Front untersucht.

2 MODELLBESCHREIBUNG

Das Modell (KEULER 1990 und KEULER et al. 1992) wurde speziell zur Simulation des Einflusses von Orographie auf frontale Strukturen entwickelt. Es ist hydrostatisch und basiert auf den primitiven Gleichungen in bodenfolgenden Koordinaten. Numerische Verfahren mit geringer Diffusion ermöglichen die Simulation starker frontaler Gradienten über einen Zeitraum von 48 Stunden ohne nennenswerte Dämpfung. Strahlungsrandbedingungen am Oberrand und an den seitlichen Modellrändern verhindern die Reflexion auslaufender Wellen. Durch ein freies Ausströmen am Oberrand können sich die von der Orographie induzierten Gebirgswellen ungestört über die gesamte Modellhöhe ausbreiten. Das Modell ist 2-dimensional (x - z -Ebene), enthält aber die Gradienten der großskaligen Felder in y -Richtung, so daß z.B. frontparallele Temperaturgradienten berücksichtigt werden können. Die Kondensation von Wolkenwasser, dessen Umwandlung in Regenwasser durch Autkonversion und Akkreszenz, sowie die Verdunstung von Regentropfen und deren Fallgeschwindigkeit werden durch Parametrisierungen nach ORVILLE u. KOPP (1977) und LIN et al. (1983) beschrieben. Das Modellgebiet umfaßt horizontal 2000 km mit einer äquidistanten Gitterauflösung von 20 km. Die Modellhöhe beträgt 20 km mit einer wahlweise äquidistanten oder nicht-äquidistanten Auflösung von 51 Schichten.

3 MODELLSIMULATIONEN

Die für die Simulationen verwendeten Anfangsfelder repräsentieren idealisierte Kaltfronten mit geostrophisch balancierten frontparallelen Windfeldern. Abb.1 zeigt exemplarisch eine der für die Simulationen verwendeten Kaltfronten mit einem frontparallelen Südjet in der oberen Troposphäre. Durch die Wahl verschiedener zonaler Grundströmungsfelder wird der Einfluß unterschiedlicher großskaliger Antriebe auf die Entwicklung der vorgegebenen Kaltfronten simuliert. Dabei wird zwischen drei prinzipiellen Typen von Antriebsfeldern unterschieden:

- Homogene Grundströmungen, welche die Front ohne frontogenetische Antriebe verlagern.
- Horizontal konfluente Grundströmungen, welche die Front durch Deformationsantrieb intensivieren.
- Vertikal gescherte Grundströmungen, welche die Front durch frontparallele Temperaturadvektion verstärken.

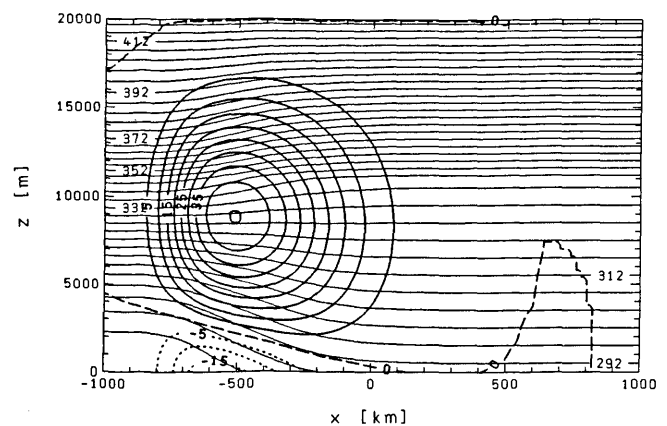


Abb.1: Anfangsfelder der potentiellen Temperatur und des frontparallelen Windfeldes einer idealisierten Kaltfront (Nordwinde sind gestrichelt dargestellt).

Die im Falle frontogenetisch wirkender Grundströmungsfelder mit der Front verbundene ageostrophische Querzirkulation wird zu Beginn der Simulationen durch die Lösung einer für primitive Gleichungen erweiterten Sawyer-Eliassen Gleichung vorgegeben. Durch das Grundströmungsfeld angetrieben, überquert die Front während der Simulation einen idealisierten Bergrücken bei stabiler Schichtung. Entsprechende Vergleichsläufe ohne Berg und die Simulation der reinen Gebirgsüberströmung der jeweiligen Grundströmungsfelder ohne Kaltfront ermöglichen eine

detaillierte Analyse der Wechselwirkung zwischen der Front und der Gebirgsüberströmung (KERKMANN 1990 und KEULER et al. 1992). Um des weiteren den Einfluß von Wolken- und Niederschlagsprozessen auf die frontale Entwicklung zu untersuchen, werden zusätzliche Simulationen mit unterschiedlichen Anfangsverteilungen der relativen Feuchte durchgeführt. Die hier gezeigten Ergebnisse beziehen sich jedoch ausschließlich auf die Simulationen trockener Kaltfronten. Einige Ergebnisse der feuchten Simulationen werden in einem gesonderten Beitrag (Poster: EWENZ et al. 1992) vorgestellt.

4 ERGEBNISSE

Die Simulationen zeigen deutlich eine gegenseitige Beeinflussung von Front und Gebirgsüberströmung. So schwächt sich die Front auf der Vorderseite des Bergrückens ab, verstärkt sich aber auf der Rückseite wieder und erreicht Intensitäten, die in den meisten Fällen größer sind als in den Vergleichsläufen ohne Berg. Abb.2 zeigt einen solchen Vergleich der Stärke des Temperaturgradienten an der Bodenfront für die Simulationen der in Abb.1 gezeigte Front unter dem Einfluß eines gescherten Grundströmungsfeldes.

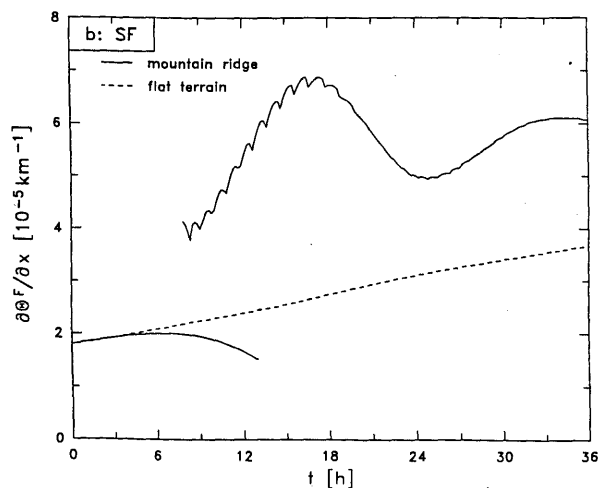


Abb.2: Zeitliche Entwicklung des Temperaturgradienten der Bodenfront mit und ohne Berg.

Die Analyse der Frontogeneseterme, gemäß dem von MILLER (1948) eingeführten Ansatz, belegt die Bedeutung der vom Berg induzierten Störung der Grundströmung für die frontale Entwicklung. Starke Konvergenz im ageostrophischen Windfeld und Superposition mit der vom Berg induzierten Welle sind die wesentlichen Ursachen für die starke Intensivierung der Front im Lee des Bergrückens. Die durch die Frontpassage verursachte Luftmassenänderung und die frontale Quercirkulation modifizieren ihrerseits die Struktur der Gebirgsüberströmung, was wiederum den Einfluß der Gebirgsüberströmung auf die Frontentwicklung verändert. Unter bestimmten Bedingungen

erscheint die Überquerung des Bergrückens nicht als kontinuierlicher Prozess. Während sich die Front auf der Luvseite abschwächt, kommt es gleichzeitig auf der Leeseite zur Bildung einer neuen Front. Durch diesen Prozess erscheint die Front auf der Rückseite des Berges früher, als es die Simulation über flachem Gelände erwarten läßt. Abb.3 zeigt die unterschiedliche Verlagerung der Bodenfront in den Simulationen mit und ohne Berg für die in Abb.1 gezeigte Front unter dem Einfluß eines gescherten Grundströmungsfeldes. Die Trennung zwischen der Front im Luv und der im Lee des Berges tritt ebenso wie in Abb.2 deutlich hervor.

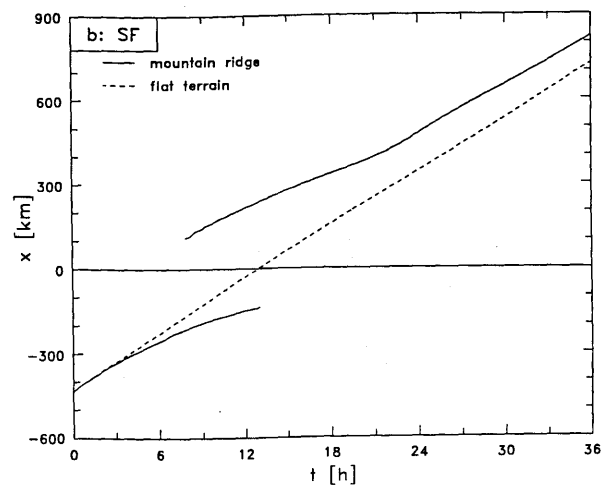


Abb.3: Position des maximalen Temperaturgradienten der Bodenfront mit und ohne Berg.

5 LITERATURVERZEICHNIS

- EWENZ, C.; KEULER, K.; BECKER, A.; KRAUS, H.; SCHALLER, E.: Der Einfluß von Feuchte auf die Entwicklung von Fronten in unterschiedlichen Antriebsfeldern. *Annalen der Meteorologie* (DMT '92, Poster).
- KERKMANN, J.: Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala Modell. Teil 2: Tests des Modells und Ergebnisse der Frontensimulationen. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 38. Bonn 1990.
- KEULER, K.: Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala Modell. Teil 1: Modellentwicklung. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, Heft 37. Bonn 1990.
- KEULER, K.; KERKMANN, J.; KRAUS, H.; SCHALLER, E.: Orographical modification and large scale forcing of a cold front. *Meteorol. Atmos. Phys.* (1992/im Druck)
- LIN, Y.-L.; FARLEY, R.D.; ORVILLE, H.D.: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, S. 1065-1092.
- MILLER, J.E.: On the concepts of frontogenesis. *J. Meteor.* 5, S. 169-171.
- ORVILLE, H.D.; KOPP, F.J.: Numerical simulation of the life history of a hail storm. *J. Atmos. Sci.* 34 (1977), S. 1596-1618.

EIN VERGLEICH VON UNTERSCHIEDLICH APPROXIMATIERTEN 2D-FRONT-SKALA-MODELLEN ZUR ANALYSE DYNAMISCHER FEEDBACK-MECHANISMEN BEI FRONTALEN ENTWICKLUNGEN

A. Gabriel und H.D. Schilling

Meteorologisches Institut Bonn

1. Einleitung

Eine Front und die mit ihr verbundene ageostrophische Querkirkulation entsteht und entwickelt sich in einem frontforzierenden geostrophischen Antriebsfeld, z.B. einem klassischen Deformationsfeld oder einer baroklinen Eady-Welle mit vertikaler Scherung des querfrontalen geostrophischen Windes. Darüberhinaus existieren eine Reihe von dynamischen Wechselwirkungen zwischen der mesoskaligen Querkirkulation und der geostrophischen synoptischen Skala, die die Entwicklung der Front beschleunigen und modifizieren, z.B. bei starken ageostrophischen Konvergenzen oder in Verbindung mit dem ageostrophischen Anteil v_{ag} des frontparallelen Windes v (Hoskins, 1982; Orlanski und Ross, 1984; Reeder und Keyser, 1988). Diese positiven wie negativen Rückwirkungen bzw. Feedbacks resultieren aus Transporten geostrophischen sowie ageostrophischen Impulses und werden in der vorliegenden Arbeit mit Hilfe einer Kaskade approximierter Versionen des zweidimensionalen Bonner-Front-Skala-Modells (reibungsfreie quasigeostrophisch-balancierte, semigeostrophisch-balancierte und anelastisch-approximierte primitive Gleichungen) systematisch untersucht und analysiert. Eine detaillierte Beschreibung des Modells findet man bei Keuler (1989).

2. Ageostrophisch-Geostrophische Wechselwirkungen

Exemplarisch seien einige Ergebnisse für den Fall einer bodennahen Kaltfront mit

reinem Scherungsantrieb dargestellt ($\partial u_g/\partial x=0$, $\partial u_g/\partial z=1.33 \cdot 10^{-3} s^{-1}$). Die Initialisierung erfolgte durch Vorgabe eines bodennahen Frontaljet und dem mit ihm nach thermischer Windgleichung verbundenen Temperaturfeld (Abb.1).

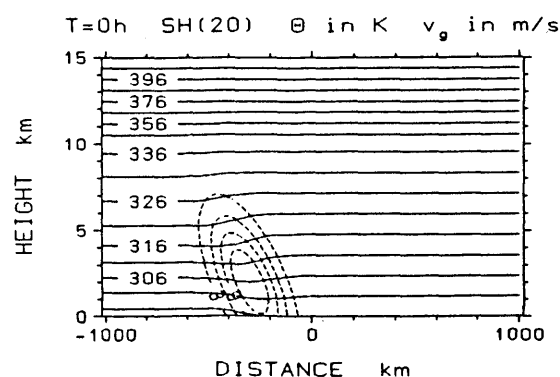


Abb.1: Initialfelder für potentielle Temperatur Θ und Frontaljet v_g (Maximum: 15 m/s, Isolinien: 3 m/s)

Abb. 2 zeigt die frontalen Entwicklungen nach 24h Simulationszeit. In allen drei Versionen (QG: quasigeostrophisch, SG: semigeostrophisch, PE: primitiv) bilden sich, typisch für den Scherungsantrieb, zwei Zirkulationszellen, je nach Grad der Approximation jedoch in unterschiedlicher Intensität und Struktur. Die bodennahe (linke) Zelle in der Kaltluftregion bildet sich intensiver in der QG-Version aus, die höher gelegene, (rechte) Zelle in der Warmluftregion dagegen intensiver in der SG-Version, ebenso wie auch der frontale Aufwind im Bereich zwischen den beiden Zellen ($\rho w = -\partial \Psi / \partial x$, $\rho u_{ag} = \partial \Psi / \partial z$). Hier zeigt sich die Wirkung ageostrophischer Advektion geostrophischen Impulses durch die bodennahen, konvergenten und die höher gelegenen, divergenten Anteile der Zellen, die in der SG-Version den Aufwind zu einem schmalen Band

verengen und intensivieren. Diese Rückwirkung fehlt in der QG-Version, in der die Quercirkulation ausschließlich Resultat des geostrophischen Antriebs und der Tendenzen von v_g und Θ ist. Die Balancierung erfolgt in beiden Versionen über eine rein diagnostische Lösung der Sawyer-Eliassen-Gleichung. In der PE-Version sind Aufwind und Warmluftzelle gegenüber der SG-Version wiederum weniger intensiv, räumlich allerdings weiter ausgedehnt. Hier wirken zusätzlich die Advektion ageostrophischen Impulses und die Tendenz der querfrontalen Komponente du/dt mit nicht verschwindendem Coriolisterm fv_{ag} . Beide Rückwirkungen fehlen in den balancierten Modellen aufgrund der geostrophischen Approximation und der Erhaltung der geostrophischen Balance $v=v_g$. Damit wird auch die Ausbreitung schneller Schweremoden unterdrückt ($\partial u/\partial t=0$), die vor allem im Bereich der Frontalzone für einen Energietransfer in kleinere Skalen verantwortlich sind. Genauere Einsicht über solche Transformationen von Energie gibt die zonale spektrale Analyse der ageostrophischen Strömungsanteile für verschiedene Höhen. So zeigt die SG-Version gegenüber der QG-Version ein stärker entwickeltes Energiemaximum im Skalenbereich von etwa 1000km sowie geringere Energien in kleineren Skalen (200-500km). Die PE-Version weist dagegen gegenüber der SG-Version wiederum auf einen Gewinn an Energie in den kleineren Skalen und auf Verluste im Energiemaximum. Es wurde versucht, mit einer Kaskade von Parametrisierungen für v_{ag} , gewonnen über die Bewegungsgleichung für u , die semigeostrophisch-balancierten Gleichungen sukzessive zu erweitern und den Einfluß von v_{ag} detaillierter zu analysieren. Als erstes Resultat zeigt sich eine positive Verstärkung des Jet und damit der frontalen Entwicklung durch v_{ag} , während in der PE-Version die sich ungehindert ausbreitenden Schwerewellen die

Frontverstärkung begrenzen.

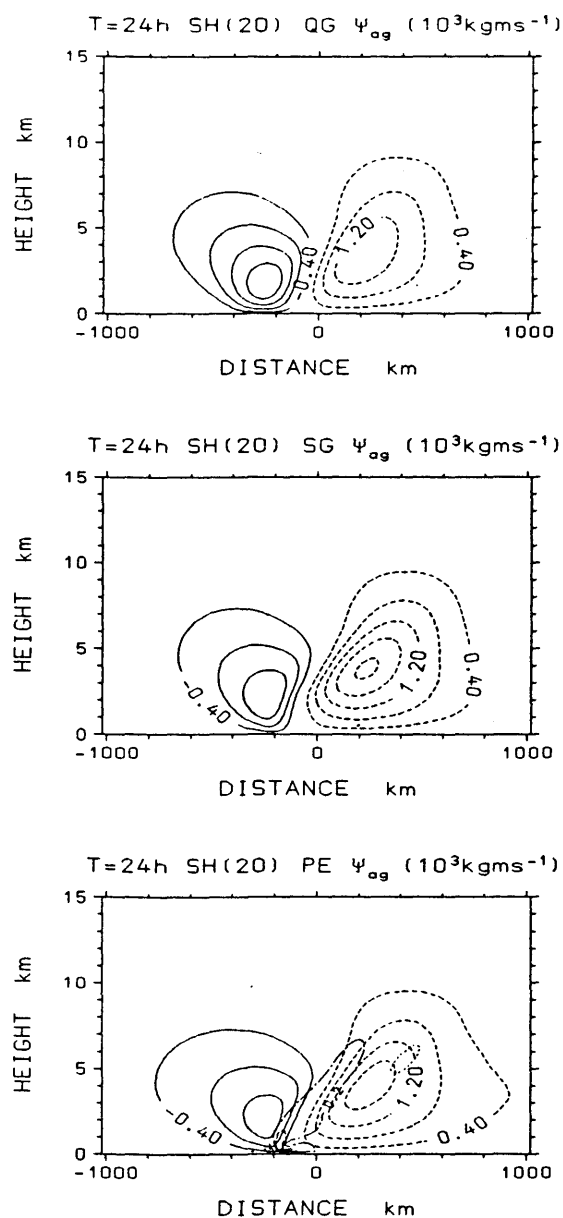


Abb.2: Ageostrophische Stromfunktion (Isolinien: $0.4 \cdot 10^3 \text{kgms}^{-1}$); für die PE-Version zusätzlich v_{ag} (Isolinien: 0.2m/s, pos.:strichpunktiert, neg.: gepunktet)

3. Literatur

- Hoskins, B.J.: The Mathematical Theory of Frontogenesis. *Ann.Rev.Fluid Mech.*, 14 (1982), 131-151.
 Keuler, K.: Simulation orographisch beeinflusster Fronten mit einem Front-Skala-Model. Dissertation (1989), Meteorologisches Institut Bonn.
 Orlandi, I., Ross, B.B.: The Evolution of an Observed Cold Front. Part II: Mesoscale Dynamics. *J.Atmos.Sci.* 41 (1984) Nr 10, 1669-1703.
 Reeder, M.J., Keyser, D.: Balanced and Unbalanced Upper-Level-Frontogenesis. *J.Atmos.Sci.* 45 (1988) Nr 22, 3366-3386.

DIAGNOSE DER FRONTSENKRECHTEN SEKUNDÄRZIRKULATION

J. Wefers und P. Speth

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

1 Einleitung

Das Wettergeschehen an Kaltfronten wird hauptsächlich durch die Vertikalgeschwindigkeit geprägt. Deshalb ist es wichtig, die Antriebs- und Auslösemechanismen zu kennen, die für die Vertikalbewegung an Kaltfronten verantwortlich sind. Diese werden durch eine Diagnose der frontsenkrechten Sekundärzirkulation untersucht, wobei auch die Antriebe für frontogenetische Prozesse Betrachtung finden. Es werden die fünf Frontpassagen über Mitteleuropa ausgewertet, die zwischen dem 1.10.1987 und dem 23.1.1988 im Rahmen des von der DFG getragenen 'Deutschen Frontenexperimentes 1987' vermessen wurden. Viele Untersuchungen belegen mittlerweile (z.B. Browning und Monk, 1982; Wefers, 1988), daß einfache Vorstellungen einer durch alle Niveaus verlaufenden Frontalzone für mitteleuropäische Kaltfronten oft nicht zutreffen.

2 Datenmaterial

Zunächst werden numerische isentrope Analysen mit Hilfe von Radiosondendaten in sechstündiger zeitlicher Folge erstellt. Isobare ECMWF - Analysen dienen hierzu als Anfangsnäherung. Das horizontale Gitter umfaßt 35 x 40 Punkte mit einem Abstand von etwa 75 km, während die vertikale Auflösung bei der Betrachtung von 18 Niveaus 5 K beträgt (C. Stein, 1991).

3 Untersuchungsmethoden

Die frontogenetischen Antriebsprozesse werden in den Frontogenesegleichungen (z. B. Shapiro, 1981) durch eine geostrophische Deformation (horizontale Primärströmung) und durch eine vertikale Deformation (erzwungene Sekundärzirkulation) ausgedrückt. Dabei

wird durch die geostrophische Bewegung die thermische Windbalance zerstört. Als Ausgleich stellen sich die sekundären Zirkulationsprozesse zur Aufrechterhaltung des geostrophischen Gleichgewichts ein. Hoskins und Draghici (1977) entwickelten aus der isentropen Form der Frontogenesegleichungen eine isentrope, dreidimensionale Version der Sawyer-Eliassen Sekundärzirkulationsgleichung unter Verwendung von Hoskins Q-Vektor als Antriebsfunktion. Dabei finden die individuell-zeitliche Ableitung des horizontalen ageostrophischen Windes und die ageostrophischen Advektionen senkrecht zur betrachteten Zirkulationsebene keine Berücksichtigung:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\kappa \pi}{p} \frac{\partial \psi_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left[f \left(f + \frac{\partial v_g}{\partial x} \right) \left(\frac{1}{-\partial p / \partial \theta} \right) \frac{\partial \psi_1}{\partial \theta} \right] = 2Q_x - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\kappa \pi}{p} \frac{\partial \psi_2}{\partial y} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\kappa \pi}{p} \frac{\partial \psi_2}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left[f \left(f - \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) \left(\frac{1}{-\partial p / \partial \theta} \right) \frac{\partial \psi_2}{\partial \theta} \right] = 2Q_y - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\kappa \pi}{p} \frac{\partial \psi_1}{\partial x} \right) \quad (2)$$

mit

$$Q = \left(- \frac{\partial v_g}{\partial x} \cdot \nabla \pi, - \frac{\partial u_g}{\partial y} \cdot \nabla \pi \right)$$

$$\pi = c_p (p/p_0)^\kappa \quad (\text{Exner - Funktion})$$

$$\kappa = R/c_p$$

$$\omega^* = \frac{d_g p}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \right) p$$

Die ageostrophischen Bewegungen können durch die Stromfunktion (ψ_1, ψ_2) ausgedrückt werden:

$$\frac{\partial p}{\partial \theta} u_a = \frac{\partial \psi_1}{\partial \theta}; \quad \frac{\partial p}{\partial \theta} v_a = \frac{\partial \psi_2}{\partial \theta};$$

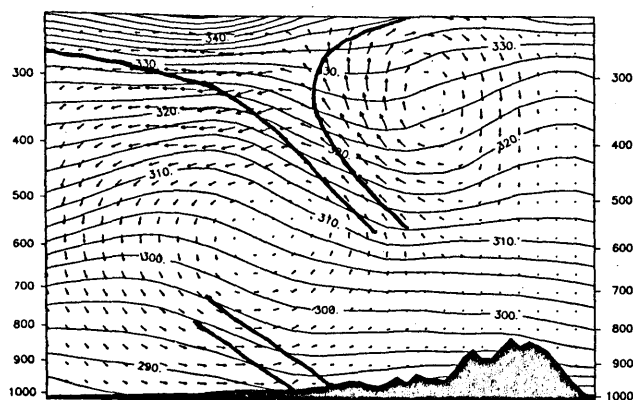
$$\omega^* = - \left(\frac{\partial \psi_1}{\partial x} + \frac{\partial \psi_2}{\partial y} \right) \quad (3)$$

Obige Sekundärzirkulationsgleichungen wurden auch mit zwei anderen Voraussetzungen hergeleitet, nämlich einerseits unter quasigeostrophischen Bedingungen (d.h. $d/dt v_a=0$ und $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v}_g \cdot \nabla$) mit Vernachlässigung sämtlicher ageostrophischer Advektionen und andererseits unter Berücksichtigung aller ageostrophischer Advektionsterme.

Diese drei verschiedenen Differentialgleichungssysteme wurden unter Verwendung der oben beschriebenen isentropen Analysen numerisch gelöst.

4 Erste Ergebnisse

In vielen Vertikalschnitten der 1. und 2. Front des Frontenexperiments befinden sich aufsteigende Bewegungen im Bereich der Front und absinkende Bewegungen in der dahinterliegenden kalten Luftmasse. Diese direkte Zirkulationszelle umfaßt meist große Teile der Troposphäre. Einige Schnitte zeigen zusätzlich eine weitere, kleinere Zirkulationszelle im Bereich vor der Höhenfront (s. Abb.). Bei der weiteren Verlagerung der Fronten nach Südosten lassen einige Schnitte jedoch eine indirekte Zirkulation in der Troposphäre erkennen. Die



Vertikalschnitt vom östlichen Atlantik über Nantes, Basel, Innsbruck zum Plattensee vom 8.10.1987, 00 UTC. Dargestellt ist die mit Hilfe der Gleichungen (1) und (2) berechnete Sekundärzirkulation.

Lösungen der verschiedenen Formen der Zirkulationsgleichungen zeigen gute Übereinstimmungen in der Struktur der Zirkulationszellen, jedoch ist deren Ausprägung unter quasigeostrophischen Bedingungen oft deutlich stärker (in einigen Fällen bis zu 100%) als bei Verwendung der Hoskinschen Gleichungen. Hieraus läßt sich ableiten, daß das quasigeostrophische Konzept bei diesen Untersuchungen nicht ohne weiteres angewendet werden kann.

5 Ausblick

Im weiteren wird noch untersucht werden, welche Prozesse frontogenetisch wirken. Dazu finden die isentropen Frontogenesegleichungen, die auch zur Herleitung obiger Differentialgleichungen benutzt werden, Verwendung. Der frontogenetische Einfluß der einzelnen Terme wird während verschiedener Entwicklungsstadien der Front bei unterschiedlichem Einfluß durch die Orographie untersucht.

6 Literatur

Browning, K. A.; Monk, G. A.: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **108** (1982), S. 435-452.

Hoskins, B. J.; Draghici, I.: The forcing of ageostrophic motion according to the semi-geostrophic equations and in an isentropic coordinate model. *J. Atmos. Sci.* **34** (1977), S. 1859-1867.

Shapiro, M. A.: Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-fronal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, **38** (1981), S. 954-973.

Stein, C.: Dynamische Struktur von Kaltfronten über Mitteleuropa auf der Grundlage von isentropen numerischen Analysen. Dissertation am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.

Wefers, J.: Die Vertikalstruktur mitteleuropäischer Kaltfronten. Diplomarbeit am Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln.

FALLSTUDIEN ZWEIER UNGEWÖHNLICHER KALTFRONTEN ÜBER DER NORDSEE

von

Burghard Brümmer, Barbara Hennemuth, Andreas Rhodin, Stefan Thiemann
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg

Fallstudien zweier ungewöhnlicher Kaltfronten werden vorgestellt, die während des Feldexperimentes FRONTEX im Mai 1989 über der Nordsee vermessen und deren Eigenschaften mit Hilfe eines 2-d-Modells simuliert wurden.

a. Kaltfront mit Nebel:

Eine geneigte, maximal 1000 m mächtige Kaltluftmasse, die von einer 9K starken Inversion abgedeckt ist, bewegt sich mit etwa 4 m/s in Richtung der 15K wärmeren präfrontalen Warmluft, die sich über 10K kälterem Wasser befindet. Der Vorderteil der Kaltluftmasse ist durch ein etwa 200 m mächtiges und 70 km breites Nebelfeld gekennzeichnet. Der geostrophische Wind an der Bodenfront ist gering, da sie sich im Sattelpunkt eines Viererdruckfeldes befindet. Als Resultat dieser Bedingungen treten folgende Merkmale an der Front auf:

- Die große Temperaturdifferenz zwischen den Luftmassen sorgt unterhalb der geneigten Frontfläche für einen starken frontsenkrechten Druckgradienten und eine hohe, weitgehend thermisch balancierte, frontparallele Windgeschwindigkeit. Aufgrund der Reibung ist die Balance nicht vollständig und der Druckgradient treibt die Front vorwärts wie bei einer Dichteströmung.
- Die Bodenfront zeigt keinen Böenkopf, stattdessen läuft entlang der präfrontalen Bodeninversion eine Welle voraus.
- Der Nebel hinter der Bodenfront entsteht durch Verdunstung in eine flache Kaltluftmasse. Langwellige Strahlungsabkühlung fördert den Kondensationsprozeß.
- Ohne das geostrophische Deformationsfeld wäre die Frontgeschwindigkeit geringer als beobachtet.

Insgesamt kann man den Schluß ziehen, daß der Untergrund die Struktur der Front wesentlich bestimmt.

b. Wechselwirkung zwischen Kaltfront und Landseewindfront:

Eine Kaltfront mit einer im Feuchtefeld gut ausgeprägten Frontfläche mit hohen Feuchtwerten im Aufwindbereich oberhalb der Frontfläche und geringen Feuchtwerten im Abwindbereich darunter bewegt sich mit etwa 10 m/s von NW über der Nordsee. Bei Annäherung an die Küste am frühen Nachmittag wird die Front langsamer und läuft in die sich entwickelnde Landseewindfront hinein. Damit verbunden sind eine Anpassung der Orientierung der Bodenfront an den Küstenverlauf und eine Verstärkung der Temperaturdifferenz.

Diese Kaltfront ist ein Beispiel für die Modifikation einer Front beim Übergang von See auf Land. Durch Variation verschiedener Modellparameter wird bei den numerischen Simulationen der Fragestellung nachgegangen, wie die synoptische Front mit der Landseewindfront wechselwirkt und somit ihre Struktur und Zuggeschwindigkeit verändert.

BEISPIELE ZUR NUTZUNG VON SATELLITENBILDERN FÜR NOWCASTING

Wolfgang Benesch, Heinrich Knottenberg, Hans-Joachim Koppert

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Offenbach/Main

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) nutzt routinemäßig Satellitendaten seit mehr als 25 Jahren. Eine erste Empfangsanlage wurde 1965, gleich mit Verfügbarkeit der ersten operationellen Wettersatelliten, im Zentralamt in Offenbach installiert.

Heutzutage verfügt der DWD über Anlagen zum Empfang der hochaufgelösten digitalen Daten von METEOSAT (sog. PDUS) und der polarumlau-fenden Satelliten (sog. HRPT-Anlagen) am Zentralamt in Offenbach und an der Regionalen Vorhersagezentrale Potsdam. Informationen über diese Systeme finden sich bei BENESCH et. al. (1990, S. 347-359) und bei STIEHLER et. al. (1991, S. 191-200). Darüber hinaus sind alle Wetterämter und Flugwetter-warten des DWD mit eigenen Anlagen zum Di-rektempfang der Analogbilder von METEOSAT (sog. SDUS) ausgerüstet.

Informationen über die vielfältige Nutzung von Satellitendaten im DWD können u.a. BENESCH (1991, S. 53-65) entnommen werden. Hier folgen einige Anmerkungen zur Nutzung von Satellitenbildern für die Wetterüberwa-chung und Kurzzeitfristprognose.

Eminenten Vorteil des Interaktiven Graphi-schen Systems (IGS) des DWD ist, daß darin die Satellitendaten in Kombination mit sy-noptischen Meß- und Beobachtungsdaten und Graphikfeldern der Numerischen Wetteranalyse und -vorhersage dargestellt werden können. Der volle Informationsgehalt in Satelliten-bildern erschließt sich erst, wenn sie ge-meinsam mit Informationen aus dem Bereich innerhalb und unterhalb von Wolkensystemen

bereitgestellt werden. Für Nowcastingzwecke ist auch die gemeinsame Darstellung von Satellitendaten mit diagnostischen Parametern aus der Numerischen Wettervorhersage uner-läßlich.

Folgende Möglichkeiten bietet das IGS u.a. routinemäßig:

- * Gleichzeitige Darstellung von METEOSAT und NOAA-AVHRR Bildern mit Niederschlags-daten aus dem europäischen Radarverbund des DWD
- * Überlagerung von synoptischen Messungen und Beobachtungen und METEOSAT-Bildern
- * Überlagerung von Analysen und Vorhersagen der 3 verschiedenen operationellen Vorher-sagemodelle des DWD und des EZMW; es ste-hen sowohl die unmittelbaren Vorhersage-parameter (z.B. Druck- oder Temperatur-felder) als auch abgeleitete Größen wie z.B. Vorticityadvektion zur Verfügung.

Sehr hilfreich für Nowcasting ist die ge-meinsame Darstellung von Feldern der nume-risch simulierten Vertikalbewegung sowie der Temperatur- und der Vorticityadvektion mit Satellitenbildern: dies liefert die Ent-stehungsursache großräumiger Wolkenfelder (bzw. wolkenfreier Gebiete) und läßt dedi-zierte Rückschlüsse auf deren weitere Ent-wicklung in den nächsten Stunden zu (groß-räumige Hebung der Luft bei positiver Wirbel-größenzufuhr oder Warmluftzufuhr - Absinken bei negativer Wirbelgrößenzufuhr oder Kalt-luftadvektion). Zur Nutzung von Satelliten-

bildern für die Wetterüberwachung siehe auch den Beitrag von KURZ in dieser Broschüre.

Möglichkeiten in Richtung objektiver Nowcastingverfahren bietet oftmals auch die Verlagerung von Bewölkungsgebieten in Satellitenbildern mit Hilfe geeigneter Trajektorien. Das IGS des DWD bietet darüber hinaus auch die Möglichkeit, quantitativ die Verlagerungsgeschwindigkeit von Wolkenfeldern in den Satellitenbildern anzuzeigen.

Die Satellitenbilder sind umgekehrt auch ein hervorragendes Hilfsmittel zur Überwachung der Richtigkeit von numerischen Analysen und Vorhersagen. Am besten funktioniert dies mit Feuchtefeldern: Zonen hoher relativer Feuchte müßten mit Bewölkungsgebieten in Satellitenbildern zusammenfallen. Die Satellitenbilder können somit helfen, sich für das eine oder andere Modell zu entscheiden, wenn verschiedene Vorhersagemodelle zur Auswahl stehen. Die Überzeugung von der Richtigkeit der numerischen Simulation ist auch Voraussetzung, wenn man, wie oben erläutert, Ergebnisfelder der Numerik für Nowcastingverfahren mit Hilfe von Satellitenbildern nutzen will.

Wie Satellitendaten zur Niederschlagsabschätzung für Nowcastingzwecke genutzt werden können, kann dem Beitrag von NEUMEISTER in dieser Broschüre entnommen werden.

BENESCH, W.; KNOTTENBERG, H.: New Satellite Receiving and Processing System at the Deutscher Wetterdienst, Offenbach/M. EUMETSAT (ed), Proceedings 8 TH METEOSAT Scientific Users' Meeting, Norrköping, Sweden 28-31 August 1990, EUM P08, S. 347-359.

BENESCH, W.; KURZ, M.: Operational Meteorological Satellites and Utilization of Their Data by Deutscher Wetterdienst. GeoJournal 24.1, (1991), S. 53-65.

STIEHLER, S.; NEUMEISTER, H.; SCHUBERT, U.; BASENGE, H.-J.: DIGISAT, ein operatives System zum Empfang, zur Verarbeitung und zur Präsentation digitaler Satellitenbilder. Zeitschrift für Meteorologie Nr. 41 (1991) 3, S. 191-200.

DER EINFLUSS VON FEUCHTE AUF DIE ENTWICKLUNG VON FRONTEN IN UNTERSCHIEDLICHEN ANTRIEBSFELDERN

¹Cäcilia Ewenz, ²Klaus Keuler, ¹Andreas Becker, ¹Helmut Kraus, ²Eberhard Schaller

¹Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, 5300 Bonn 1

²Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Kreuzeckbahnstr. 19, 8100 Garmisch-Partenkirchen

1 EINLEITUNG

Das am Meteorologischen Institut in Bonn entwickelte mesoskalige Modell (Keuler et al., 1992a) wurde um die Feuchte in Form von Wasserdampf, Wolkenwasser und Regenwasser erweitert. Die Beschreibung der in den prognostischen Gleichungen auftretenden Quellen/Senken der Feuchtekomponenten und der Energie erfolgt durch analytische Gleichungen.

Dargestellt wird die Auswirkung der Feuchte, durch Temperaturänderungen aufgrund von Kondensations-/Verdunstungsprozessen, auf die Entwicklung einer idealisierten Kaltfront in verschiedenen großskaligen Antriebsfeldern.

Durch die Feuchte ändern sich die frontalen Gradienten (z.B. Temperaturgradient und Vorticity) und die frontale ageostrophische Zirkulationsstruktur. Besonders deutlich wird ebenfalls der unterschiedliche Einfluß der großskaligen Antriebsfelder auf die Entwicklung der Bewölkung und des Niederschlags, was sich in der Frontentwicklung und -intensivierung äußert.

2 MODELL-KONZEPT

Das Bonner mesoskalige Modell ist hydrostatisch, anelastisch und basiert auf den primitiven Gleichungen. Es ist 2-dimensional, berücksichtigt aber den Einfluß der großskaligen frontparallelen (modellsenkrechten) Gradienten (z.B. des frontparallelen Temperaturgradienten).

Die Kondensation von Wasserdampf zu Wolkenwasser bzw. die Verdunstung von Wolkenwasser wird in einem Sättigungsadjustment-Schema beschrieben (Asai, 1965). Die Produktion von Regenwasser unterteilt sich in zwei Prozesse, die Autokonversion, berechnet nach Orville und Kopp (1977), und die Akkreszenz nach Lin et al. (1983). Die Verdunstung von Regenwasser in untersättigtem Bereich wird ebenfalls nach Lin et al. (1983) parametrisiert.

3 FEUCHTE-INITIALISIERUNG

Die Anfangsfelder stellen eine idealisierte Kaltfront dar. Sie sind identisch mit den UTJ-Fällen (upper tropospheric jet) in Keuler et al. (1992b). Das Temperaturfeld, im feuchten Fall die virtuelle potentielle Temperatur, wird geostrophisch mit dem frontparallelen Wind-

feld balanciert. Zur Beschreibung der frontalen ageostrophischen Zirkulation wird zu Beginn die Stromfunktionsgleichung nach Sawyer (1956) und Eliassen (1962) gelöst.

Die Feuchteverteilung wird über eine vertikal variable relative Feuchte vorgegeben. Durch Iteration bestimmt sich die spezifische Feuchte dann aus dem relativen Feuchtefeld, der virtuellen potentiellen Temperatur und der Druckverteilung.

Abb.1 zeigt die spezifische Feuchte q_v für eine stückweise lineare Verteilung der relativen Feuchte, von 80% am Boden, zunehmend bis 95% in 1.5 km, wieder abnehmend auf 40% in 6.0 km und dann konstant bleibend bis zum Modelloberrand in 20.0 km Höhe.

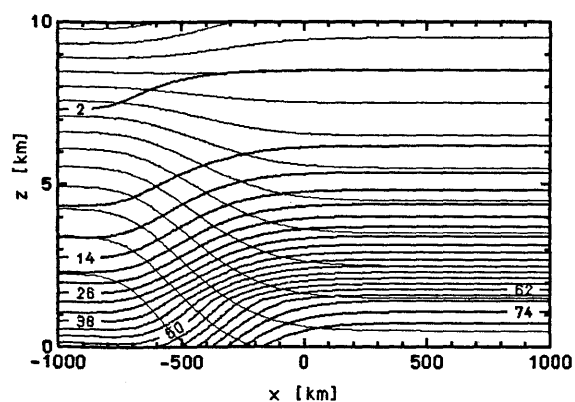


Abb.1: Spezifische Feuchte q_v , Anfangsfeld. Isolinienabstand $3 \cdot 10^{-4}$. Virtuelle potentielle Temperatur dünne Isolinien.

4 SIMULATIONS-ERGEBNISSE

4.1 Unterschiede zwischen den Modellsimulationen mit und ohne Feuchte.

Die Unterschiede zwischen den Simulationen mit der trockenen Modellversion und vergleichbaren Modellläufen mit Feuchte, resultieren in einer Verstärkung des frontalen Temperaturgradienten und einer stärkeren frontalen Querkirkulation.

Der größere horizontale Temperaturgradient wird hervorgerufen durch eine stärkere Konfluenz, in Zusammenhang mit einer gesteigerten Zirkulation im Frontbereich, und eine differentielle Erwärmung bzw. Abküh-

lung durch Kondensation- und Verdunstung. Eine weitere Gradientverschärfung resultiert aus dem positiven Rückkopplungseffekt dieser Prozesse.

Die frontale Zirkulation und damit die Aufwindgebiete sind im feuchten Fall auf einen engeren Bereich begrenzt. Es bilden sich schmale Aufwindgebiete mit starker Vertikalbewegung, ausgelöst durch freiwerdende latente Wärmeenergie.

4.2 Differenzen zwischen feuchten Simulationen in verschiedenen Antriebsfeldern

Die frontale Bewölkung ist abhängig vom vorgegebenen großskaligen Antriebsfeld und der dadurch bestimmten ageostrophischen Zirkulation. Die in Keuler et al. (1992b) beschriebenen Deformations- und Scherungsantriebsfelder führen durch die unterschiedliche Lage der Zirkulationszellen zu differierenden Bewölkungsgebieten.

Im Deformationsantriebsfeld existiert eine weit ausgehende Zirkulationszelle in der unteren Atmosphäre, mit einem Aufwindgebiet im Warmluftbereich weit vor der Front. Die Bewölkung liegt oberhalb der Frontfläche, mit einem Niederschlagsgebiet hinter der Bodenfront in der Kaltluft. Durch die Verdunstungsabkühlung führt dies zu einer zusätzlichen Abkühlung der Kaltluft und damit zu einer weiteren Verstärkung des frontalen Temperaturgradienten. Nach 24h beträgt der Temperaturgradient frontal, in x-Richtung, im feuchten Fall 13.5 K/(100km) im Gegensatz zum Gradienten im trockenen Fall von 8.0 K/(100km).

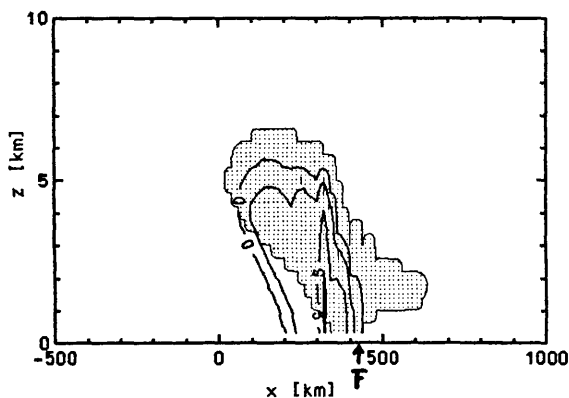


Abb.2: q_{CL} (punktiert) und q_R (durchgezogene Isolinien, Konturlinien in 10^{-5}) nach 24h mit Deformationsantrieb.

In einem großskaligen Scherungsantriebsfeld liegt das Niederschlagsgebiet dagegen innerhalb der Frontalzone zur Warmluft hin verlagert. Durch die ageostrophische Zirkulationszelle mit einem Aufwindgebiet direkt oberhalb der Frontfläche, die bis in die obere Troposphäre reicht und dort an eine Höhen-Warmfront gekoppelt ist,

liegt das Bewölkungsgebiet oberhalb der Bodenfront mit einem hochreichenden Wolkenschirm in Strömungsrichtung. Die zeitliche Entwicklung des frontalen Temperaturgradienten in Bodennähe für die feuchte Frontsimulation mit Scherungsantrieb zeigt eine durch den Feuchteinfluß stark verengte Frontalzone, zusätzlich tritt auch hier, wie im Fall mit Deformationsantrieb eine Verstärkung des frontalen Temperaturgradienten ein.

Im Scherungsfall existiert weit hinter der Front ein zweites Niederschlagsgebiet, das durch eine Instabilität ausgelöst wird (in Abb.2 bei $x = -400.0$ km).

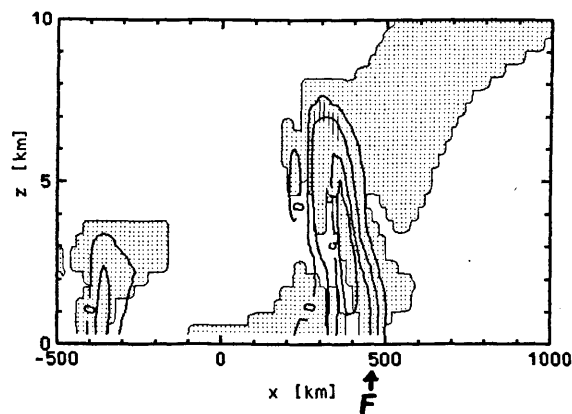


Abb.3: wie Abb.2 aber mit Scherungsantrieb.

5 LITERATUR

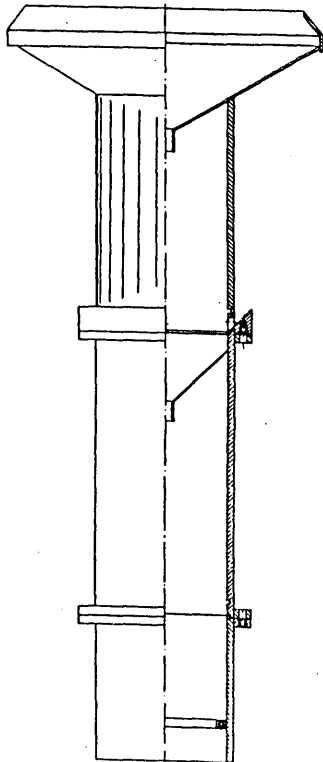
- ASAI, T.: A numerical study of the air-mass transformation over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Japan* **43** (1965), S. 1-15
- ELIASSEN, A.: On the vertical circulation in frontal zones. *Geof. Publ.* **24**, S. 147-160.
- KEULER, K., KERKMANN, J., KRAUS, H. und SCHALLER, E.: Orographical modification and large scale forcing of a cold front. Eingereicht bei *Meteorol. Atmos. Phys.* (1992a) Sonderheft Frontenprojekt, DFG-Schwerpunkt.
- KEULER, K., EWENZ, C., BECKER, A., KRAUS, H. und SCHALLER, E.: Simulation der Wechselwirkung zwischen Fronten und Gebirgswellen. *Annal. Met.* (1992b).
- LIN, Y.-L., FARLEY, R.D. und ORVILLE, H.D.: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.* **22** (1983), S. 1065-1092.
- ORVILLE, H.D. und KOPP, F.J.: Numerical simulation of the life history of a hail storm. *J. Atmos. Sci.* **34** (1977), S. 1596-1618.
- SAWYER, J.S.: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc., London*, **A234** (1956), S. 346-362.

ENTWICKLUNGEN ZUR NIEDERSCHLAGSMESSUNG AUF SEE

M. GROSSKLAUS, K. UHLIG, L. HASSE

INSTITUT FÜR MEERESKUNDE/KIEL ABT. METEOROLOGIE

Bei der Entwicklung von Niederschlagsmeßgeräten für den Schiffseinsatz muß besonders darauf geachtet werden, daß diese auch bei hohen Windgeschwindigkeiten sowie bei Beschleunigungen und Vibrationen des Schiffskörpers zuverlässig funktionieren. Außerdem sollte eine weitgehende Wartungsfreiheit gewährleistet sein. In der vorliegenden Arbeit werden zwei, auf verschiedenen Prinzipien beruhende Meßgeräte vorgestellt, die seit 1989 in der Abteilung Meteorologie des IfM / Kiel entwickelt und auf Meßreisen getestet wurden.



*Mechanisches Regenmeßgerät
linke Hälfte : Außenansicht (ohne Ablaufstege)
rechte Hälfte: Querschnitt*

1 MECHANISCHES MEßGERÄT

Dieses Gerät besteht im Wesentlichen aus einem konventionellen, horizontal ausgerichteten Sammeltrichter und einer zweiten, vertikal angeordneten, zylindrischen Auffangfläche. Die Sektorschalenform des Gerätes minimiert die Deformation des Windfeldes über dem Gerät (nach Vorschlag von FOLLAND, 1988). Fünf T - förmige Ablaufbleche unterteilen die seitliche Sammelfläche und hindern aufgetroffenes Wasser am Abtropfen an der Leeseite des Zylinders.

Das von beiden Flächen gesammelte Wasser wird getrennt in je einen Tropfenformer geleitet. Die dann von Lichtschranken registrierten Wassermengen werden regelmäßig auf 'Memory-Cards' abgespeichert, so daß die Daten anschließend in einen PC eingelesen und verarbeitet werden können.

Während die horizontale Sammelfläche über den gefallen Niederschlag pro Fläche und Zeit Auskunft gibt, wird an der vertikalen Sammelfläche der Wassergehalt im Volumen $V = A * u * T$ aufgefangen (A = Querschnittsfläche, T = Dauer der Messung, u = lokale Anströmgeschwindigkeit). Letztere wird kontinuierlich mit einem Schalenkreuzanemometer gemessen.

Diese gegenüber herkömmlichen Regensammlern zusätzliche Information bei prinzipiell ähnlichen Fehlerquellen trägt zur Verringerung bestehender Unsicherheiten bei der Niederschlagsbestimmung bei.

2 OPTISCHES MEßGERÄT / DISDROMETER

Dieses Gerät beruht auf dem Prinzip der Lichtauslöschung durch einen Tropfen in einem zylinderförmig ausgeleuchteten Volumen.

Um eine Abhängigkeit des effektiven Volumens von der Anströmrichtung zu vermeiden, wird das Gerät auf einer Windfahne montiert, so daß die optische Achse stets senkrecht zur lokalen Anströmrichtung orientiert ist. Zur Erzeugung der benötigten Homogenität in der Ausleuchtung wurde zwischen der Lichtquelle und dem Meßvolumen eine Volumenstreuungsscheibe installiert. Auf der Empfängerseite sorgt eine Sammellinse mit nachgestellter Blende dafür, daß nur der parallele Anteil des Lichtes die Empfängerdiode erreicht. Die Größe der registrierten Tropfen wird aus der Amplitude der Lichtextinktion berechnet, die proportional zur Querschnittsfläche des Tropfens ist. Anhand ihrer Größe werden die Tropfen dann einer Klasse zugeordnet. Außerdem wird die Aufenthaltsdauer t_i der Tropfen im Volumen gemessen, so daß eine Bestimmung der Tropfendichte pro Volumen für jede Tropfenklasse nach folgender Gleichung möglich ist:

$$N(r) = \frac{1}{V \cdot T} \sum_i t_i(r)$$

mit T = Meßdauer, V = Meßvolumen.

Die eigentliche Niederschlagsberechnung erfolgt schließlich unter der Annahme einer Tropfengröße - Fallgeschwindigkeitsbeziehung.

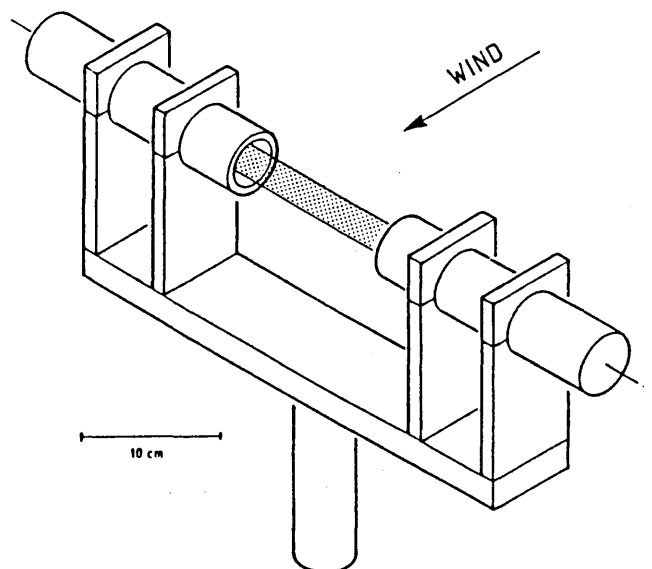
3 VERGLEICH DER GERÄTE

Die oben beschriebenen unterschied-

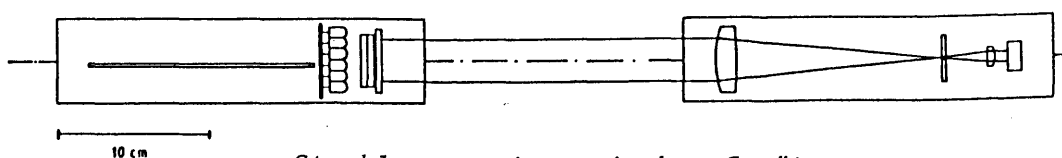
lichen Konzeptionen der Geräte resultieren in ebenso unterschiedlichen Eigenschaften:

So stellt die beim optischen Gerät aufwendigere Datenverarbeitung (jeder Tropfen wird ausgewertet) gleichzeitig einen Vorteil dar, da sich aus der großen Datenmenge auch Informationen über das Tropfenspektrum ableiten lassen. Das mechanische Gerät hat diese Möglichkeiten nicht, ist jedoch nahezu wartungsfrei und kostengünstiger als das optische Gerät.

Auch bei den Hauptfehlerquellen lassen sich Unterschiede aufzeigen. Während das mechanische Gerät wegen der Geräteumströmung und zerplatzenden Regentropfen zu einer Unterschätzung des Niederschlages tendiert, werden beim optischen Gerät durch das gleichzeitige Vorhandensein mehrerer Tropfen im Volumen und durch streifende Durchgänge Fehlinterpretationen verursacht, die jedoch im statistischen Mittel korrigiert werden können.



Optisches Regenmeßgerät



Strahlengang im optischen Gerät

DER EINSATZ EINES INTERAKTIVEN GRAFISCHEN SYSTEMS (IGS) FÜR DEN ZENTRALEN UND DEZENTRALEN WETTERVORHERSAGEDIENST

W. Kusch, H.-J. Koppert

Deutscher Wetterdienst, Offenbach/M.

Der DWD realisiert derzeit für den zentralen Wettervorhersagedienst das IT-Vorhaben IGS (Interaktives Graphisches System) und für den dezentralen Wettervorhersagedienst das Vorhaben MAP (Meteorologisches Applikations- und Präsentationssystem).

Ziel der Vorhaben sind die wetterlagenabhängige Präsentation von Beobachtungs- und Modell- daten, der IT-gestützte Einsatz von Auswertemethoden für Wetterüberwachung, Nowcasting, Kurzzeitvorhersage und Kurzfristvorhersage (z.B. Satellitenbilddauswertung, Tempauswertung, Berechnung von Labilitätsindizes, Vorhersage von Tmax), der Einsatz eindimensionaler Modelle für die lokale Vorhersage (Tagesgang der Konvektion mit einem eindimensionalen Wolkenmodell, die Vorhersage der Straßenoberflächentemperatur mit einem Energiebilanzmodell, die IT-gestützte Wetterüberwachung und ein IT-gestütztes Warnsystem, die zügige interaktive Bearbeitung komplexer Wettervorhersagekarten wie der Significant Weather Charts (SWC für Europa und die Flugstrecke nach Asien), Bodendruckvorhersagekarten, Zeitungswetterkarte, thematische Karten und eine Reduzierung der Papierflut.

In der Analysen- und Vorhersagezentrale in Offenbach werden 4 Workstations für den operationellen Betrieb und 2 Workstations für die Entwicklung eingesetzt. DV-Standards für die Entwicklung der IT-Systeme sind das Grafische Kern-System GKS, das Betriebssystem UNIX und die Programmiersprachen FORTRAN und C.

Seit 1990 wird die SWC (Abb. 1) operationell in der Analysen- und Vorhersagezentrale in

Offenbach interaktiv an einer Workstation erstellt, d.h. alle Elemente der automatisch auf dem Hauptrechner berechneten Karte können interaktiv verändert, verschoben, zusammengefaßt, gelöscht und neu erzeugt werden (z.B. Wolkengebiete, Beschriftungen, Jetstreams, CAT-Gebiete, Nullgradgrenze, Tropopausenhöhen). Fronten werden interaktiv vom Meteorologen konstruiert.

Für die Bearbeitung der Bodendruckvorhersage ist es möglich, das Druckfeld durch Eingabe von Bogusdaten zu modifizieren. Überlagerungen von Beobachtungen, Feldern und Satellitenbildern sind grundsätzlich möglich.

Die Softwareerstellung für die Konstruktion thematischer Karten, die vom "Produkt Designer" in der Zentrale gemäß den Wünschen der regionalen Vorhersagezentralen eingerichtet werden sollen, steht kurz vor dem Abschluß.

Der Aufbau des MAP-Systems wurde 1991 mit einem Pilotprojekt gestartet. Seit August 1991 wird am Seewetteramt der Einsatz einer Workstation getestet. Die Übermittlung von Satellitenbildern und Grafik erfolgt über das Datex-P-Netz WIN. Der für die Wetterämter und Flugwetterwarten geplante MAP-Arbeitsplatz sieht den Einsatz von Workstations und Arbeitsplatzrechnern (PC) vor, die über ein lokales Netz verbunden sein werden. Die Datenversorgung wird über AFW für alphanumerische Daten und über ein Datex-P-Netz für Bild- und Grafikdaten erfolgen.

Die Softwarebasis bilden die für das zentrale IGS entwickelten Programmsysteme, das Pro-

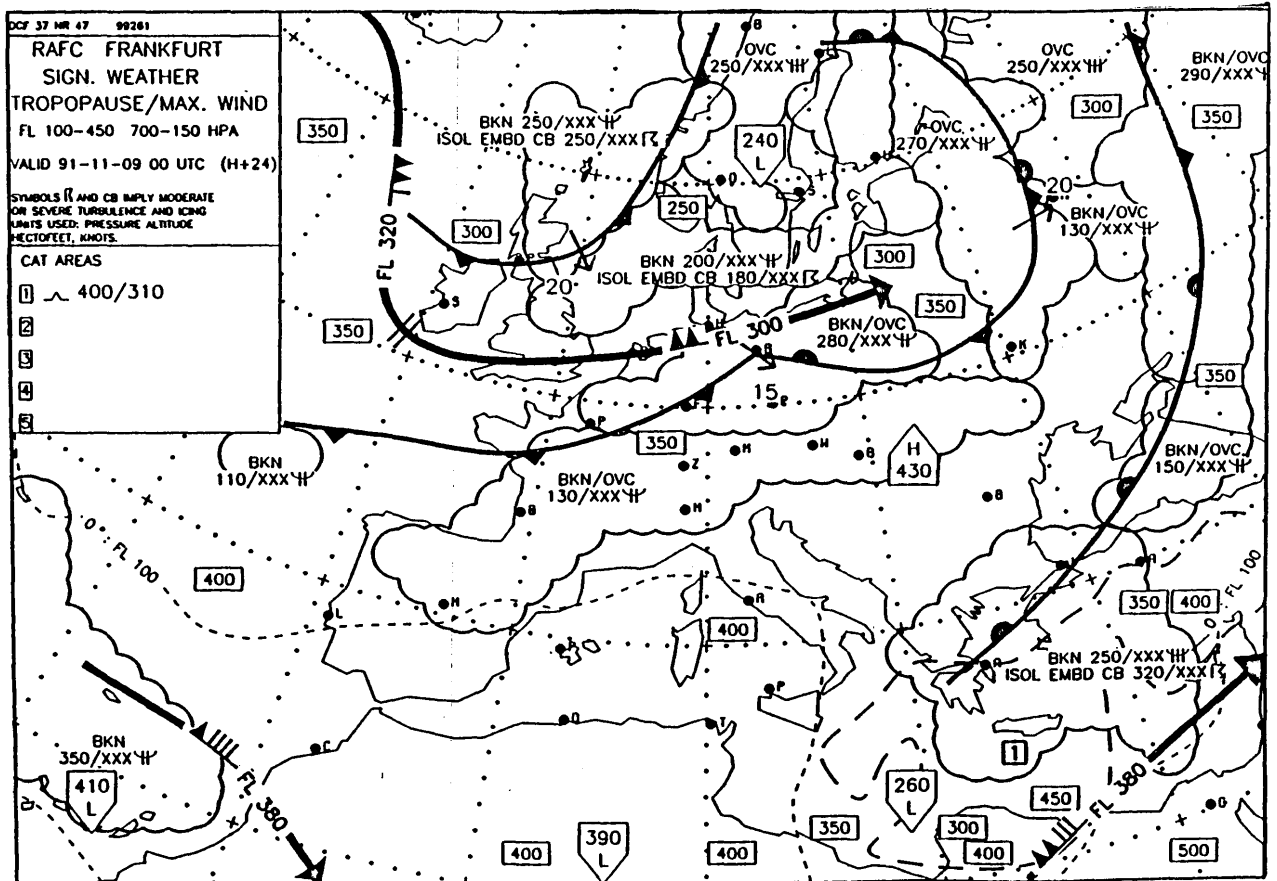


Abb. 1: Interaktiv konstruierte EURSWC

grammsystem AUTOTEMP (Auswertung aerologischer Daten) und das im MD der DDR entwickelte Daten-Präsentations-System für die Bodenbeobachtungen sowie das Satellitenbildwiedergabesystem zur Verfügung.

Literatur

Koppert, H.-J., 1989: Automated Significant Weather Charts at the Deutscher Wetterdienst. Preprints Third Int. Conf. on the Aviation Weather System, Anaheim, Calif., Jan 30 - Feb 3, 1989, Amer. Meteor. Society, 290-291.

Koppert, H.-J., 1990: Interactive Revision of an Automated Significant Weatherchart. Preprints Sixth Int. Conf. on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography and Hydrology, Anaheim, Calif., Feb 5 - 9, 1990, Amer. Meteor. Society, 143-145.

Koppert, H.-J., 1991: The Interactive Graphical System of the Deutscher Wetterdienst, Proceeding of the workshop on Operational Meteorological Systems, Reading, UK, Nov 18-22, 1991, ECMF.

Friedrich, A.; Koppert, H.-J., 1989: AUTOTEMP ein Programmsystem zur interaktiven Auswertung von Radiosondenaufstiegen, DV-Handbuch Abt. S, Offenbach/M., 1-45.

CHARAKTERISIERUNG FRONTALER WOLKENSTRUKTUREN UND NIEDERSCHLAGSBESTIMMUNG MIT HILFE VON SATELLITENDATEN UND AEROLOGISCHEN VERTIKALSONDIERUNGEN

Lutz Lesch

Institut fuer Meteorologie der Freien Universitaet Berlin

Dietrich-Schaefer-Weg 6-10, D-1000 Berlin 41 (FRG)

Das Ziel der Arbeit ist über die hochaufgelösten AVHRR NOAA-9 Satellitendaten die Lage und Größe (frontaler) Niederschlagsgebiete zu erkennen und zu parametrisieren. Den Lösungsansatz hierzu ermöglicht, über die Initialisierung des Cloud Indication Index CII, der Precipitation Index PRI anhand der *aera of precipitation*. Eine Validierung ist derzeit aber nur über die konventionellen Beobachtungssysteme, die aerologischen Vertikalsondierungen, möglich.

Mein Hauptaugenmerk galt zunächst den Applikationen geeigneter Wolkenklassifikationen. Hierbei zeigte sich, daß jene Methoden, die *a priori* feste Klassengrenzen (Liljas, GOES) vorgeben, denkbar schlechte Ergebnisse erbrachten. Ein weiterer Ansatz bestimmte aus AVHRR/NOAA-11 Satellitendaten bispektral (Kanal 2, Kanal 5) 23 Wolkenklassen nach der *Maximum-Likelihood* Methode [Bolle, 1985]. Da nun die NOAA-Satellitendaten im Subsatellitenpunkt ein sehr hohes räumliches Auflösungsvermögen von 1.2 km besitzen, legte dies den Schluß nahe, für die konventionelle Analyse und Prognose aus Radiosondendaten ein möglichst hochaufgelöstes *fine-mesh* Modell zu entwickeln (Netzmaschenweite 31.76 km). In der Vertikalen beträgt die Modell-Auflösung 10 Niveaus (1000, 900, ..., 100 hPa).

Die numerische Bestimmung des Gridniederschlages erfolgt aus nachstehender Formel (*E* Evaporation)

$$\overline{P-E} = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^0 \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 \vec{v}_h \cdot \nabla q dp - \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q \nabla \cdot \vec{v}_h dp$$

über das vertikalintegrierte Produkt aus der Divergenz des quasihorizontal und nicht geostrophischen Windes mit der spezifischen Feuchte; dies unter der Vernachlässigung der Advektion und der lokalen Änderung der Feuchte. Die Niederschlagseffektivität α_{eff} liegt bei 75%.

$$\overline{P} \approx -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} q \nabla \cdot \vec{v}_h dp \cdot \alpha_{eff}$$

Neben der *Maximum-Likelihood* Wolkenklassifikation wurde eine weitere Klassifikation, der sog. *Cloud Indication Index CII* geschaffen. Er errechnet sich aus der Differenz von Oberflächentemperaturen, die auf Messungen der thermischen Kanäle 3, 4 beruhen und gestattet zunächst nur die numerische Erkennung bzw. Trennung von wolkenlosen und wolkenbedeckten Gebieten:

$$CII = T_4 - T_3$$

Über einen axiomatischen Ansatz wurde jeder Wolkenklasse ein charakteristischer Mittelwert von CII, nebst Standardabweichung σ , zugeordnet und *per definitionem* allen Wolkenklassen eine Niederschlagswahrscheinlichkeit, die entweder 0% oder 100% beträgt, zugewiesen. Dies führte zur Definition des *Precipitation Index PRI* und ermöglicht bei einer räumlich sehr viel höheren Auflösung, als dies in Nie-

derschlagsmessnetzen üblich ist, die Erkennung der sog. *area of precipitation* (*PRI* als Untermenge des *CII*)

$$PRI \subseteq CII, \text{ wobei } PRI \in CII \leq -35 \text{ K}$$

Die numerische Superposition der Ergebnisse des Diagnose- und Prognosemodelles mit dieser *area of precipitation* führt dann zur Lösung der gestellten Aufgabe und ermöglicht Niederschlagsgebiete vom Meso- α - bis Meso- γ -Scale zu erfassen und räumlich, wie zeitlich (*METEOSAT*), zu verfolgen.

Eine Verifikation der Ergebnisse erfolgt an Hand der Messungen, die während des Feldexperimentes *FRONTEX 89* an der deutschen Nordseeküste gewonnen wurden. Sie erbrachte eine sehr gute Übereinstimmung der Lage und Größe frontaler Niederschlagsgebiete. Minimale Abweichungen von ca. 1.5 Gitternetzmaschenweiten sind ursächlich in der Initialisierungstopologie der zum asynoptischen Satellitenumlauftermin berechneten *synthetischen* Radiosondendaten begründet (Abb. 1).

Das in dieser Arbeit beschriebene und angewandte *fine-mesh* Modell befähigt für *Nowcasting*-Anwendungen Niederschlagsgebiete über die numerische Bestimmung des *PRI* zu parametrisieren und eine prognostische, wie auch eine diagnostische, Validierung des Niederschlages durchzuführen. Als Folge getroffener Einschränkungen sollte aber für die Niederschlagsprognose ein Zeitraum von 24 Stunden nicht überschritten werden.

Die numerisch gestützte Frontenanalyse basiert auf der Theorie der frontsenkrechten und frontparallelen Komponente [Kurz, 1977]. Ich erweiterte diese durch die Einführung der externen Baroklinitätsparameter B_x und B_y [Wippermann, 1972].

$$B_x = \frac{\kappa^2}{f} \left(\frac{d\hat{v}_{h,g}\{p-1\}}{dz} \right)$$

$$B_y = \frac{\kappa^2}{f} \left[\left(\hat{k} \times \hat{v}_{h,g}\{p\} \right) \frac{d\hat{v}_{h,g}\{p-1\}}{dz} \right]$$

Als Indikator der vertikalen Stabilität beschreibt B_x (*falls* $B_x \geq 0$ zwischen 1000 und 900 hPa bzw. 900 und 800 hPa) sehr genau die stabile, und unter Umständen durch eine Inversion gekennzeichnete bodennahe Zone innerhalb einer Front, und damit die Bodenfront-Position. Dies wird in dreidimensionalen Gitternetzprojektionen vorgestellt.

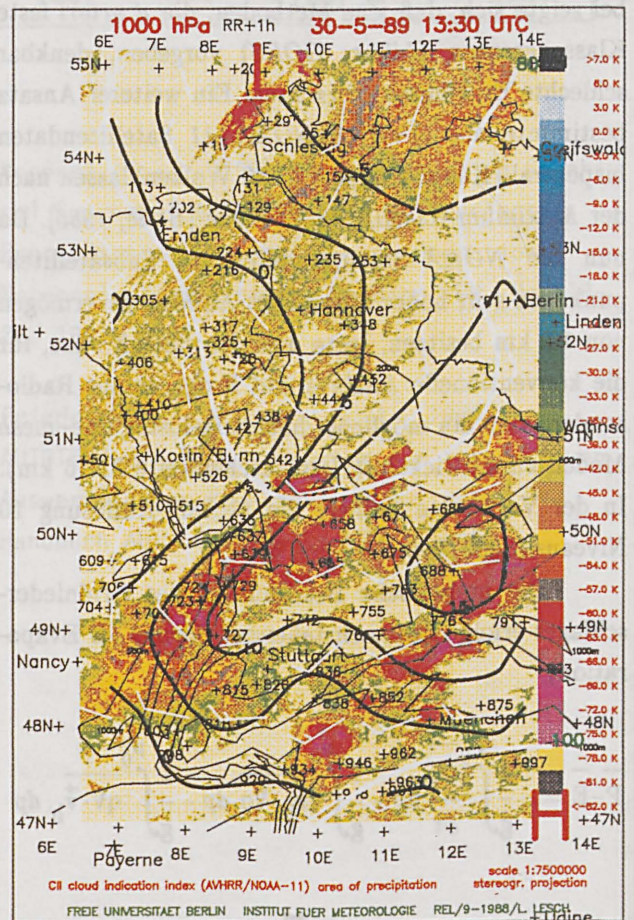
Literatur:

BOLLE, H.-J.: Assessment of thin cirrus and low cloud over snow by means of the maximum-likelihood method. *Adv. space research*, Vol.5, No.6. 1985.

KURZ, M.: *Synoptische Meteorologie*. DWD. 1977.

WIPPERMANN: Baroclinic effects on the resistance law for the planetary boundary layer of the atmosphere. Band 45. 1972.

Abbildung 1: Superposition von *area of precipitation* und Niederschlag (modeloutput) [rr/h]



NOMOGRAMME ZUR UNTERSTÜTZUNG DER PROGNOSE DER BODENWINDRICHTUNG UND DER BEWERTUNG DER LUFTHYGIENISCHEN SITUATION

Wolfgang Mix

Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin

In dem gar nicht so seltenen Spezialfall einer quasibeschleunigungsfreien baroklinen atmosphärischen Grenzschicht (AGS) - also bei vernachlässigbaren Beschleunigungs- und dominierenden Baroklinitätseinflüssen - sind einige der im ersten Beitrag (MIX 1992, vorliegendes Heft) grob skizzierten Ergebnisse numerischer Abschätzungen unmittelbar praktisch anwendbar.

Das betrifft insbesondere den stark baroklinitätsabhängigen Ablenkungswinkel α_0 des Bodenwindes von der Isobarenrichtung. In den für $v_{g0} \equiv v_g(1000 \text{ hPa}) = 10 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und $Ro_0 \approx 10^7$ berechneten Nomogrammen in Abb.1 ist α_0 für verschiedene thermische Schichtungen ($\mu=16$: Inversion, $\mu=8$: stark stabil, $\mu=4$: schwach stabil, $\mu=0$: neutral, $\mu=-4$: labil) in Abhängigkeit von den routinemäßig bestimmbaren Baroklinitätsmaßen $\Delta v_g = v_g(850 \text{ hPa}) - v_g(1000 \text{ hPa})$ (geostrophische Windgeschwindigkeitsänderung innerhalb der AGS) und $\Delta \alpha_g = \alpha_g(850 \text{ hPa}) - \alpha_g(1000 \text{ hPa})$ (geostrophische Windrichtungsänderung; $\Delta \alpha_g > 0$ bedeutet z.B. geostrophische Warmluftadvektion) dargestellt (punktiert: keine Konvergenz des Lösungsverfahrens). Die Eignung derartiger Nomogramme für die Unterstützung der Prognose der Bodenwindrichtung an Flachlandstationen ist offensichtlich. (Der Stabilitätsparameter μ kann in der bei MIX 1982 [Z. Meteorol. 32(1982), S. 372-375] vorgeschlagenen Weise aus routinemäßig ermittelten vertikalen Temperaturprofilen bestimmt werden.)

Im Sinne einer Unterstützung bei der Bewertung der Austauschsituation für Luftschadstoffe (Intensität des Turbulenz-austausches) sind des weiteren analoge Verteilungen des ersten (bodennächsten) Maximalwertes k_{max} sowie der Höhe $z(k_{\text{max}})$

seines Auftretens im Vertikalprofil des turbulenten Diffusionskoeffizienten direkt anwendbar; s. Abb. 2.

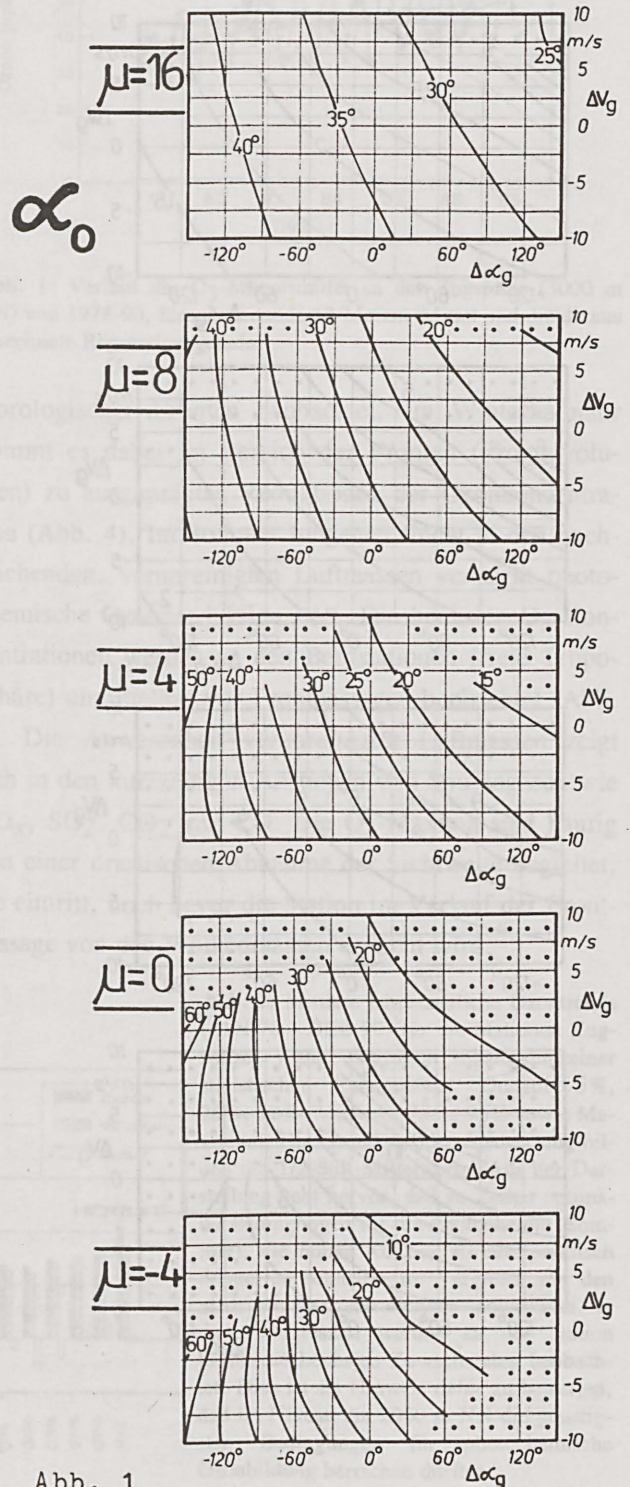
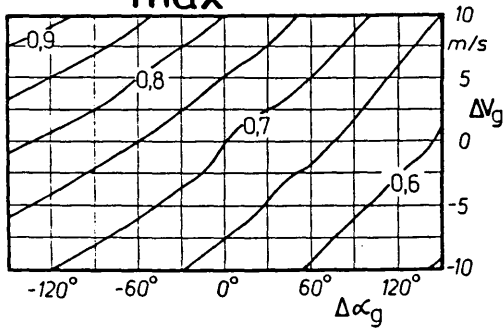


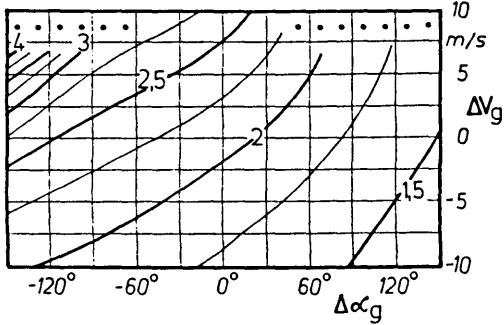
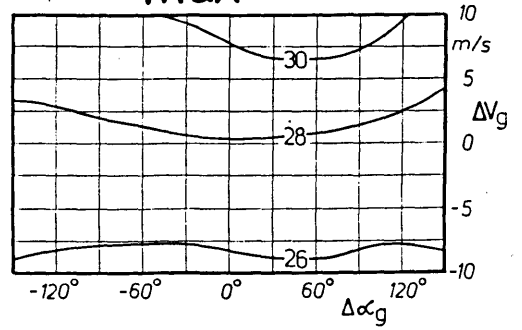
Abb. 1

k_{\max} in m^2/s

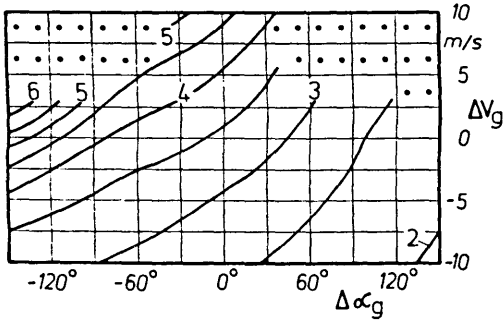
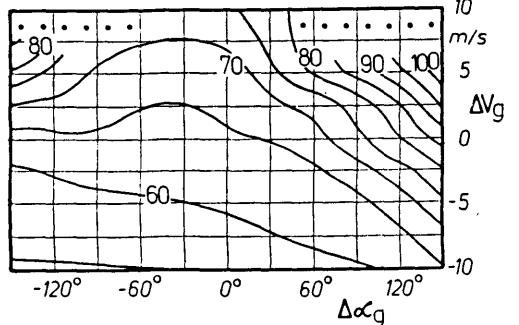


$\mu=16$

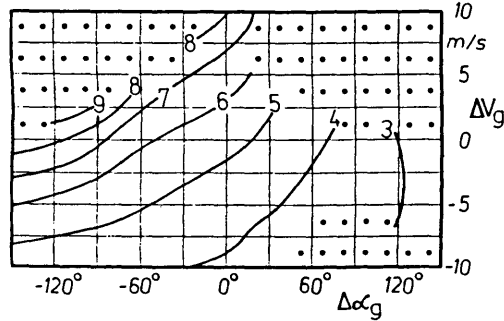
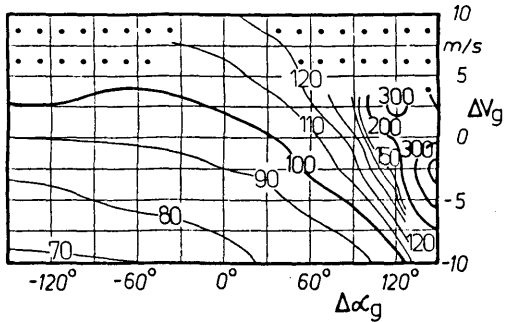
$z(k_{\max})$ in m



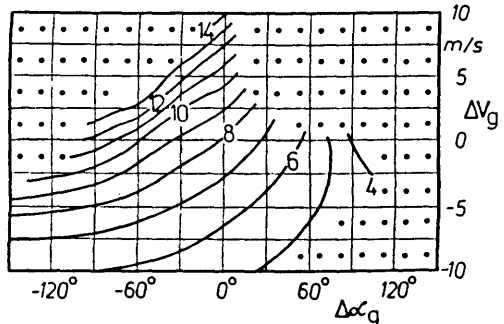
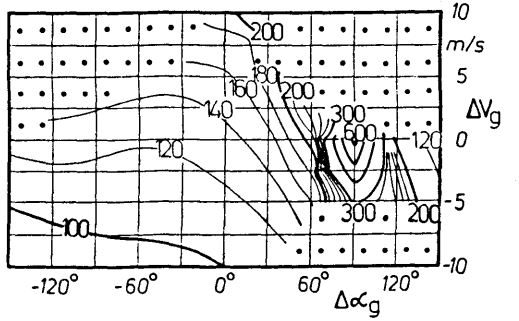
$\mu=8$



$\mu=4$



$\mu=0$



$\mu=-4$

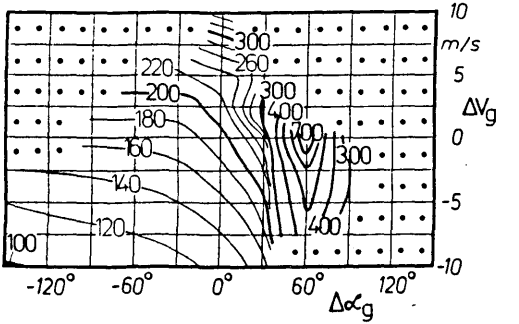


Abb. 2

ZUM OZON IN DER UNTEREN TROPOSPHÄRE: LANGZEITTREND UND VERLAUF WÄHREND FRONTPASSAGEN

Rudolf Sladkovic, Hans-Eckhart Scheel und Wolfgang Seiler
 Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung,
 8100 Garmisch-Partenkirchen

1 LANGZEITTREND

An drei höhengestaffelten Meßstationen, Garmisch (740 m NN), Wank (1800 m NN), Zugspitze (3000 m NN), werden seit 15 Jahren u.a. kontinuierliche Ozonmessungen durchgeführt. Der zu erwartende Anstieg des troposphärischen Ozons als Folge der Emissionszunahme von primären anthropogenen Luftverunreinigungen wird durch die Ergebnisse der Messungen an den Bergstationen bestätigt. Aus den Monatsmittelwerten ergeben sich Anstiegsraten von 1 ppbv pro Jahr für die Höhen 1800 und 3000 m, während im Tal (740 m) kein signifikanter Trend vorliegt. Eine detaillierte Analyse der Daten unter Verwendung verschiedener saisonaler Perzentilen (5 - 95) zeigt, daß die Anstiegsraten im Sommer am höchsten sind und außerdem die hohen Ozonkonzentrationen die höchsten Raten aufweisen (Abb. 2). Für die beobachteten Ozonkonzentrationen spielen die meteorologischen Bedingungen - von kleinräumigem Vertikalaustausch bis zu klimatologischen Singularitäten - eine wichtige Rolle. Unter Schönwetterbedingungen, d.h. bei verstärkter photochemischer Ozonproduktion, treten in der Höhe um 2000 m NN die höchsten Ozonkonzentrationen auf (Abb. 3 a,b).

2 OZONVERLAUF WÄHREND FRONTPASSAGEN

Die höchsten Luftverunreinigungen in der freien Troposphäre werden im Zusammenhang mit der Passage me-

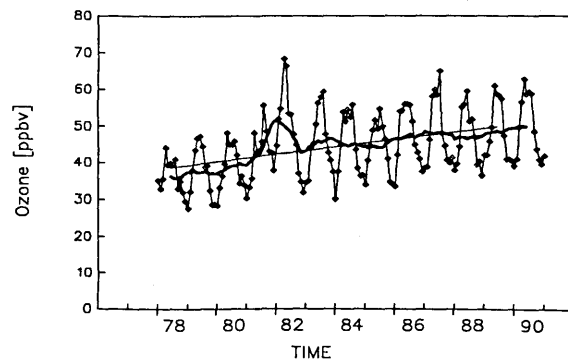


Abb. 1: Verlauf der O₃-Monatsmittel an der Zugspitze (3000 m NN) von 1978-90, ferner gleitende 12-Monats-Mittel und die daraus berechnete Regressionsgerade.

teorologischer Fronten beobachtet. Im Winterhalbjahr kommt es dabei im Bereich der Fronten (Frontalvolumen) zu ausgeprägten Reduktionen der Ozonkonzentration (Abb. 4). Im Sommer hingegen findet in den hochreichenden, verunreinigten Luftmassen verstärkt photochemische Ozonproduktion statt. Die höchsten O₃-Konzentrationen werden an den Bergstationen (freie Troposphäre) unmittelbar vor Frontpassagen beobachtet (Abb. 5). Die Anwesenheit verunreinigter Luftmassen zeigt sich in den kurzzeitigen Anstiegen von Spurengasen wie NO_x, SO₂, CO₂ und CO. Die O₃-Maxima sind häufig von einer drastischen Abnahme der Sichtweite begleitet, die eintritt, noch bevor die Station im Verlauf der Frontpassage von den Wolkenmassen erreicht wird.

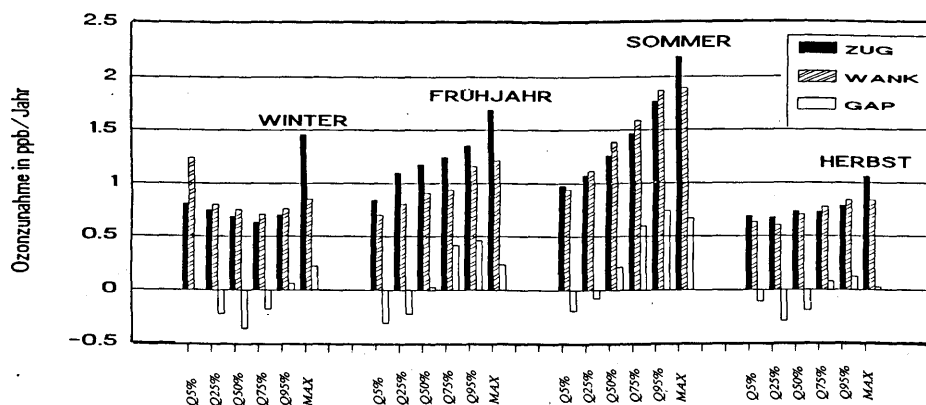


Abb. 2: Mittlere jahreszeitliche Ozontrends (JAN 78 - DEZ 90) für die Stationen Zugspitze, Wank, Garmisch anhand einzelner statistischer Kenngrößen: Quantil 5%, 25%, 50% (Median), 75%, 95% sowie Maximum. Die Grundlage der Auswertung bilden die 1/2-Std.-Mittelwerte. Aus der Darstellung geht hervor, daß zu Zeiten optimaler Bedingungen für die Photochemie (Sommer), die hohen Konzentrationen praktisch doppel so schnell - im Vergleich mit den niedrigen Konzentrationen - anwachsen. In dieser Jahreszeit werden an der Station Wank die höchsten Zuwachsraten beobachtet. Dies ist als Hinweis dafür zu bewerten, daß im Niveau um 2000 m NN die günstigsten Bedingungen für photochemische Ozonbildung herrschen dürften.

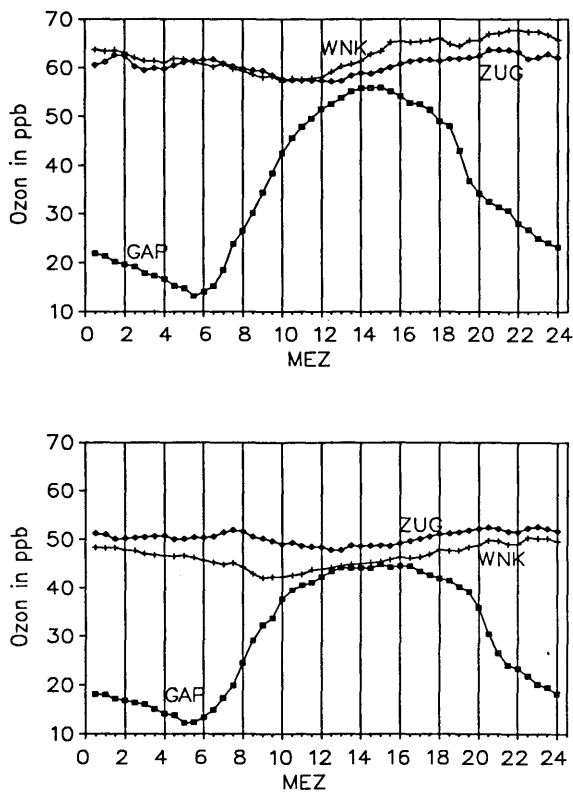


Abb. 3 a,b: Mittlerer Tagesgang von O_3 an den drei Stationen bei Schönwetter (oben) und Schlechtwetter (unten). Mittelungszeitraum 25 Tage, Juni - August 1991.

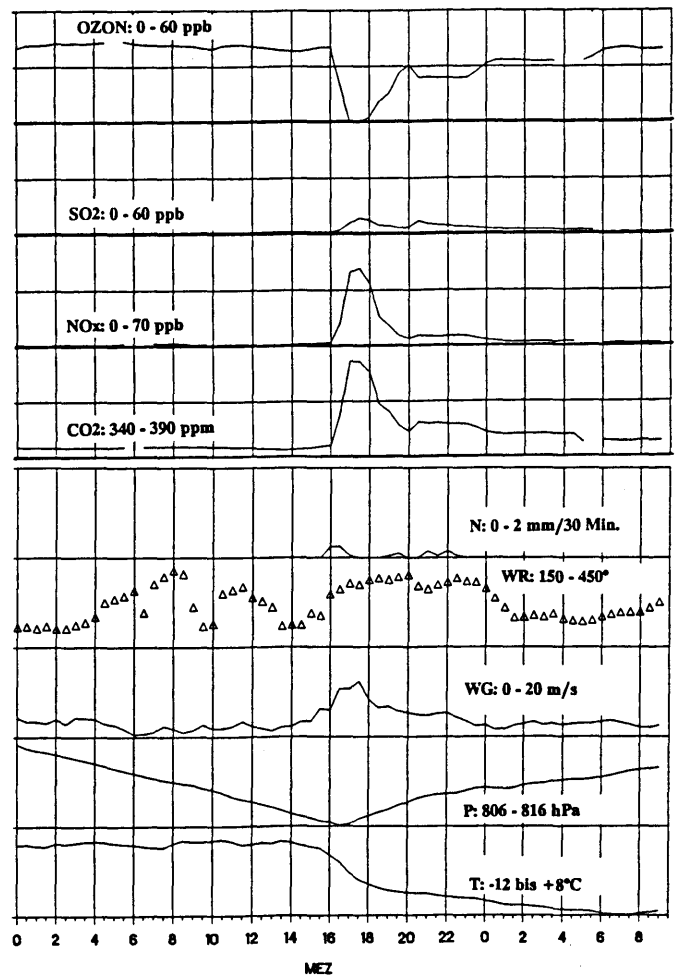


Abb. 4: Beispiel für eine extreme Verringerung der Ozonkonzentration in der freien Troposphäre bei Anwesenheit hoher NO_x -Konzentrationen unter winterlichen Bedingungen. Diese bemerkenswerte Kaltfrontpassage am 22. Nov. 1989 haben wir als "Trabi-Front" bezeichnet, da an diesem Tage erstmalig nach der "Wende" extrem viele ostdeutsche Fahrzeuge unterwegs waren (es wurden sehr lange Staus von den Autobahnen gemeldet). Diese stark ausgeprägte, schmale Front hat unser Meßgebiet, direkt aus Norden kommend, rasch überquert. Nach 4 Stunden war von der herantransportierten, hochreichend verunreinigten Luftmasse fast nichts mehr zu bemerken.

Die Abbildungen zeigen den zeitlichen Zusammenhang zwischen dem Konzentrationsanstieg der Gase SO_2 , NO_x und CO_2 und dem Absinken der Ozonkonzentration unter die Nachweisgrenze. Im unteren Teil ist der Verlauf der Parameter Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit, Druck und Temperatur dargestellt.

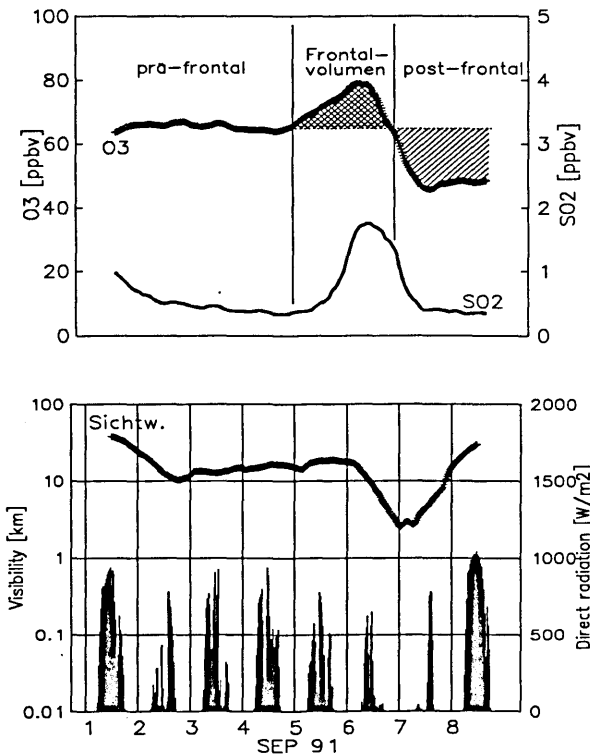


Abb. 5 a,b: Zeitlicher Verlauf von Ozon und SO_2 (oben) sowie Sichtweite und Sonnenstrahlung (unten) an der Station Wank während einer Frontpassage im Spätsommer 91 (jeweils gleitende 24-h-Mittel).

FRONTENANALYSE:

VON DER EMPIRISCHEN ZUR DYNAMISCH-OBJEKTIVEN METHODE

Reinhold A. Steinacker

Institut für Meteorologie und Geophysik

Universität Innsbruck, Österreich

Die operationelle Frontenanalyse basiert auch heute - gut 70 Jahre nach Entwicklung des norwegischen Zyklonen- und Frontenmodells - noch überwiegend auf einer empirischen Methodik. Bedingt durch deskriptive, meist qualitativ abgefaßte Regeln zum Auffinden von Fronten in der realen Atmosphäre kommt es häufig zu Meinungsverschiedenheiten zwischen einzelnen "Analysten". Diesem - insbesondere in einer Naturwissenschaft - sehr unbefriedigenden Zustand kann nur durch eine Objektivierung der Frontenanalyse begegnet werden.

Mathematische (differentialgeometrische) Definitionen für Fronten (Frontflächen bzw. Frontlinien) sind seit geraumer Zeit bekannt (RENARD und CLARKE 1965), zum Teil auch schon in praktischer Anwendung (HUBER-POCK und KRESS 1989) und können als Basis für die objektive Frontenanalyse angesehen werden. Allerdings darf hierbei nicht auf die ganzheitliche Betrachtungsweise verzichtet werden, d. h. es dürfen nicht nur einzelne atmosphärische Variablen für sich allein betrachtet werden.

Beim Studium der Frontdynamik zeigt sich, daß ein strenger Zusammenhang zwischen objektiv bestimmten Frontstrukturen und der (ageostrophischen) Sekundärzirkulation existiert. Die Extremwerte der zweiten direktionalen Ableitungen der

Temperatur, des Geopotentials und der Geopotentialtendenz definieren die räumliche Skala der Vertikalzirkulation bzw. sie fallen mit den Extremwerten der Divergenz zusammen (STEINACKER 1992). Damit läßt die auf Extremwerten der zweiten Richtungsableitung basierende objektive Frontenanalyse nicht nur eine bessere dynamische Interpretation, sondern auch eine Quantifizierung der Frontaktivität zu. Nicht zuletzt dadurch kann die Ursache einer möglichen Meinungsverschiedenheit unterschiedlicher subjektiver Analysen transparent gemacht werden. Die Linien der einzelnen atmosphärischen Variablen fallen nämlich meist nicht zusammen.

Eine Objektivierung der Frontenanalyse bedeutet schließlich, daß auch Ergebnisse von Simulationsmodellen der Atmosphäre in synoptisch gewohnter Weise aufbereitet werden können, also die Überfülle an Information auf das Wesentliche rezipiert wird.

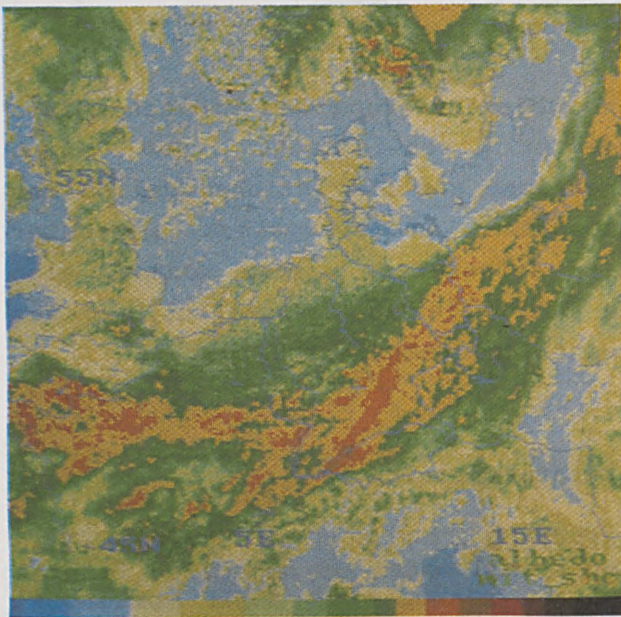
Literaturverzeichnis:

- HUBER-POCK, F., CH. KRESS: An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products. Meteorol. Atmos. Phys. 40 (1989), 170-180.
RENARD, R.J., L.C. CLARKE: Experiments in numerical objective frontal analysis. Mon. Wea. Rev. 93 (1965), 547-556.
STEINACKER, R.A.: Dynamical aspects of frontal analysis. Meteorol. Atmos. Phys. 43 (1992), in print.

U. Schubert, H. Neumeister, H. Schindowski
DWD/ZA/Abt. Synoptische Meteorologie

1 VORBEMERKUNGEN

Seit November 1990 werden beim DWD in Potsdam mit dem System DIGISAT hergestellte Produktbilder synoptisch erprobt und statistisch ausgewertet. Die Produktbilder entstehen durch pixelweise Multiplikation von geeichten IR-Bildern und sonnenstandskorrigierten VIS-Bildern. Das Ergebnis ist selbst ein Bild, das farbig dargestellt wird und zwar von niedrigen zu hohen Werten in Farbstufen von Blau, Gelb, Grün, Braun und Schwarz. Grundgedanke war dabei, die physikalischen Nachteile der einzelnen Spektralbereiche bezüglich der "Wetterwirksamkeit" bzw. speziell des Niederschlags zu minimieren, d. h. bei heller, tiefer Bewölkung durch die niedrigen Counts im IR (wärmer) und bei Cirren durch eventuell niedrigere Counts (dunkler) im VIS. Die Farbskala wurde im Mittel so gewählt bzw. im Einzelfall so verändert, daß der erste zu Grün benachbarte Braunton der



Produktbild aus VIS und IR von METEOSAT vom 14.5.91, 12.00 Uhr UTC (braun Niederschlagswahrscheinlichkeit >50%, links im Bild wird durch Cirrus mehr Niederschlag vorgetäuscht).

Niederschlagsgrenze am besten entspricht. Die IR-Eichung erfolgte so, daß 1K 2 Counts entspricht. Die Sonnenstandskorrektur erfolgte stufenweise für bestimmte Sonnenhöhenintervalle (Anm.: Seit 1.11.91 wird folgende Korrektur von STIEHLER/unveröff./verwendet:

$$\text{Sonnenhöhe } \alpha \leq 7^\circ, K=1/(0,5 \sin \alpha + 0,5 \sqrt{\sin \alpha})$$

$$7^\circ < \alpha \leq 25^\circ, K=\text{Parabel}$$

$$\alpha > 25^\circ, K=1/\sqrt{\sin \alpha}$$

2 SYNOPTISCHER VERGLEICH VON PRODUKTBILDERN MIT BODEN- UND RADARBEOBACHTUNGEN

2.1 Sehr dichter Cirrus (in VIS sehr hell) täuscht Niederschlag vor, wenn mittelhohe u/o tiefe Wolken fehlen (vor allem bei von Fronten oder Cb wegdriftendem Cirrus, auf der warmen Seite des Jet, der Trogvorderseite etc.).

2.2 Gegenüber Bodenbeobachtungen wird (mit Einschränkung 2.1) ein lückenloseres u. detaillierteres Bild geliefert, mit zunehmendem Wert im Bereich automatischer Stationen ohne Niederschlagsbeobachtung bzw. bei abnehmender Stationsdichte.

2.3 Gegenüber Radarbeobachtungen wird (mit Einschränkung 2.1) vor allem im äußeren Radarbereich bzw. bei starken Echos ein homogeneres Bild u. im Umfeld des Radarbereiches eine gute Ergänzung hierzu geliefert, im inneren Bereich Korrektur zu fehlender oder unpassender Bodenfestzielbeseitigung.

2.4 Genereller Vorteil der Produktbilder bez. Niederschlag: Großflächiger Überblick ohne Verlust an Details für Überwachung überraschender bzw. gefährlicher Entwicklungen.

3 STATISTISCHE AUSWERTUNG

Zur statistischen Interpretation wurden synoptische Daten (ww-Wetterzustand zum Bildzeitpunkt und stündliche Niederschlagsmeßwerte der automatischen Stationen) der NBL der BRD verwendet. Die noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen bezogen sich mit 114 Terminen (ca. je 25 Stationen) auf den Zeitraum November 1990 bis Juli 1991. Beim Auftreten von Niederschlag in den NBL (nur Wolkenlosigkeit meist ausgeschlossen) wurden in Stationsnähe die Pixel (Counts) im Feld von 3x3 (13x13 km) und 7x7 (30x30 km) im IR-, VIS- und Multiplikations-

bild ($\sqrt{IR*VIS}$) analysiert. Für diese Felder wurden z.B. arithmetische Mittelwerte und Mediane berechnet. Die synoptischen Vergleichsdaten waren nicht immer vollständig.

Das erste Ziel war die Berechnung relativer Häufigkeiten für das Auftreten von Niederschlag in Abhängigkeit von Count-Klassen der oben genannten 3 verschiedenen Satellitenbilddaten. Die gefundenen Relationen erwiesen sich als hochgradig linear.

Erste Ergebnisse:

- Ob das Ereignis Niederschlag durch w oder stündliche Niederschlagssumme RR und -dauer dd definiert wird, hat keinen erkennbaren Einfluß auf die Strenge des statistischen Zusammenhanges.

- Die Nutzung des 7x7er Feldes gegenüber dem 3x3er Feld oder die Nutzung der Mediane bringt etwa gleichwertige Ergebnisse. Für Abb.1 und 2 wurden die arithmetischen Mittelwerte des 3x3er Feldes verwendet.

Als günstigstes Kriterium für Niederschlag ergab sich aus 4 Varianten die Beziehung zu RR und dd vor oder nach dem Termin (Abb.1,2).

- Die Niederschlagswahrscheinlichkeit NW ist sowohl aus Produktbildern ($\sqrt{IR*VIS}$) als auch mittels VIS -Informationen allein sehr gut ableitbar ($NW=0.66*MUL-35.7; NW=0.47*VIS-17.6$). Der bestimmbare Wert von NW erreicht mit VIS -Daten 90% und mit Produktbilddaten 100%. Das Ereignis "kein Niederschlag" ist sicherer angebar als das Ereignis Niederschlag.

- Die IR -Daten sind weniger geeignet für eine lineare Beziehung, da ab Klasse 7 (ab $-25.5^{\circ}C$) die Niederschlagswahrscheinlichkeit nicht mehr ansteigt (Cirrusseffekt).

Noch folgende Auswertungen werden Beziehungen zwischen Niederschlagsmenge und Count-Werten von Satellitenbilddaten betreffen und alle Regressionsrechnungen werden auch mit Einzelwerten durchgeführt.

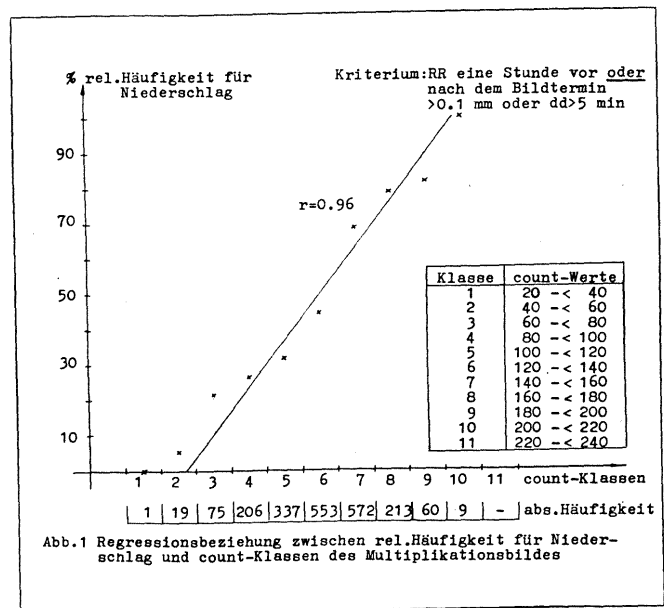


Abb.1 Regressionsbeziehung zwischen rel.Häufigkeit für Niederschlag und count-Klassen des Multiplikationsbildes

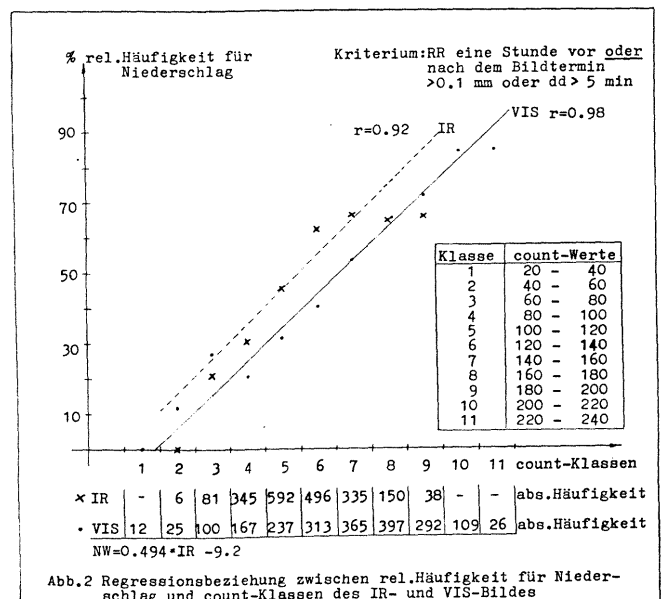


Abb.2 Regressionsbeziehung zwischen rel.Häufigkeit für Niederschlag und count-Klassen des IR- und VIS-Bildes

TRacer Imager Package (TRIP) - ein interaktives Bildschirmsystem für meteorologische Echtzeitberatung

E. Reimer, W. Weiß
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Für eine meteorologische, diagnostische Realzeitberatung zur Schadstoffbelastung im Berliner Raum und für die Interpretation erhöhter Messungen der Luftradioaktivität wurde ein numerisches Programmpaket zur Ausbreitungsrechnung entwickelt, das auf Rechenanlagen der mittleren Datenverarbeitung lauffähig ist. Für eine graphisch ansprechende Ausgabe wurde auf ein herkömmlichen Personal Computer (PC) zurückgegriffen, um sowohl für Schadstoffe wie auch für radioaktiv strahlende Partikel den zeitlichen Verlauf der Tracerfahnen interaktiv darzustellen.

Eingangsdaten

Für die Analyse und Verfolgung von Schadstoffen und chemischen Beimengungen in der Atmosphäre und deren Wirkung wird an eine Trajektorienbestimmung angeknüpft, die für verschiedene Fälle getestet wurde (REIMER et.al., 1987; KOLB und REIMER, 1989). Die Berechnungen finden auf raum- und zeitabhängigen isentropen Flächen statt, wobei in der planetarischen Grenzschicht ein Übergang zu einer orographieabhängigen Koordinate erfolgt. In der freien Atmosphäre werden dagegen mehrere Verfahren kombiniert. Als Basis dient dazu ein dynamisches Windwegberechnungsverfahren nach PETERSON/UCCELLINI (1979), welches mit rein kinematisch gewonnenen Windvektoren verglichen wird. Unter der Annahme einer verschwindenden Beschleunigung ergibt sich hieraus ein Lösungsraum, in dem nach DANIELSEN (1964) in 10-Minuten-Schritten der Ort optimaler Energiekonsistenz berechnet wird. Nach abschließender zeitlicher und gradueiler Anpassung mit vorliegenden Beobachtungsdaten (PIELKE, 1984) läßt sich dann eine Übereinstimmung von Windvektoren und Trajektorienorientierung an den Beobachtungsterminen erzielen.

Da die Aufbereitung sämtlicher meteorologischer Daten (WMO-SYNOP, TEMP, METEOSAT & NOAA), die numerische Analyse und die Trajektorienbestimmung am Institut für Meteorologie an der

Freien Universität Berlin vorgenommen wird, liegen alle notwendigen Daten über eine Ethernet-Vernetzung im direkten Zugriff (10 MBit/s). Nach einem jeweiligen Analyselauf und nachfolgender Trajektorienbestimmung werden dabei die Trajektoriendaten in einer Containerdatei gesammelt, welche dann vom PC mittels des Programms TRIP graphisch umgesetzt werden. Für Nutzer außerhalb des Instituts wurde inzwischen eine ISDN-Schnittstelle eingerichtet (64 KBit/s), mit der ein ausreichend schneller Datentransfer auch zu einem externen Personal Computer gesichert ist.

Neben der kostengünstigen Installation und Portabilität liegt ein weiterer Vorteil der PC-Nutzung in der zusätzlichen und unabhängigen Speicher- und Rechnerkapazität, mit der zunehmend Aufgaben der Datenaufbereitung von der Visualisationssoftware übernommen werden können.

Programmbeschreibung

Zur Entwicklung von "TRIP" wurde u.a. auf die Programmiersprache Turbo-Pascal zurückgegriffen, mit der auch eine Mausbedienung der erstellten Benutzeroberfläche sowie eine kontextabhängige Benutzerhilfe zur Bedienung ermöglicht wurde. Diese erfüllt den auf dem Software-Markt inzwischen weit verbreiteten SAA-Standard ("Standardized Application Architecture"). Das interaktive Menüsystem wurde mithilfe objekt-orientierter Programmieretechnik erstellt, die wegen der Trennung von Programm und Daten für zukünftige Veränderungen oder Erweiterungen besser geeignet ist als eine herkömmliche, rein modulare Programmstruktur.

Um eine filmähnliche Darstellung der Tracerfahnen mit bis zu sechs Bildern pro Sekunde zu realisieren, wurden wegen des zeitkritischen Bildaufbaus Maschinenprogrammmodule entwickelt, die ohne Verlust der Übersichtlichkeit einer höheren Programmiersprache in den Quellcode eingebettet wurden. Das gesamte Programmpaket existiert zur Zeit als DOS-Version.

Die momentan darstellbaren Daten zerfallen in fünf Kategorien:

- 1) Trajektorienschwärme, eingefärbt unter den Aspekten:
 - a) Ursprung, Herkunft,
 - b) Alter,
 - c) vertikale Position und
 - d) Startzeit der Partikel.
- 2) Satellitenbilder als Standbild oder "Film" in drei verschiedenen Auflösungen:
 - a) METEOSAT in PDUS-Qualität (halbstündlich)
 - b) NOAA (zwei Mosaik pro Tag)
- 3) Radarbilder als Standbild oder "Film" (Berlin mit bis zu 400km Umkreis)
- 4) Analyseergebnisse in Felddarstellungen:
 - a) Vertikalschnitte
 - b) Isolinienabbildungen
- 5) Überlagerung von Satellitenbildern mit analysierten Wetterbeobachtungen

Anwendungen

Neben einer erweiterten Beratung im Bereich des FU-Wetterdienstes ist eine

eigenständige Aufbereitung der Ausbreitungsdaten in der Fachabteilung der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz vorgesehen. Dazu wird der Datentransfer zunächst über Modem abgewickelt. Im Laufe des Jahres 1992 ist eine ISDN-Schnittstelle auch dort vorhanden, so daß eine operationelle Verschickung aktueller Trajektorien- und Standortdaten möglich wird. Diese Daten werden dann vor Ort mittels "TRIP" weiterverarbeitet und visualisiert.

Hardwareanforderungen

Um das Programm "TRIP" auf einem Personal Computer laufen zu lassen, ist folgende Hardware erforderlich:

- * IBM-kompatibler PC (80386-Prozessor mit >4MB empfohlen)
- * Festplatte (>40MB empfohlen)
- * Graphikkarte mit TSENG LABS ET4000 Graphics Controller
- * Ethernet/ISDN-Karte für Datentransfer
- * Analoges Mehrfrequenz-Farbmonitor

---> Gesamtkosten für empfohlene Konfiguration (ohne ISDN): 4000.-DM (Stand: Dezember 1991)

OPERATIONELLE ANWENDUNG VON SATELLITENDATEN MITTELS
INTERAKTIVER GRAPHISCHER SYSTEME
IN DER GEOPHYSIKALISCHEN BERATUNG

Dietmar Thiel

Amt für Wehrgeophysik, 5580 Traben-Trarbach, Mont Royal

Um sich ein Bild über die wetterwirksamen, dynamischen Vorgänge in der Atmosphäre machen zu können, benötigt der Meteorologe einen umfangreichen Kartensatz meteorologischer Felder als Arbeitsunterlage für seine Wetterdiagnose und Prognose. Ein Teil der Unsicherheit in Wetterberichten entsteht dadurch, daß der Meteorologe diese Datenflut in der zur Verfügung stehenden Zeit nicht alle vorliegen hat und verarbeiten kann. Als technische Hilfe zur Bewältigung dieser Datenflut haben sich Interaktive Graphische Systeme (IGS) bewährt (im AWGeophys seit 1981).

In Abhängigkeit von der jeweiligen Wetterlage kann der Meteorologe mittels IGS verzugslos und in flexibler Weise

- a. alle im Computer eingehenden aktuellen Meß- und Beobachtungsdaten
- b. Isolinienfelder numerischer Analysen und Vorhersagen sowie
- c. alle verfügbaren Satellitenbilder (im AWGeophys seit 1989)

auf einem Graphikbildschirm farblich darstellen, da das IGS direkt mit dem wissenschaftlichen Rechner verbunden ist. Alle diese 3 Komponenten können gleichzeitig miteinander überlagert werden. Ebenso ist eine effektive und sinnvolle interaktive graphische Bearbeitung der Produkte durch den Meteorologen möglich. Routineanalysen und Vorhersagekarten werden ebenfalls mittels IGS erstellt. Den Hintergrund für

diese Informationen bilden geographische Karten unterschiedlicher Auflösung, wobei innerhalb jeder Karte mit frei wählbarem Zentrum Ausschnitte durch Zoom in sekunden-schnelle vergrößert werden können, um beispielsweise für eine Flugwetterberatung mehr relevante Informationen zur Anzeige zu bringen.

Die Anforderungen, die man an Wetteranalysen und Vorhersagen stellt, bedeuten für den Meteorologen eine Aufgabe mit extremem Schwierigkeitsgrad, da das Wetter ein sehr komplexes System darstellt, das sich ständig weiterentwickelt. Beim Beobachten dieses Prozesses stellt man fest, daß das heutige konventionelle Beobachtungsnetz noch zu grobmaschig ist. Die Aussagen sollen jedoch möglichst genau und zuverlässig sein für sehr kleinskalige und verschiedene geographische Räume sowie unterschiedliche Bedarfsträger. Die Satellitenbilddarstellungen auf dem IGS sind somit für die Meteorologen der Beratungszentrale des AWGeophys zu einem wichtigen zusätzlichen Mittel für die synoptische Analyse, Diagnose und Vorhersage geworden.

Die Möglichkeiten der Nutzung von NOAA-Satellitenbildern in der operationellen Praxis mit Hilfe des IGS soll im folgenden anhand von 2 Fallbeispielen verdeutlicht werden.

Fallbeispiel 1: Gewitterlage vom 23. Mai 1990

Fallbeispiel 2: Nebellage vom 13. März 1991

Großkalige Feldexperimente im Rahmen der Global Change Forschung:

Eine Übersicht

Hans-Jürgen Bolle

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Das Internationale Geosphären - Biosphären Programme (IGBP) hat ein "Kernprojekt" *Biosphärische Aspekte des Wasserkreislaufes* eingesetzt, in dessen Rahmen untersucht und modelliert werden soll, wie Pflanzenbestände und Ökosysteme in Kombination mit den topographischen und pädologischen Strukturen der Landoberfläche den Kreislauf des Wassers auf der Erde beeinflussen. Dabei spielt die Frage eine große Rolle, wie sich aus den Ergebnissen notwendigerweise kleinräumiger Detailuntersuchungen Mittelwerte für Gebiete ableiten lassen, deren Größe mit der räumlichen Auflösung globaler Modelle vergleichbar ist.

Modelle des Wassertransfers sollten allgemeingültig sein. Um dies zu verifizieren, müssen sie unter verschiedenen klimatischen Bedingungen und für unterschiedliche Ökosysteme experimentell überprüft werden. Hierzu werden Untersuchungen in verschiedenen Teilen der Welt durchgeführt: in den borealen Wäldern Nordamerikas und Kanadas, in semi-ariden Gebieten der Sahelzone und Spaniens, in verschiedenen Teilen Rußlands, in China und Australien. In der Bundesrepublik konzentrieren sich die Aktivitäten auf den oberen Rheingraben, um hier das besonders schwierige Problem des Wasserhaushaltes in einem orographisch strukturierten Gelände anzugehen.

Die Experimente sind nach einem einheitlichen Schema angelegt. Über eine Fläche von 10^4 bis 10^5 km² verteilt werden an wenigen repräsentativen Stellen Gruppen von Energiehaushaltsstationen errichtet, mit denen die räumliche Variabilität in einem Maßstab von wenigen km² untersucht wird. Ihre Gesamtheit ergibt dann ein Bild von der Variabilität des gesamten Gebietes. Aus Radiosondenaufstiegen werden der Wasserdampfgehalt und die Advektion in der Troposphäre bestimmt. Flugzeuge werden eingesetzt, um die Brücke zwischen den einzelnen Meßkomplexen zu schlagen. Messungen von Satelliten aus vermitteln flächendeckende Bilder von der Variabilität der Landschaft. Mit mobilen Laboratorien werden radiometrische Eigenschaften der Flächen zwischen den fest installierten Stationen vermessen.

Die den Zustand des Systems in möglichst vielen Details beschreibenden Meßdaten werden zunächst verwendet, um eindimensionale Boden-Vegetations-Atmosphären Transfer (SVAT) Modelle zu speisen, mit denen die Flüsse berechnet werden, die wiederum mit gemessenen Flüssen verglichen werden können. So wird das System punktuell geschlossen. Dreidimensionale Modelle dienen dazu, die diskreten Meßdaten zu integrieren, Fetch- und Advektions-Effekte sowie die räumliche Struktur der Transportvorgänge zu studieren. Von herausragender Bedeutung ist die Beantwortung der Frage, was sich in der Beschreibung der Prozesse ändert, wenn man von kleinen Dimensionen zu größeren bis hin zu der Maschenweite globaler Modelle fortschreitet; anders ausgedrückt, welche Parameter in den unterschiedlichen Größenordnungen für die Beschreibung der Vorgänge jeweils überragende Bedeutung haben.

Mit Hilfe der gewonnenen Ergebnisse und globalen Satellitendaten sollen für die Initiierung von Modellrechnungen wie für diagnostische Untersuchungen Flächenmittel der Landoberflächen-Charakteristika von der Größenordnung der Gitterweite globaler Modelle erstellt werden. IGBP-BAHC arbeitet hier in den "Scale" des im Rahmen des WCRP initiierten Globalen Energie- und Wasserfluß-Experimentes (GEWEX) hinein, das die kontinent-weite Modellierung und Integration des Wasserhaushaltes bewerkstelligen soll. Im Rahmen des GEWEX soll ein Experiment von kontinentalen Ausmaßen über mehrere Jahre hinweg im Einzugsgebiet des Mississippi durchgeführt werden. In der Bundesrepublik wird daran gearbeitet ein ähnlich umfangreiches Experiment für das Einzugsgebiet der Ostsee zu organisieren. Im Rahmen dieser großen Experimente und der globalen Modelle können die Eigenschaften der Landschaft nur in sehr vereinfachter Form berücksichtigt werden. Die kleinräumigeren BAHC Experimente dienen auch dem Zweck, die Grundlagen dafür

zu schaffen, daß die notwendigen Vereinfachungen "scale-gerecht" und ohne wesentliche Kompromisse in der Genauigkeit durchgeführt werden.

ENERGIE-, VERDUNSTUNGS- UND OZONFLÜSSE IM FLÄCHENMITTEL UND IN IHRER HORIZONTALEN VARIABILITÄT ÜBER DER HILDESHEIMER BÖRDE

A.M. Jochum, N. Entstrasser, A. Klebelsberg¹⁾, H. Willeke
Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, 8031 Oberpfaffenhofen

1 ZIEL UND MESSTRATEGIE

Im Rahmen des Feldexperimentes LOTREX 10°E/HIBE89 wurden mit mehreren Flugzeugen Messungen in der atmosphärischen Grenzschicht durchgeführt, um die räumliche und zeitliche Variabilität der Energie-, Verdunstungs- und Ozonflüsse in dem 15x15 km² großen Experimentgebiet zu untersuchen. Die Meßflüge waren so ausgelegt, daß die Bestimmung des Flächenmittels der Flüsse mit mehreren verschiedenen Methoden möglich ist.

Die Meßstrategie war so ausgelegt, daß zeitlich und räumlich hochaufgelöste Datensätze während einer Intensivmeßphase von einigen Tagen gewonnen werden konnten. Hierzu wurden sechs Meßflugzeuge der DLR eingesetzt (Jochum et al., 1990).

Die vertikale Schichtung der Grenzschicht im Tagesgang wird aus den Daten der laufenden Auf- und Abstiege und aus Daten des flugzeuggetragenen Lidars (in der Falcon) bestimmt. Insbesondere die Lidar-Daten zeigen deutlich die starke horizontale Variabilität der Grenzschichthöhe entlang einer einzelnen horizontalen Meßstrecke (± 200 m) (Jochum et al., 1991a).

Um die horizontalen Inhomogenitäten besser zu erfassen, flogen die drei Motorsegler in niedriger Höhe (75 m über Grund) nebeneinander in Form von regelmäßigen Mäandern das Experimentgebiet ab. Bei geeigneter Auswertung läßt sich hieraus eine 'Kartierung' der turbulenten Flüsse gewinnen, die u.a. auch als untere Randbedingung für Modellrechnungen benötigt wird.

Die Ergebnisse der Auswertungen zur horizontalen Variabilität der bodennahen Flüsse zeigen, daß es Teilgebiete bevorzugt hoher Verdunstungsflüsse bzw. bevorzugt niedriger Energieflüsse gibt, während die Ozonflüsse keine beständigen räumlichen Strukturen aufweisen.

2 TURBULENTE FLÜSSE IM MITTEL

In einer Fallstudie am 05.07.1989, einem Tag mit 2/8 Cirrus Bedeckung und 1-3/8 flacher Cumulus Bewölkung am Nachmittag wurden zu verschiedenen Tageszeiten und in verschiedenen Höhen die turbulenten Energie-, Verdunstungs- und Ozonflüsse gemessen. Zusätzlich zu der Turbulenzinstrumentierung der Motorsegler wurde dabei erstmals - in Zusammenarbeit mit dem Institut für Physikalische

Chemie der Universität Bonn - eine neue schnelle Ozonsonde eingesetzt. Bild 1 zeigt ein Beispiel eines Ozonfluß-Profils während der quasistationären Periode am Nachmittag. Die Werte nehmen zum Boden hin ab. Die Extrapolation der Regressionsgeraden ergibt einen Wert von $-0.46 \text{ ppm ms}^{-1}$ für den mittleren bodennahen Ozonfluß und daraus eine Depositionsgeschwindigkeit von 0.8 cm s^{-1} . Eine Abschätzung der Terme in der Ozon-Bilanzgleichung liefert - bei einem Fehler von ca. 80-100 % - Werte für den Quellen-/Senkenterm, wie sie für den Tagesgang an einem warmen Sommertag in mäßig belasteten Gebieten typisch sind (Schmidt et al., 1991).

3 HORIZONTALE VARIABILITÄT DER FLÜSSE

Während desselben Tages wurde auch die flächenhafte Verteilung von turbulenten Flüssen über dem Experimentgebiet untersucht (Klebelsberg, 1991; Jochum et al., 1991b). Dazu wurde eine Fläche von 12x15 km von drei parallel nebeneinander fliegenden Motorseglern systematisch anhand von fünf Meßstrecken zweimal in niedriger Höhe abgeflogen, um horizontale Inhomogenitäten der turbulenten Flüsse in dieser Fläche abschätzen zu können. Bei der Auswertung der gemessenen Daten (fühlbarer und latenter Wärmefluß, Ozonfluß) wird jede Meßstrecke in gleich große Segmente unterteilt und pro Segment ein Segmentmittelwert für den jeweiligen turbulenten Fluß gebildet. Nach Entfernung des zeitlichen Trends werden die Segmentmittelwerte jeweils dreier nebeneinanderliegender Meßstrecken zu Teilflächenmittelwerten zusammengefaßt, um so zu einem für jede Teilfläche der Größe von 4x4 km repräsentativen Wert der Flüsse zu gelangen. Anschließend werden in einer Isoliniendarstellung Werte folgender drei Klassen erfaßt: 1. Werte kleiner als (Mittelwert - 1/2 Standardabweichung), 2. Werte um den Mittelwert ($\pm 1/2$ Standardabweichung), 3. Werte größer als (Mittelwert + 1/2 Standardabweichung). So werden Strukturen der kartierten Fläche ersichtlich. Bild 2 zeigt die flächenhafte Verteilung des latenten Wärmeflusses für eine Fallstudie am 5.7.1989: Der Flug 2 (linkes Bild) fand eine Stunde später als der Flug 1 (rechtes Bild) statt. Die Flächenverteilung des latenten Wärmeflusses ändert sich in dieser Zeit, die deutlich länger als die Lebensdauer einzelner Thermikelemente ist, nur unwesentlich. Ein möglicher Zusammenhang mit der Landnutzungs- oder Bodenarten-Verteilung wird noch untersucht.

¹⁾ TIWAG, Innsbruck

4 LITERATUR

Jochum, A.M., N. Entstrasser, H.P. Fimpel, P. Mörl, F. Rösler, H. Willeke, 1990: Evaporation and energy fluxes in the atmospheric boundary layer during LOTREX. *Proc. AMS Sympos. on the First ISLSCP Field Experiment (FIFE), Anaheim*, 177-180.

Jochum, A.M., N. Entstrasser, P. Mörl, D. Paffrath, S. Schulz, 1991a: Observational analysis of mixed layer depth evolution and variability. *Seventh Joint Conference of Appli-*

cation of Air Pollution Meteorology with AWMA, New Orleans, 4p.

Jochum, A.M., A. Klebelsberg, N. Entstrasser, H. Willeke, 1991b: Measurements in the Inhomogeneous Convective Boundary Layer Using Three Powered Gliders. *DLR-FB 91-30*, 223-228.

Schmidt, R.W.H., A.M. Jochum, N. Entstrasser, 1991: Airborne ozone flux measurement using a new fast detector. *7th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, New Orleans*, 243-246.

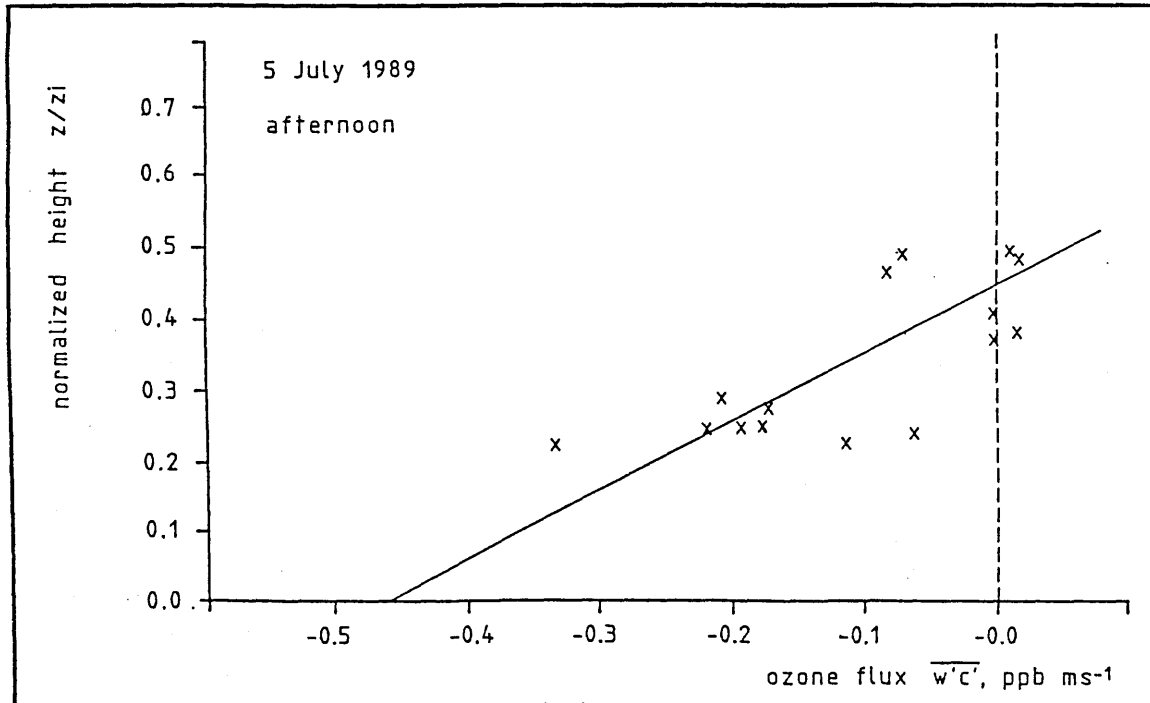


Bild 1. Vertikalprofil des Ozonflusses am 05.07.1989. Die Kreuze stellen jeweils Mittelwerte über eine Meßstrecke von 20 km Länge dar, die durchgezogene Linie die Regressionsgerade.

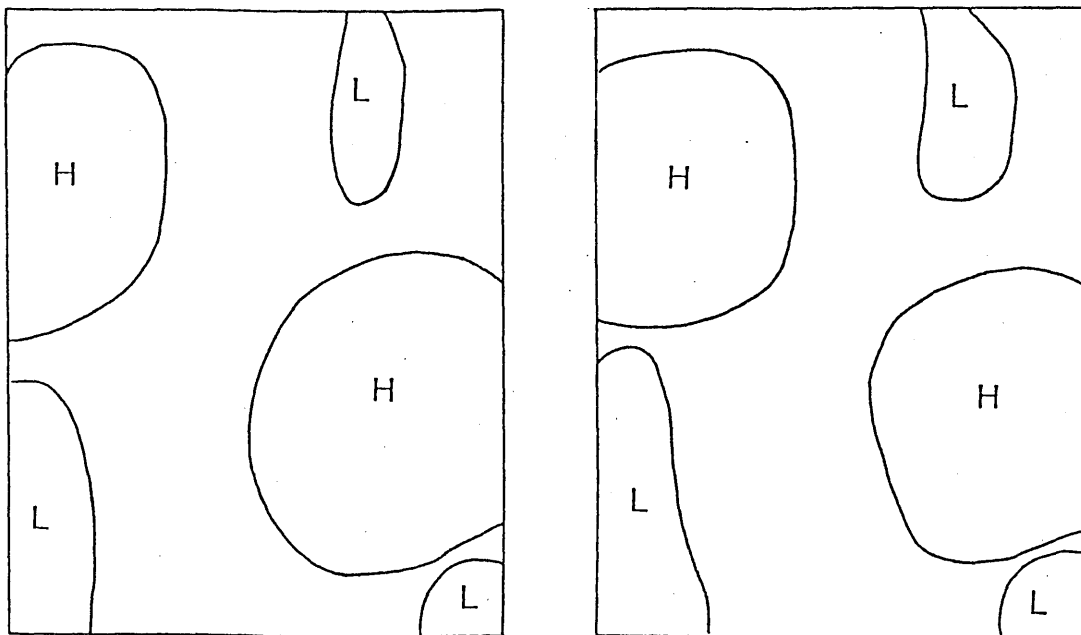


Bild 2. Flächenhafte Verteilung des latenten Wärmeflusses in der Hildesheimer Börde am 05.07.1989. Flächen mit Werten größer als (Mittelwert + 1/2 Standardabweichung) sind mit 'H' gekennzeichnet, Flächen mit Werten, die kleiner als (Mittelwert - 1/2 Standardabweichung) mit 'L'. Horizontale Achsen: 12 km in Ost-West-Richtung; vertikale Achsen: 15 km in Nord-Süd-Richtung. Rechtes (linkes) Bild: Flug 1 (Flug 2).

SIMULATION DER WECHSELWIRKUNG ZWISCHEN LANDOBERFLÄCHENPROZESSEN UND DER ATMOSPHÄRE

J. Siebert und W. Zdunkowski

Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz

1 Modellbeschreibung

Es wurde ein Vegetations-Erdbodenmodell entwickelt und mit einem Modell zur Simulation von Strahlungsnebeln kombiniert. Das Vegetationsmodell beschreibt die Wechselwirkung zwischen Landoberflächenprozessen und der Atmosphäre, um die unteren Randwerte von Temperatur und Feuchte für die atmosphärischen Gleichungen bereitzustellen. Zur vollständigen Beschreibung gehört ein Erdbodenmodell, das den gekoppelten Transport von Wärme und Feuchte berücksichtigt. Das verwendete Vorhersagemodell für Strahlungsnebel von Bott *et al.* (1990) enthält die wichtigsten mikrophysikalischen Prozesse. Hierbei wird das Nebeltröpfchenspektrum durch eine zweidimensionale Verteilungsfunktion beschrieben, die die Aerosolmasse und den Flüssigwassergehalt der Tröpfchen als unabhängige Variablen verwendet.

1.1 Erdbodenmodell

Der Erdboden wird durch ein gekoppeltes System von zwei prognostischen Gleichungen (Temperatur T_s und volumetrischen Feuchtegehalt η) beschrieben. Zur Herleitung dieser Differentialgleichungen wurde die Gültigkeit vom chemischen Gleichgewicht zwischen Wasserdampf und der flüssigen Phase vorausgesetzt. Zusätzlich wird die pflanzliche Wasseraufnahme durch ein vorhandenes Wurzelsystem berücksichtigt. Dies geschieht durch einen Senkterm in der Feuchtetransportgleichung. Der Verlust an Feuchte im Erdboden wird über die Transpiration der Pflanze bilanziert. Die Wasseraufnahme durch die Wurzeln erfolgt so lange, wie das chemische Potential im Boden größer ist als in den Wurzeln.

1.2 Vegetationsmodell

Das Canopy wird als eine an die Atmosphäre angrenzende Vegetationsschicht behandelt. Diese Schicht ist charakterisiert durch die Temperatur T_{af} und die spezifische Feuchte q_{af} der Luft im Canopy sowie durch die Temperatur T_f der Blätter. Das Modell löst ein gekoppeltes System von drei Bilanzgleichungen für die Energie- und Feuchteflüsse an der Erdoberfläche und die Energieflüsse in der Vegetationsschicht, in den drei unabhängigen Variablen T_f , T_g (Erdoberflächentemperatur) und q_g (spez. Feuchte der Erdoberfläche). Diese Vorgehensweise zusammen mit der Forderung, daß weder Wärme noch Feuchte in der Luft im Canopy gespeichert werden kann, erlaubt eine diagnostische Bestimmung der unteren Randwerte der Temperatur T_{af} und der spezifischen Feuchte q_{af} für das Atmosphärenmodell. Die notwendigen Energie- und Feuchteflüsse werden in Anlehnung an Deardorff (1978) parameterisiert.

2 Resultate

Zur Verifikation des Modells wurden einige Vergleiche von berechneten mit gemessenen Energieflüssen ausgeführt. Ein hierzu repräsentativer Vergleich ist in Abbildung 1 zu sehen. Die dafür notwendigen Daten stammen aus Messungen des HAPEX-MOBILHY Experiments, 1985-1986 in Südfrankreich. Der Vergleich von gemessenen (a) zu simulierten (b) Tagesgängen der Energieflüsse in Abbildung 1 zeigt eine recht gute Übereinstimmung. Insbesondere wurde sowohl das Verhältnis des latenten zu dem sensiblen Energiefluß als auch deren zeitliche Phasenverschiebung von dem Modell sehr gut wiedergegeben.

Die Abbildungen 2 (a) und (b) sollen den markanten Einfluß der Vegetation auf den Lebenszyklus eines Strahlungsnebels veranschaulichen. Für die Berech-

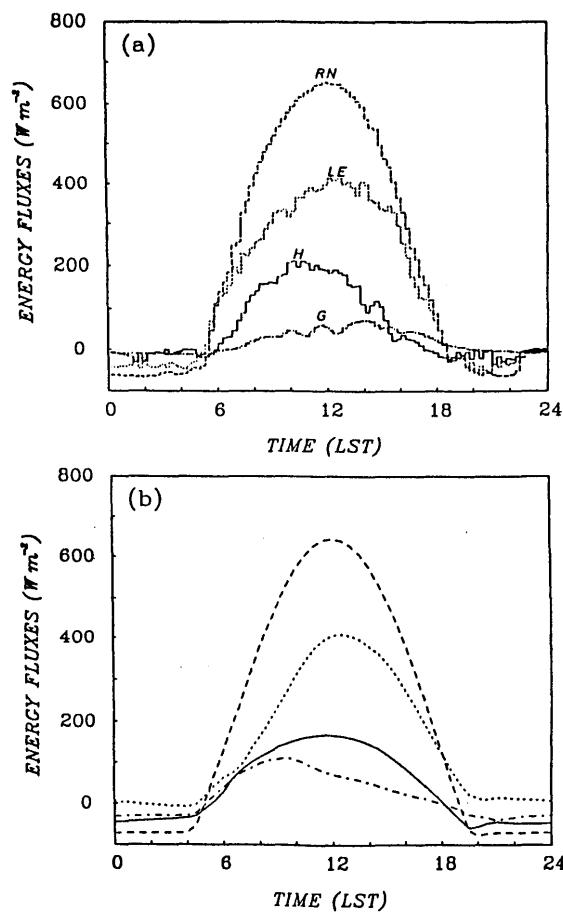


Abbildung 1 Tagesgang der beobachteten (a) und berechneten (b) Energieflußdichten an der Grenzfläche in $W m^{-2}$. Der Nettostrahlungsfluß RN (---), der latente Wärme fluß LE (···), der sensible Wärme fluß H (—) und der Bodenwärmefluß G (— · —).

nungen wurden Vegetationsparameter für Grass verwendet mit einem Bedeckungsgrad von 80%. Als Berechnungsgrundlage wurden zwei unterschiedliche stomatare Widerstände r_c gewählt, die für diesen Pflanzentyp der Literatur entnommen wurden. Abbildung 2 zeigt die Isolinien des Flüssigwassergehaltes als Funktion der Höhe und der Zeit für eine Simulation mit $r_c = 200 s m^{-1}$ (a) und $r_c = 400 s m^{-1}$ (b). Die Berechnungen zeigen, daß der Unterschied in dem pflanzenspezifischen Parameter r_c , bei ansonsten gleichen Bedingungen, zu sehr unterschiedlichen Resultaten in der Nebeldauer, Nebelhöhe und dem Flüssigwassergehalt des Nebels führt.

3 Schlußbemerkung

Die vorgestellten Resultate sollten die Fähigkeit des Modells verdeutlichen, die zeitlichen Verläufe der Energieflüsse an der Grenzfläche mit einer vertretbaren Ge-

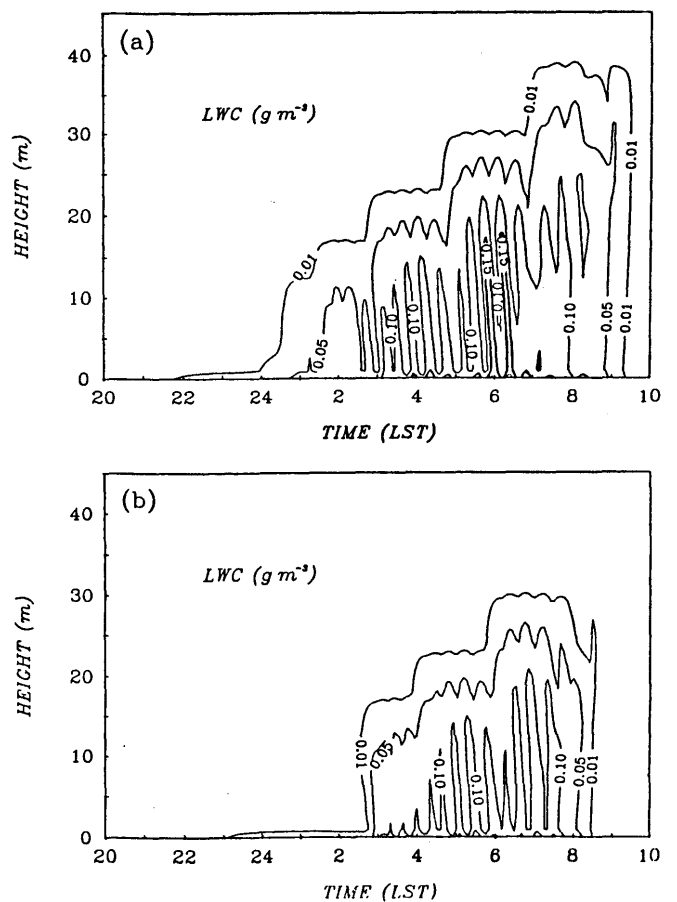


Abbildung 2 Isolinien des Flüssigwassergehaltes (LWC) in $g m^{-3}$ als Funktion von Höhe und Zeit für $r_c = 200 s m^{-1}$ (a) und $r_c = 400 s m^{-1}$ (b).

naugigkeit zu simulieren. Zudem sollte der wichtige Einfluß der Vegetation auf den Zustand der Atmosphäre und auf den Lebenszyklus von Strahlungsnebeln gezeigt werden. Trotz der recht komplexen Modellierung des Erdbodens, bleibt der numerische Aufwand des Vegetations-Erdbodenmodells in einem akzeptablen Rahmen.

4 Literatur

- Bott, A., Sievers, U. and Zdankowski, W. G., 1990: A Radiation Fog Model with a Detailed Treatment of the Interaction between Radiative Transfer and Fog Microphysics. *J. Atm. Sci.* 47, 2153–2166.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. *J. Geophys. Res.* 83, 1889–1903.

ÄNDERUNGEN DER VEGETATIONSCHARAKTERISTIKA AUS BODEN- UND SATELLITEN-MESSUNGEN WÄHREND DES EUROPÄISCHEN MESSPROGRAMMS EFEDA IN SPANIEN 1991

Ines Langer, Matthias Eckardt, Hans-Jürgen Bolle
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Im Rahmen des EG-geförderten Forschungsprogramms EFEDA (ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-threatened Area) fand 1991 ein internationales Feldexperiment in Castilla-La Mancha statt, an dem sich 24 europäische Gruppen und die NASA beteiligten. Während der Intensiv-Meßperiode vom 1.-30. Juni wurden an drei für die Region typischen Standorten im Scale $0.1-10^4 \text{ km}^2$ umfangreiche Bodenmessungen, zusätzliche Radiosondenaufstieg und Flugzeugmessungen durchgeführt, um den Wasser- und Energiehaushalt eines Gebietes zu bestimmen, das an die Gitterweite globaler Klimamodelle der nächsten Generation heranreicht.

Das ausgewählte Gebiet liegt etwa 100 km südöstlich von Madrid in einer mittleren Höhenlage von 800 m und hat bei einem mittleren Jahresniederschlag von 400 mm semiariden Charakter. Die drei Meßstandorte waren in einer gegenseitigen Entfernung von ca. 70 km zwischen Belmonte im Norden, Tomelloso im Westen und Barrax im Norden in einem Dreieck angeordnet. Im Rahmen des Gesamtprojektes wurde der Energiehaushalt an drei Punkten bei Rada de Haro nahe Belmonte in leicht hügeligem Gelände mit einem Mosaik von landwirtschaftlich genutzten Flächen, kleinen Waldgebieten und sekundärer natürlicher Vegetation bestimmt. Neben der Gesamtkoordination des Projektes war der Beitrag des Institutes folgenden Fragestellungen gewidmet:

- Wie groß ist der Energieumsatz in einem von Trockenanbau (Weizen, Gerste, Sonnenblumen, Wein und Oliven) und sekundärer natürlicher Vegetation (bis vor 70 Jahren bewirtschaftet) dominierten Gelände und welche Unterschiede der Flüsse ergeben sich in einem orographisch strukturierten Gelände, die eine Interpretation über größere Flächeneinheiten erschweren?
- Welche Informationen lassen sich aus den über Flächen von 1 km^2 gemittelten AVHRR-Daten im Hinblick auf die Modellierung (s. Beitrag Blümel) von Landoberflächen-Prozessen und die Rolle, die dabei die Vegetation spielt, gewinnen?

Zum Vergleich der Satellitendaten mit punktweise am Boden gewonnenen Daten wurden die spektrale Albedo und das gerichtete Reflexionsvermögen über

verschiedenen Oberflächen, die spektrale Transmission, die PAR, der Blattflächenindex, der CO_2 -Gaswechsel und die Transpiration typischer Pflanzen gemessen. Zur Erfassung der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Vegetation wurden Ende April und Ende August zusätzliche Strahlungsmessungen durchgeführt, die eine Validierung der Landsat- und AVHRR-Daten erlauben.

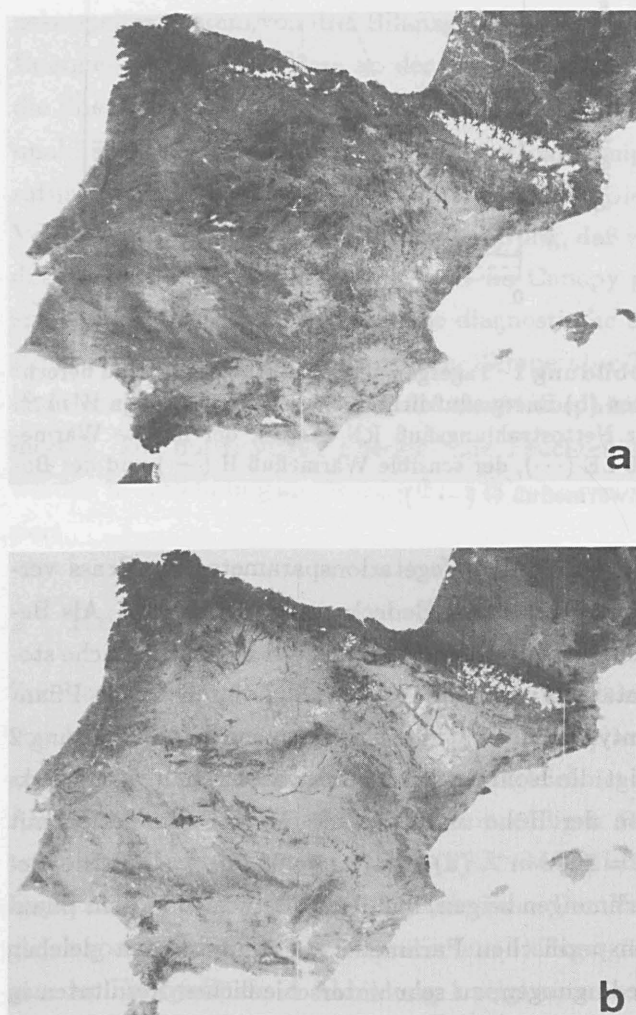


Abb.1: Vegetationsindex (NDVI) Iberische Halbinsel
a) 20./21.Mai 1991; b) 10./11. Juli 1991

Die Abbildungen 1 a, b zeigen den Vegetationsindex der Iberischen Halbinsel mit einer sprunghaften Abnahme von Ende Mai bis Anfang Juli (Übergang von dunklen zu hellen Bildtönen).

Die in 11 Wellenlängen gemessene spektrale Albedo eines Gerstenfeldes (Abbildung 2) zeigt die Entwicklung der Pflanzen zu verschiedenen Vegetationsperioden. Die grüne Gerste besitzt eine diskrete Absorptionsbande im sichtbaren Teil des Spektrums, insbesondere im roten Spektralbereich zwischen 645 und 700 nm, die lebende Pflanzen (grüne Gerste) von anderen Materialien (kahler Boden, gelbe Gerste) unterscheidet.

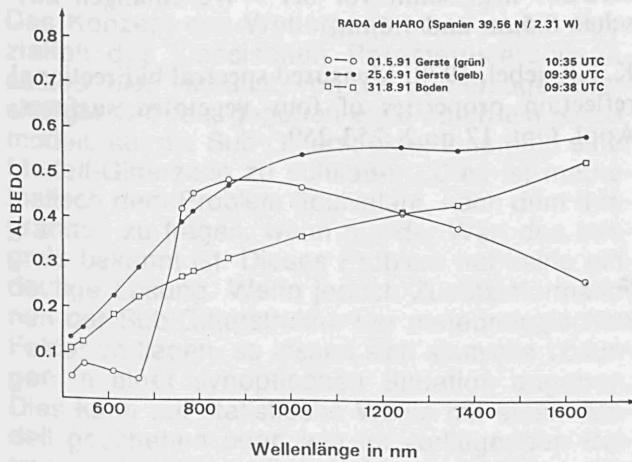


Abb. 2: Spektrale Albedo eines Gerstenfeldes Rada de Haro

Die Veränderungen der spektralen Albedo von grüner zu gelber Gerste treten in ähnlicher Weise auch bei Weizen auf, sind allerdings zeitverschoben. Das Verschwinden der Absorptionskante des Chlorophylls ist auch die Ursache für die starke Abnahme des NDVI (s. Abb 2). Für die Berechnung des NDVI werden nämlich die AVHRR-Spektralkanäle 1 (580 - 680 nm) und 2 (725 - 1100 nm) gewählt.

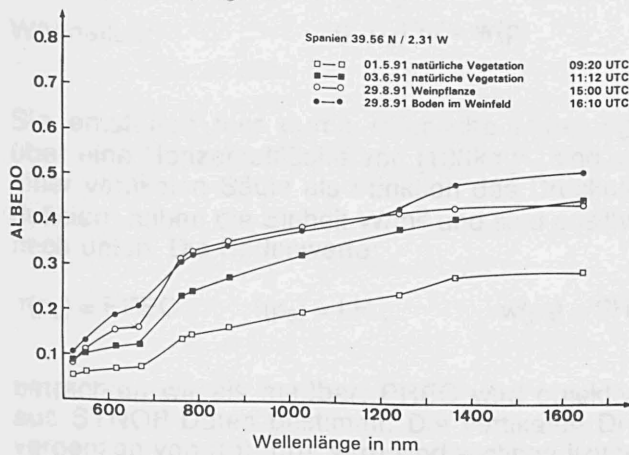


Abb. 3: Spektrale Albedo von "natürlicher" Vegetation und Wein, Rada de Haro

Die Albedo der nur noch gering vorkommenden "natürlichen" Vegetation in unterschiedlichem Entwicklungszustand zeigt Abbildung 3.

Außerdem ist die spektrale Albedo über einem Weinfeld Ende August dargestellt, einmal direkt über einer Weinpflanze, einmal zwischen den Pflanzen über kahlem Boden. Letztere Messung zeigt eine schwache Absorptionskante des Chlorophylls, die von den Pflanzen an den Rändern stammt, weil das Spektralalbedometer unter einem Halbraum mißt.

Da für photosynthetische Prozesse innerhalb des Spektrums der Sonnenstrahlung nur der Bereich zwischen 380 und 740 nm ausgenutzt wird, wurde im Weinfeld der Anteil der PAR (photosynthetic active radiation) an der Globalstrahlung gemessen, er beträgt ca. 55%, von der Pflanze werden um die Mittagszeit ca. 400 W/m² absorbiert.

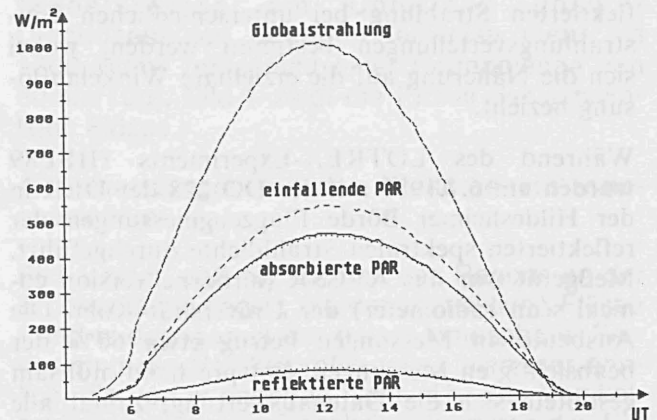


Abb. 4: Vergleich von Globalstrahlung und PAR über Wein, 29.6.1991, Rada de Haro

Aus Landsat TM-Daten und NOAA AVHRR-Daten wurden für die Zeitpunkte der Bodenmessungen die Albedo und Oberflächentemperatur bestimmt. Mit Ausnahme einiger spezielle Kulturen sowie der künstlich bewässerten Gebiete erfolgt von April bis September eine starke Austrocknung.

Literatur

- BOLLE, H.-J.: Vegetationsindices. Promet 3/4, Fernerkundung in der Meteorologie, 1990
- BOLLE, H.-J.; LANGER, I. : ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-threatened Area (EFEDA), Field Experiment Plan, Berlin 1991

DIE REFLEXIONSFUNKTION DES BODENS WÄHREND HIBE89

Claudia Völlger und Karl Theodor Kriebel

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR Oberpfaffenhofen

Die spektrale Reflexionsfunktion beschreibt das Reflexionsvermögen einer homogenen Oberfläche vollständig und eindeutig. Sie gibt an, welcher Teil der aus einer Richtung einfallenden Strahlung in eine bestimmte Richtung reflektiert wird, für alle Richtungen des Halbraums. Bei natürlichen Beleuchtungsverhältnissen (Sonne, Himmel) ist sie daher der Messung nicht unmittelbar zugänglich. Sie kann aber angenähert aus Messungen der reflektierten Strahlung bei unterschiedlichen Einstrahlungsverteilungen bestimmt werden, wobei sich die Näherung auf die erzielbare Winkelauflösung bezieht.

Während des LOTREX-Experiments HIBE89 wurden am 6.7.1989 mit der DO 228 der DLR in der Hildesheimer Börde Flugzeugmessungen der reflektierten spektralen Strahldichte durchgeführt. Meßgerät war das AVCSR (airborne version conical scan radiometer) der Universität Köln. Die Ausbeute an Messungen betrug etwa 60% der beabsichtigten Messungen. Entsprechend mühsam gestaltete sich die Datenauswertung, zumal alle gelungenen Messungen durch Diskontinuitäten (spikes) verunstaltet waren, was jede automatische Datenauswertung stark behinderte. Trotzdem gelang es, den zur Ableitung der Reflexionsfunktion benötigten vollständigen Datensatz herzustellen, allerdings nur bei 6 Wellenlängen.

Die Theorie fordert Reziprozität der Reflexionsfunktion bzw. der meßtechnisch möglichen Entsprechung, der zweifach richtungsabhängigen Reflexionsfaktoren. Frühere Messungen zeigten zum Teil deutliche Abweichungen von der Reziprozität (Kriebel 1978), wobei offen ist, ob dies nur auf die verwendete Interpolationsmethode zurückzuführen ist oder, zumindest zum Teil, auch auf den Tagesgang der Reflexionseigenschaften. Daher wurde eine Methode zur Ableitung der Reflexionsfunktion entwickelt, die auf die Interpolation verzichtet, jedoch die Reziprozität fordert. Es zeigt sich, daß diese neue Methode Ergebnisse liefert, die denen der ersten Methode vergleichbar sind und der Reziprozitätsforderung genügen, jedoch in dem Winkelbereich versagt, der nicht durch die direkte Sonnenstrahlung abgedeckt werden kann. Eine Kombination beider Methoden liefert zufriedenstellende Ergebnisse. Die spektrale Reflexions-

funktion der Hildesheimer Börde während HIBE89 liegt somit vor bei 5 Wellenlängen zwischen $0.5\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$.

K.T.Kriebel, 1978: Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces. Appl. Opt. 17 no.2, 253-259.

Der Starkregen im August 1991 als Test für den Wettergenerator

Michael Hantel

Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Wien, Hohe Warte 38, 1190 Wien

1. Einleitung

Das Konzept des Wettergenerators ist ein Spezialfall des klassischen Parametrisierungsansatzes. Man versucht, von der Vorhersage gitterskaliger Größen, gegeben etwa durch ein Klimamodell, auf die Sub-Gitterstruktur innerhalb einer Modell-Gitterzelle zu schließen. Dies ist mathematisch dem Problem äquivalent, nach dem Integranden zu fragen, wenn nur der Wert des Integrals bekannt ist. Dieses Problem hat keine eindeutige Lösung. Wenn jedoch Zusatzinformationen der Sub-Gitterstruktur der meteorologischen Felder vorliegen, so lassen sich sinnvolle Lösungen in einer synoptischen Situation angeben. Dies kann auf statistische Weise mit einem Modell geschehen oder, wie im vorliegenden Beitrag, anhand von Beobachtungsdaten an der Erdoberfläche.

2. Die Rolle der subskaligen Vertikalflüsse

Die Vertikalflüsse atmosphärischer Größen in der freien Atmosphäre haben skalige und subskalige Komponenten. In den Haushalten von Feuchte und Wärme treten folgende subskalige Vertikalflüsse (Korrelationsflüsse, Eddy-Flüsse) auf:

$$\begin{aligned} \text{Regenfluß:} & \quad L\bar{P} = r(p) \\ \text{Feuchtefluß:} & \quad g^{-1}L\overline{q'\omega'} = f(p) \\ \text{Wärmefluß:} & \quad g^{-1}c_p\overline{T'\omega'} = w(p) \end{aligned}$$

Sie entstehen hier durch räumliche Mittelung über eine Horizontalfläche von $[100\text{km}]^2$, sind in einer vertikalen Säule als Funktion des Druckes definiert, haben die Einheit W/m^2 und sind positiv nach unten. Die Bodenwerte:

$$r(p_s) = \text{PREC}; \quad f(p_s) = \text{LH}; \quad w(p_s) = \text{SH}$$

betrachten wir als meßbar; PREC wird objektiv aus SYNOP-Daten bestimmt. Die vertikalen Divergenzen von $r(p)$, $f(p)$, $w(p)$ sind wichtige Komponenten im Feuchte- und Wärmehaushalt. Sie werden durch die Diagnose dieser skaligen Haushalte nach etablierten Verfahren bestimmt (Emeis, 1985; Hantel, 1986, 1987; Burkhardt, 1991).

3. Der Starkregen von August 1991

In den drei ersten Augusttagen 1991 wurde Mitteleuropa von einem Starkregen heimgesucht. Zentrum der Niederschläge war Österreich (Land Salzburg). Diese Lage wurde von Dorninger et al. (1991) als Beispiel für die objektive Diagnose subskaliger Vertikalflüsse in der freien Atmosphäre untersucht. Die analysierten Niederschläge am Unterrand unserer Diagnosesäulen betragen teilweise mehr als 1800 W/m^2 (entspricht einer Regenmenge von 60mm/Tag). Bild 1 zeigt die Profile der subskaligen Flüsse.

4. Anwendungen auf den Wettergeneratormechanismus

Bild 1 zeigt, daß die Maxima des Regens an der Erdoberfläche liegen, die der konvektiven Flüsse f und w dagegen in der freien Atmosphäre. Ferner sind die Vertikalprofile von r einander ähnlich, die von w dagegen nicht, d.h. das Vertikalprofil von r in jeder Einzelsäule ist durch das Klimaprofil aus der Grobsäule bereits bestimmt; das Profil der Feinsäule ist mit dem Bodenwert von PREC skalierbar. Für die konvektiven Flüsse f , w dagegen, deren Bodenwerte eine vernachlässigbare Varianz haben, verglichen mit den Werten in der freien Atmosphäre, gilt dies nicht. Hier sind die Einzelprofile nicht durch einfache Skalierung eines mittleren Profils mit einem Bodenwert zu erhalten.

5. Diskussion

Klimamodelle liefern relativ grobskalige Voraussetzungen, von denen aus mit gewissen Zusatzinformationen auf regionale Feinstrukturen geschlossen werden soll. Diese Zielsetzung des Wettergenerator-Konzepts scheint für den Niederschlag zu funktionieren: Das mittlere Vertikalprofil kann mit dem Bodenniederschlag auf ein regionales Feinprofil umskaliert werden. Für die konvektiven Flüsse f , w scheint dies nicht zu funktionieren: Die Werte hochauflösender Verdunstungs- und Wärmeflüsse an der Erdoberfläche sind für den zugehörigen Vertikalfluß in der Höhe kaum von Belang.

Die hier unterstellte Parametrisierung subskaliger Vertikalflüsse ist nur eine denkbare Implementierung des Wettergenerator-Ansatzes;

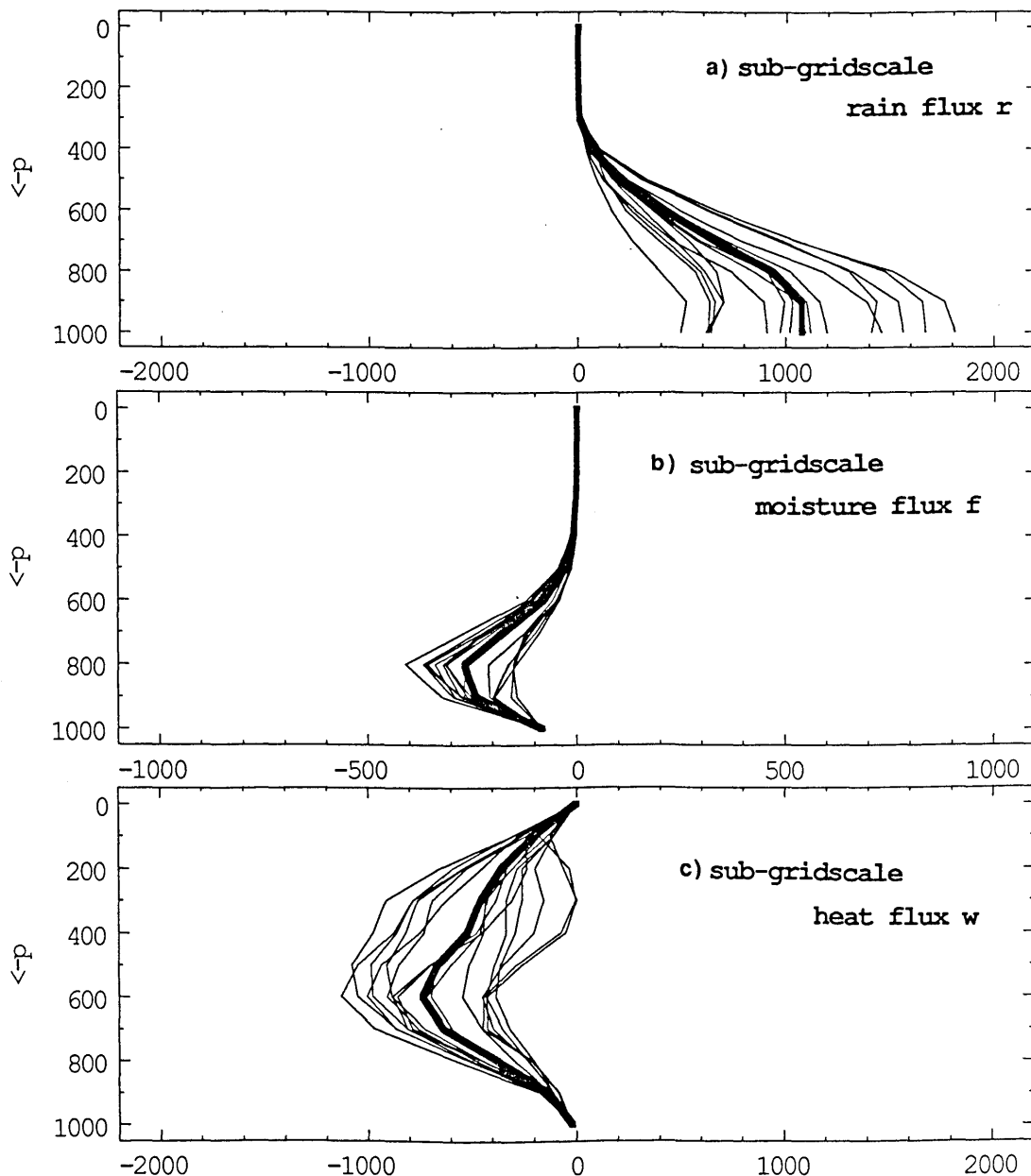


Bild 1: Vertikalflüsse von Regen (r), Feuchte (f) und Wärme (w) für 4x4 benachbarte atmosphärische Säulen, Grundfläche je $[100\text{km}]^2$, zentriert bei Salzburg. Termin 1.8.1991, 00 GMT \pm 6h, Mittelwert der Profile fett, Bodenwerte gemessen (r) bzw. als Klimamittel (f , w), Werte in der freien Atmosphäre aus diagnostischem Modell. Einheit der horizontalen Achse: W/m^2 .

andere Parametrisierungen, etwa statistische, sind ebenfalls möglich. Sie sollten jedoch vor Anwendung mit einem diagnostischen Modell auf Konsistenz im Einzelfall getestet werden.

6. Danksagung

Diese Arbeiten werden vom österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekte P7344-GEO und P7330-GEO) gefördert. Die Bilder programmierte Herr L. Haimberger, Frau B. Gutdeutsch-Berger betreute das Manuskript.

7. Literatur

- Emeis, S., 1985: *Bonner Met. Abhandl.*, **32**, 106 pp.
Hantel, M., 1986: *Ann. d. Meteor. (N.F.)*, **23**, 34-35.
Hantel, M., 1987: *Met. Atmos. Phys.*, **36**, 24-44.
Burkhardt, T., 1991: *Met. Atmos. Phys.*, **46**, 155-168.
Dorninger, M. et al., 1991: A thermodynamic diagnostic model for the atmosphere. Part I: Analysis of the August 1991 rain episode in Austria. *Met. Zeitschr.* (in Druck).

Numerische Simulation der trockenen Deposition von Schwefel- und Stickstoffverbindungen über Mitteleuropa

Ralf Thehos

Institut für Meteorologie der TH Darmstadt

1 Einleitung

Der Eintrag von Schadstoffen aus der Atmosphäre in den Erdboden oder in Gewässer ist der Hauptgrund für verschiedene Schäden am Ökosystem, wie etwa den neuartigen Waldschäden oder der Versauerung der skandinavischen Seen. Besonders umweltrelevante Wirkung haben dabei saure Substanzen wie etwa die Schwefel- oder die Salpetersäure. Eine qualitative und quantitative Abschätzung der Deposition von Schadstoffen ist mit Hilfe moderner numerischer Simulationsmodelle möglich. Für solche Simulationen werden detaillierte Informationen über die meteorologischen Verhältnisse in der atmosphärischen Grenzschicht benötigt. Diese können in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung von numerischen Wettervorhersagemodellen bezogen werden. Die Kopplung von Wettervorhersage- mit Ausbreitungsmodellen ermöglicht auch Vorhersagen der Luftbelastung mit Schadstoffen.

2 Das Simulationsmodell

Die im folgenden beschriebenen Simulationen wurden mit dem an der TH-Darmstadt entwickelten Ausbreitungsmodell THEPI (TH-Episodenmodell) durchgeführt. Dabei handelt es sich um ein dreidimensionales, instationäres Euler'sches Boxmodell zur Berechnung des Schadstofftransportes über Europa. Das Modell ist für einen routinemäßigen Einsatz konzipiert und bezieht die benötigten meteorologischen Daten vom numerischen Wettervorhersagemodell des DWD, dem Europamodell (EM). Zur Vereinfachung des Datenaustausches zwischen den Modellen übernimmt THEPI vom EM das gesamte Rechengitter. Das Modellgebiet von THEPI umfaßt Mitteleuropa und Teile des Ostatlantiks, die horizontale Maschenweite beträgt 63.5 km. In der vertikalen

reicht das Modell bis 3.5 km Höhe, die nach oben zunehmende vertikale Maschenweite beträgt in Bodennähe 30 m. Als Emissionsdatenbasis dienten die für das Forschungsprogramm PHOXA erstellten Kataster. Da eine routinemäßige Modellanwendung strikte Beschränkungen der verfügbaren Modellrechenzeiten bedingt, wird die atmosphärische Chemie in THEPI durch einen linearen, rechenzeitökonomischen Ansatz approximiert. Der chemische Reaktionsmechanismus besteht aus 11 Reaktionen. Neben dem Transport und der turbulenten Diffusion werden die Konzentrationen in dem Modell durch trockene und nasse Deposition geändert. Die trockene Deposition wird dabei mit Hilfe eines Widerstandsansatzes behandelt. Der Gesamtwiderstand, der der trockenen Deposition entgegengesetzt wird, ergibt sich aus der Summe von drei Einzelwiderständen r_a , r_b und r_c . r_a ist der sogenannte atmosphärische Widerstand, der von der Turbulenzintensität in der Prandtl-Schicht bestimmt wird. Prinzipiell läßt sich sagen, daß hohe Windgeschwindigkeiten und

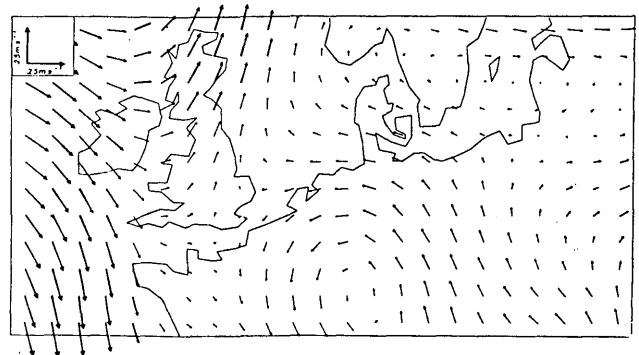


Abbildung 1: Das vom EM berechnete Strömungsfeld in Bodennähe am 25.2.1982 12 UTC.

labile Schichtung den Depositionswiderstand verringern und so die trockene Deposition erhöhen. Der 'molekulare Widerstand' r_b wird von der laminaren Schicht in den untersten Millimetern der

Atmosphäre erzeugt. Der 'surface-Widerstand' r_s schließlich zeigt eine starke Abhängigkeit von der Beschaffenheit der Erdoberfläche.

3 Simulationsergebnisse

Mit dem Modell THEPI wurde eine Episode erhöhter Schadstoffbelastung aus dem Jahre 1982 simuliert. Während der letzten Februartage des Jahres 1982 akkumulierten sich in einem Hochdruckgebiet über Mitteleuropa Schadstoffe, die anschließend mit Annäherung atlantischer Fronten mit südlichen Winden in Richtung Skandinavien abtransportiert wurden. Die Abbildung 1 zeigt das vom EM berechnete Strömungsfeld am 25.2.1982 in Bodennähe. Kalte Festlandsluft wird vom Kontinent über die relativ warme Nordsee geführt, wodurch sich hier eine labile Temperaturschichtung einstellt. In Abbildung 2 ist die labile Schichtung über der Nordsee an der Differenz der potentiellen Temperaturen in 30m Höhe und am Boden, $\Delta\theta$, zu erkennen. r_a ist in diesem Gebiet klein und steigt erst mit der Stabilisierung der Schichtung ab dem 26.2. an. Aus dem Zusammenwirken von kleinem atmosphärischen Widerstand und dem über Wasser verschwindenden Surface-Widerstand für SO_2 ergibt sich über der Nordsee eine hohe trockene Deposition von Schwefel (Abbildung 3). Besonders ausgeprägt ist dieser Effekt vor der britischen Ostküste, wo hohe Windgeschwindigkeiten den Widerstand r_a zusätzlich verringern. Ähnlich hohe Schwefeldepositionen wie über der Nordsee ergeben sich nur noch im Gebiet der ehemaligen DDR, wo wesentlich höhere SO_2 -Konzentrationen herrschten, also mehr Schwefel zur Deposition zur Verfügung stand. Über dem

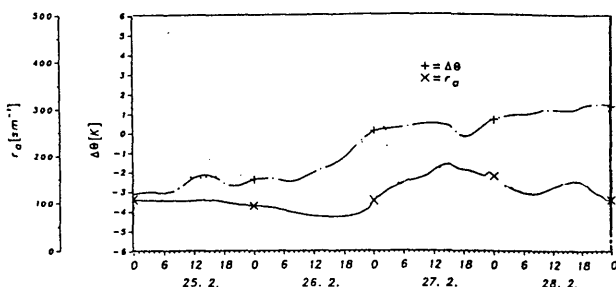


Abbildung 2: Zeitlicher Verlauf von $\Delta\theta$ und r_a über der südlichen Nordsee.

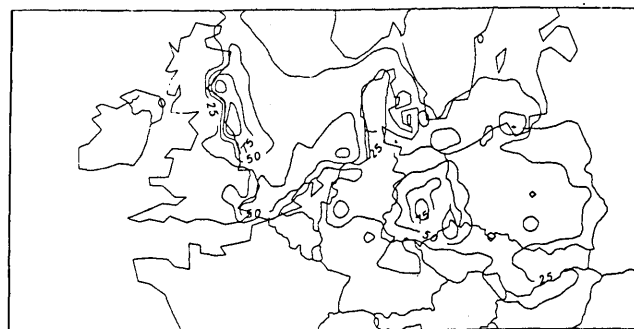


Abbildung 3: Die berechnete, vom 24.2.1982 bis 2.3.1982 akkumulierte trockene Schwefeldeposition in mg S m^{-2} .

Festland war allerdings der Depositionswiderstand für SO_2 deutlich höher als über dem offenen Meer. Der Grund hierfür liegt in dem über Land im Winter extrem hohen 'surface-Widerstand', der r_a und r_b deutlich übertrifft. Die Simulationen zeigen, wie wichtig es für die detaillierte Berechnung der trockenen Deposition von Schadstoffen ist, über genaue Informationen über den Turbulenzzustand der atmosphärischen Grenzschicht zu verfügen. Nur Ausbreitungsmodelle, die diese Informationen von numerischen Wettervorhersagemodellen flächendeckend beziehen, sind hierzu in der Lage.

Literaturhinweise

Müller E. et al., 1987

Results and prospects of Mesoscale modeling at the Deutscher Wetterdienst

J. Met. Soc. Japan, Spec. Volume

Thehos, R., 1991

Numerische Simulationen zum interregionalen Spurenstofftransport über Europa

Dissertation, TH Darmstadt

NEBELDEPOSITION AUF WÄLDER DER MITTELGEBIRGSLAGEN

S. Pahl, G. Krugmann, P. Winkler

Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hamburg

1 EINLEITUNG

Die Nebelwasserdeposition durch Auskämmen von Nebel- bzw. Wolkenröpfchen an Nadelbäumen ist nicht nur für den Wasserhaushalt der Wälder in den Mittelgebirgshochlagen von großer Bedeutung (Linke, 1916; Grunow, 1954), sondern gleichzeitig ein wichtiger Pfad für den Spurenstoffeintrag (Lovett, 1984). Der Grund hierfür liegt in der stark erhöhten Ionen- und Säurekonzentration der Nebelröpfchen im Vergleich zum Regen. Da Gebiete höchster Schädigungsgrade der Wälder in den Mittelgebirgen mit den Gebieten höchster Nebelhäufigkeit zusammenfallen, kann eine Beteiligung der Nebeldeposition bei der Verursachung der Waldschäden nicht ausgeschlossen werden. Zur Abschätzung des Stoffeintrages durch Nebeldeposition wurde das von Lovett (1984) beschriebene Wolkenröpfchendeponationsmodell weiterentwickelt. Um realitätsnah zu bleiben, dienen synoptisch beobachtete meteorologische Daten als Eingangsparameter, mit deren Hilfe der mittlere Nebelwassereintrag in den Bestand für längere Zeiträume berechnet wird. Durch geeignete Kombination der berechneten Wasserflüsse mit Meßdaten zur chemischen Zusammensetzung des Wolkenwassers lässt sich die Spurenstoffdeposition durch Nebel abschätzen.

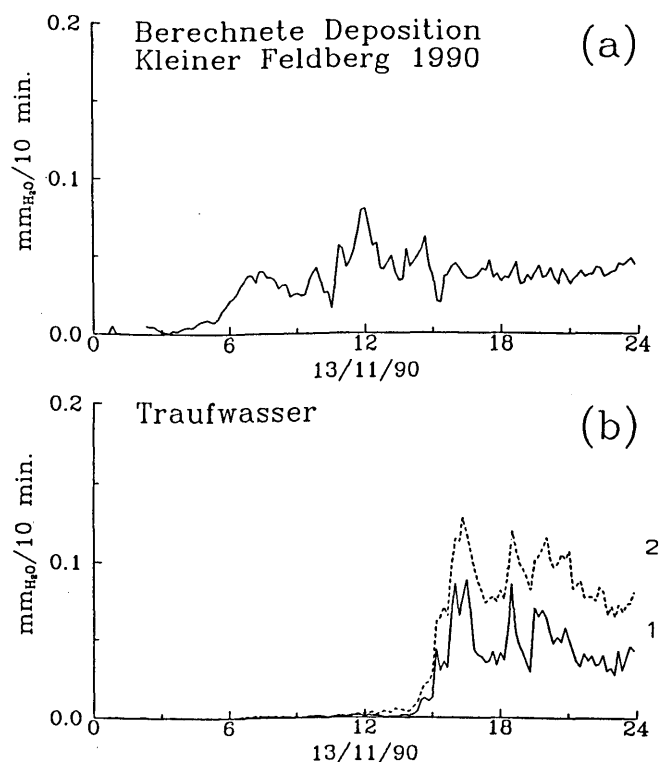
2 DEPOSITIONSMODELL

Bei dem verwendeten Depositionsmodell handelt es sich um ein eindimensionales, stationäres Widerstandsmodell (Lovett, 1984), das den Eintrag von Wolkenröpfchen in einen homogenen Waldbestand simuliert. Dabei werden turbulente Transporte, Impaktions- und Sedimentationsvorgänge berücksichtigt. Das Kronendach wird in mehrere Schichten unterteilt und einzelne Vegetationskomponenten wie benadelte und unbenadelte Zweige verschiedener Altersklassen, Äste und Stamm unterschieden, auf denen die Nebelröpfchen deponiert werden. Das Windprofil und das Vertikalprofil des turbulenten Diffusionskoeffizienten werden aus der Windgeschwindigkeit über dem Bestand und in Abhängigkeit von der Vertikalverteilung des kumulativen Oberflächenindex berechnet. Der Flüssigwassergehalt wird aus der Sichtweite parametrisiert, wobei die Tropfengrößenverteilung aus einer modifizierten Best-Verteilung (Kroll und Winkler, 1989) berechnet wird. Als Eingangsgrößen dienen meteorologische Routinebeobachtungen.

3 VERIFIKATION DES MODELLS

Im Rahmen des EUROTRAC Ground-based Cloud Experiments auf dem Kleinen Feldberg im Taunus (Okt./Nov. 1990) wurden Traufwassermessungen im Bestand zur Verifizierung des Modells durchgeführt. Die für das Modell benötigten meteorologischen Eingangsgrößen wie Windgeschwindigkeit, Flüssigwassergehalt (PVM 100 nach Gerber, 1984) und Tropfengrößenverteilung (FSSP nach Knollenberg, 1981) wurden mit hoher zeitlicher Auflösung gemessen. Gleichzeitig wurde in einem 64 Jahre alten Nadelbaumbestand etwa 50 m unterhalb des Gipfels eine Traufwasseranlage betrieben, die sich meist im Luv zum Gipfel befand. Auf zwei Auffangflächen von je 1 m² wurde Tropfwasser gesammelt und mittels Lichtschranken zählern registriert.

Abb. 1 zeigt beispielhaft für den 13.11.1990 den Vergleich zwischen berechneter Deposition (a) und gemessenem Traufwasser (b). Mit Einsetzen des Nebels kurz nach Mitternacht steigt die modellierte Deposition zwischen 3 und 6 Uhr allmählich an und erreicht dann mittlere Werte um 0,05 mm/10 min mit einigen markanten Spitzen und Verminderungen. Mit einer zeitlichen Verzögerung von 4-5 Stunden folgt die Traufwasserregi-



strierung der modellierten Deposition mit gutem Parallelverlauf wobei die Maxima und Minima sich wiederfinden. Der Zeitversatz rührt daher, daß die Hauptwassermenge im oberen Drittel des Kronendaches aufgefangen wird und erst das gesamte Kronendach benetzen muß, bevor das Durchtropfen einsetzt. In der sogenannten Aufladungsphase akkumuliert sich das deponierte Wasser zunächst im Kronendach und erscheint dann als verkürzte Spitze in der Traufwasserregistrierung.

Die beiden Traufwasserzähler laufen zeitlich sehr gut parallel, zeigen jedoch deutliche Differenzen in der Wassermenge. Dies ist auf die Inhomogenität des Waldbestandes bezüglich des Blattflächenindex und Stammabstands zurückzuführen und verdeutlicht, wie wesentlich die Kenntnis der waldbaulichen Parameter für die Depositionsrechnung ist. Die berechnete Deposition liegt nach dem Erreichen des Gleichgewichtszustandes leicht unterhalb der von den beiden Zählern registrierten Wassermenge. Dies läßt darauf schließen, daß der im Modell angenommene Blattflächenindex für diesen Bestand im Mittel etwas zu gering gewählt wurde. Der Modellwald mißt 10 m, der untersuchte Bestand dagegen 17 m Höhe. Dieses Experiment hat jedoch gezeigt, daß das verwendete Depositionsmodell ein geeignetes Instrument zur Berechnung der Wolkenwasserdeposition auf Nadelwälder ist und bei gleichzeitiger Kenntnis der Inhaltsstoffe des Wolkenwassers eine Abschätzung des Spurenstoffeintrags ermöglicht wird.

4 ERGEBNISSE

Depositionsrechnungen wurden für mehrere Bergstationen unter folgenden Voraussetzungen durchgeführt:

Es wurden die meteorologischen Beobachtungsdaten der Jahre 1982-1988 zugrundegelegt. Aus dem gemessenen Wind wurde unter Annahme eines logarithmischen Profils der Wind in größerer Höhe berechnet und daraus das Windprofil überm Wald, woraus dann die Windgeschwindigkeit in Wipfelhöhe entnommen wird. Der Modellwald ist ein 10 m hoher Tannenwald, von dem angenommen wird, er wäre an der jeweiligen Station vorhanden. An mehreren Bergstationen wurde Nebelwasser gesammelt und auf seine chemischen Hauptkomponenten analysiert. Diese chemischen Daten werden nach einem Zufallsverfahren mit den meteorologischen Daten kombiniert, wobei Schwankungen im Flüssigwassergehalt sich auch in Konzentrationsschwankungen auswirken.

Damit erhält man folgende Ergebnisse:

- 1) Es ergibt sich eine Zunahme der Wasserdeposition mit der Höhe, wobei nicht die Höhe über NN, sondern die Höhe der Station relativ zum umgebenden Flachland zugrundegelegt wurde. Die Nebeldeposition beginnt ab relativen Höhen oberhalb 500 m merkbar zu werden und erreicht bis zu 100 % der Regenmenge, die in Gipfellagen in 1000 m relativer Höhe gemessen wird. Für diese Höhenzunahme der Nebeldeposition bestehen zwei Gründe: (1) Höhere Lagen tauchen häufiger in

Wolken ein und (2) der Flüssigwassergehalt in Wolken steigt mit zunehmender Höhe über der Wolkenbasis an.

- 2) Die Stoffkonzentration ist in Nebelwasser im Mittel beträchtlich höher als im Niederschlag. Die Konzentration wird mit zunehmender Höhe über der Wolkenbasis geringer (Verdünnung wegen größerem Flüssigwassergehalt). Die Stoffkonzentration unterliegt großen örtlichen Schwankungen und bei geeigneter Windrichtung spiegeln sich die Emissionen von Ballungsräumen in erhöhten Stoffkonzentrationen gegenüber dem Mittel wider.
- 3) Am Beispiel der Station Großer Arber im Bayerischen Wald sind in der folgenden Tabelle ausgewählte Spurenstoffdepositionen durch Nebel auf den Modellwald und durch Niederschlag einander gegenübergestellt (Werte in kg/ha Jahr):

	NH ₄	SO ₄	NO ₃	Cl
Nebeldeposition	16.6	36.5	37.0	9.2
Niederschlag	18.2	65.0	57.2	6.5

Man erkennt, daß die Stoffdeposition durch Nebel im Bereich derjenigen durch Niederschlag liegt. Die durch Nebeldeposition abgeschätzten Stoffflüsse sind noch mit Unsicherheiten behaftet, weil die beobachtete Sichtweite, aus der im Modell der Flüssigwassergehalt parametrisiert wurde, im Wetterschlüssel nur in relativ groben Klassen gemeldet wird.

5 LITERATUR

- Gerber, H. (1984), Liquid water content of fogs and hazes from visible light scattering. *J.Clim. Appl. Meteor.* **23**, 1247-1252.
- Grunow, J. (1955), Der Niederschlag im Bergwald-Niederschlagszurückhaltung und Nebelniederschlag. *Forstw. Cbl.* **74**, 21-36.
- Knollenberg, R.O.G., (1981), Techniques for probing cloud mikrostructure. pp 15-89. In: P.V. Hobbs, A. Deepack, eds. *Clouds, their formation, optical properties, and effects.* Acad.Press., New York.
- Linke, F. (1916), Niederschlagsmessungen unter Bäumen. *Meteorol. Z.*, **33**, 141.
- Lovett, G.M. (1984), Rates and mechanisms of cloudwater deposition to a subalpine Balsam Fir forest. *Atm. Envir.* **18**, 361-371.
- Kroll, G., P. Winkler, (1989), Influence of meteorological parameters on interception of cloud droplets in a coniferous forest. *Beitr. Phys. Atm.* **62**, 265-274.
- Krugmann, G., P. Winkler, (1989), Abschätzung der feuchten Deposition aufgrund gemessener chemischer und meteorologischer Parameter. *Abschlußber. Forsch.Vorh.* 077431018, Hamburg.
- Schatzmann, M., A. Lohmeyer, M. Knobelsdorf, (1990), Experimentelle Bestimmung der feuchten Deposition von Nebeltröpfchen an Vegetationskomponenten. *Abschlußbericht, Forsch.Vorh.* 07 VND 03, Hamburg.

UNTERSUCHUNGEN ZUR NASSDEPOSITION IN DEN NEUEN BUNDESLÄNDERN; EINFLUSSFAKTOREN UND TRENDS DURCH EMISSIONSVERÄNDERUNGEN

Dr. Wolfgang Marquardt und Dr. Peter Ihle
Institut für Energetik, Leipzig

Seit 1982 wird an drei industriearmen Orten der ehemaligen DDR regelmäßig die Naßdeposition von 10 Ionensorten (Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Zn^{2+}) sowie der pH-Wert und die Leitfähigkeit des Niederschlags gemessen, wobei die Niederschlagsproben im 3- bzw. 4-stündigen Rhythmus mit automatischen sequentiellen Wet-only-Sammlern gewonnen werden.

Für jede Auffangstelle wurden nach emissionsstrukturellen oder geografischen Aspekten mehrere Einzugssektoren gebildet. Ihre Definition berücksichtigt die unterschiedliche Emission und damit verschiedene Wolkenbelastung, welche die vor Ort ausregnenden Wolken überquert haben. (Eine Zuordnung nach Einzugssektoren erfolgte nur unter eindeutigen Voraussetzungen).

Es wird demonstriert, daß die Ionenkonzentration in hohem Maße von den Emissionen der überquerten Gebiete abhängt. Der Braunkohleneinsatz in den neuen Bundesländern führt z. B. gegenüber dem Erwartungswert zu einer Verdreifachung der Ablagerung von Kalzium und zu einer Verdoppelung der Sulfatdeposition. Das Zusammenwirken beider Komponenten bedingt deshalb auch in größeren Quellentfernungen keine Erhöhung der Niederschlagsazidität. Zu markanten Niederschlagsbeimengungen führen auch der bevorzugte Erdgaseinsatz (erhöhter Nitratgehalt) und eine dominierende Öl- bzw. Steinkohlenverbrennung als anthropogene

Emissionsquellen sowie natürliche maritime Quellen (Sea-spray).

Als besonders relevante meteorologische Faktoren werden für jede Probe die Vortrockenzeit bzw. die Niederschlagsandauer und die Niederschlagsart erfaßt sowie ihr Einfluß auf die Ionenkonzentration im Niederschlagswasser ermittelt. Mit Zunahme der Niederschlagsandauer verringert sich die Konzentration der Inhaltsstoffe je nach Ionart verschieden stark, wogegen sie mit der Länge der Vortrockenzeit in unterschiedlichem Maße ansteigt.

Mittels dieser Aussagen ist es möglich, die meteorologischen Einflüsse auf die Niederschlagsbeimengungen approximiert zu eliminieren und dadurch unterschiedliche emissionsstrukturelle Einwirkungen in jedem Einzugssektor auf die Niederschlagsbeimengungen bzw. die Naßdeposition quantitativ zu erfassen.

Damit sind näherungsweise auch reelle Trends der Naßdeposition infolge von Emissionsveränderungen/Emissionsreduzierungen in jedem Einzugssektor erkennbar.

Eine Reihe von Beispielen dokumentiert die Zusammenhänge zwischen Emissionsmerkmalen industrieller Ballungsgebiete und der Naßdeposition nach einem längeren Transportweg im Wolkenniveau. Die positiven Effekte von Entschwefelungsmaßnahmen in den Altbundesländern können nachgewiesen

werden; Auswirkungen von Emissions-
verminderungen durch Betriebsstille-
gungen in den neuen Bundesländern
sind bereits ersichtlich.

DER EINFLUSS DER WALDVEGETATION AUF DEN EINTRAG VON ATMOGENEN SPURENSTOFFEN
IM NORDOSTDEUTSCHEN TIEFLAND

K.-H. Simon; K. Westendorff

Forschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft Eberswalde (FFHE)

Für die rationelle Prognose der Entwicklung und Bewirtschaftung von Waldökosystemen, die seit Jahrzehnten in zunehmendem Maß unter dem Einfluß anthropogen verursachter Immissionen stehen, sind mathematische Modelle erforderlich. Für die Simulation der Deposition in Kiefernforstökosystemen wurde an der FFHE ein Teilmodell entwickelt. Die Deposition am Waldboden wird neben den von außen auf das Ökosystem wirkenden Größen, Deposition im Freiland, Windgeschwindigkeit im Freiland und Höhe des in Windrichtung vorgelagerten Bestandes durch die Baumhöhe, Kronenlänge und Nadelmasse des Bestandes bestimmt. Die Quantifizierung der Parameter an Hand von Meßergebnissen ist für die kommenden Jahre vorgesehen. Dabei werden vorliegende Depositionsmeßdaten für die Ableitung empirischer Beziehungen genutzt werden. Im Zeitraum 1985 bis 1989 wurden durch die FFHE in 31 Kiefernbeständen an 22 Standorten des nordostdeutschen Tieflandes bulk-Messungen der Niederschlagsdeposition vorgenommen. Die 22 Standorte konnten an Hand von 20 Parametern (anorganische Bestandteile einschließlich Niederschlagsmenge) mit hoher Bestimmtheit in 7 Cluster (Immissionstypen) gruppiert werden. Die Abhängigkeit der Interzeptionsdepositions- (= Depositionsmenge am Waldboden minus Deposi-

tionsmenge im Freiland) wurde mit der Varianzanalyse geprüft. Danach können die Interzeptionsdepositionsmengen von Kalzium-, Sulfat-, Magnesiumionen und Protonen mit sehr hoher Sicherheit, die Angaben für die elektrische Leitfähigkeit, Aluminium-, Natrium-, Nitrit- und Phosphationen mit hoher Sicherheit aus der jeweiligen Depositionsmenge im Freiland abgeleitet werden. Die Erhöhungsfaktoren für die Depositionsmengen in den Kiefernbeständen (Depositionsmenge am Waldboden/Freilanddepositionsmenge) betragen meist zwischen 1,5 und 2,5. Die Erhöhungsfaktoren werden durch die Bestandesdichte beeinflußt. Die aus Messungen ermittelten Erhöhungsfaktoren können als abhängige Größe des Anteils der Interzeptionsmenge an der Freilandniederschlagsmenge dargestellt werden. Ergänzt werden die Daten durch die theoretischen Fixpunkte der Interzeptionsmenge 0 ($\hat{=}$ Freilanddepositionsmenge) und Interzeptionsmenge 100 % (Depositionsmenge = 0). Diese Beziehungen lassen sich z. B. durch eine quadratische Gleichung gut beschreiben.

RADIATION REGIME IN PLANT CANOPIES

Juhan Ross

Institute of Astrophysics and Atmospheric Physics
Estonian Academy of Sciences, Tartu, Estonia

Mathematical modelling of radiation conditions in plant canopies has to take into account the following variables:

- Intensity and spectral distribution of direct solar radiation and angular and spectral distributions of diffuse sky radiation.
- Spectral properties of leaves, stems and other phytoelements.
- Spectral and roughness properties of the soil underneath the canopy.
- Architecture of a plant stand (plant distribution, vertical distribution of leaf and stem areas, leaf orientation, plant habitus, etc.)

In 1964 the author formulated the concept to consider a plant canopy as a horizontally homogeneous optically anisotropic turbid plate medium (see for example Ross, 1981). In accordance with this concept a plant canopy consists of horizontally homogeneous thin layers of small randomly distributed plates (leaves), orientation and amount of which is given by corresponding distribution functions. The radiative transfer equation for such turbid medium was expressed by:

With the boundary conditions on the top level of the canopy ($z=0$):

$I(0, \Omega) = I_d(\Omega) + I_0 \delta(\Omega - \Omega_0)$, $\mu < 0$, and at the ground level ($z=z_s$):

$$I(z_s, \Omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} d\Phi' \int_{-1}^0 \rho_s(\Omega, \Omega') |\mu'| I(z_s, \Omega') d\mu'$$

$I(z, \Omega)$ = radiation intensity at depth z and direction Ω defined by the polar angle θ and the azimuth angle ϕ , $\mu = \cos\theta$, $\sigma(z, \Omega) = u_L(z) G(z, \Omega)$, $u_L(z)$ = leaf area density,

$$G(z, \Omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{2\pi} g_L(z, \Omega_L) |\Omega, \Omega_L| d\Omega_L; \quad \Omega_L = (\theta_L, \phi_L)$$

is the Ross-Nilson Function. The L - indexed quantities refer to the leaves. $g_L/2\pi$ is the leaf normal distribution function, $\sigma_s(z, \Omega' \rightarrow \Omega)$ the differential scattering function.

To solve the radiative transfer equation several approximations have been elaborated - discrete ordinates method, iterative methods, the Monte Carlo method etc. (see for example, Myneni and Ross, Eds., 1991, Goel, 1988, Myneni, Ross and Asrar, 1989).

For green leaves the leaf reflection and transmission coefficients in the spectral region of photosynthetically active radiation (PAR) are much smaller than those in the near infrared region (NIR). Therefore in the case of PAR we can omit multiple scattering and solve the radiative transfer equation using the approximation of the first order scattering separately for each of the following three components:

- (1) Direct solar radiation penetrating without appreciable attenuation through the gaps in the foliage;

- (2) diffuse skylight penetrating through the gaps in the foliage;
- (3) a complementary radiation field, consisting of radiation scattered by the foliage and by the ground.

For the two first components the radiative transfer is a purely geometrical problem of shading, but for the third component it is a complicated opto-geometrical problem.

During last decades owing to rapid development of computer techniques new direct modelling methods have been developed, beside the 3D Monte Carlo method, e.g. the method of radiosity (Borel et al., 1991). Semitheoretical analytical models for forest stands have been developed by Nilson and Kuusk (Nilson, Kuusk, 1989; Nilson, Peterson, 1991). Developing of the radiative transfer theory is greatly stimulated by three more general problems:

- Photosynthetically active radiation plays an important role in leaf photosynthesis.
- Net radiation is an important factor in plant canopy energy balance equations.
- The theory of the solar radiation reflection from the soil-vegetation system is the theoretical basis for optical remote sensing of plant canopies. Especially during the last decade theoretical models of the canopy bidirectional reflectance have been rapidly developed. The latest models can also consider the "hot-spot" effect, which gives some additional information about canopy architecture (Ross, Marshak, 1989, 1990).

References

1. Borel, Ch.C., Gerstl, S.A.W. and Powers, B.J., 1991: The radiosity method in optical remote sensing of structured 3-D surfaces, *Remote Sensing of Environment* 36, 13-44.
2. Myneni, R.B., Ross, J. and Asrar, G., 1989: A review on the theory of photon transport in leaf canopies, *Agric. and Forest Meteorol.* 45, 1-153.
3. Myneni, R.B. and Ross, J., Eds., 1991: *Photon-Vegetation Interactions. Applications in Optical Remote Sensing and Plant Ecology.* Springer Verlag, Berlin, 565 pp.
4. Nilson, T. and Kuusk, A., 1989: A reflectance model for the homogeneous plant canopy and its inversion, *Remote Sensing of Environment* 27, 2, 157-167.
5. Nilson, T. and Peterson, U., 1992: A forest canopy reflectance model and a test case (accepted to *Remote Sensing of Environment*).
6. Ross, J., 1981: *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*, Dr. W. Junk Publishers, The Hague-Boston-London, 391 pp.
7. Ross, J.K. and Marshak, A.L., 1989: The influence of leaf orientation and the specular component of leaf reflectance on the canopy bidirectional reflectance, *Remote Sensing of Environment* 27, 3, 251-260.
8. Ross, J.K. and Marshak, A.L., 1990: Monte Carlo estimation of the canopy architecture effect on canopy reflectance, *Sov. J. Remote Sensing* 7, 4, 726-739.

MODELLIERUNG DER VERDUNSTUNG MIT EINEM SVAT-MODELL

Klaus Blümel

Meteorologisches Institut der Freien Universität Berlin

1 EINLEITUNG

Für die Simulation von Landoberflächenprozessen unter Einbeziehung der Vegetation wurden in den letzten Jahren die sogenannten SVAT-Modelle (Soil-Vegetation-Atmosphäre Transfer-Modelle) entwickelt. Diese können einerseits die unteren Randbedingungen für globale Klimamodelle liefern, andererseits aber auch, wie im folgenden geschehen, als eigenständige Modelle zur Simulation von Landoberflächenprozessen im kleinräumigen Scale (Field-Scale) dienen. Das hier benutzte Modell wurde bereits anhand von Daten, die über verschiedenen Landoberflächentypen gemessen wurden, erfolgreich verifiziert (siehe Abschnitt 3). Eine Sensitivitätsanalyse des Modells ist bei der Beantwortung der Frage, welche Eingabeparameter das Ergebnis (z.B. die sensiblen und latenten Wärmeflüsse) signifikant beeinflussen, von großem Nutzen (Abschnitt 4).

2 DIE MODELLPHYSIK

Das Modell basiert auf dem BATS-Modell (NCAR/USA) (DICKINSON et. al., 1986), welches ein 1-dimensionales SVAT-Modell für horizontal-homogene Bedingungen darstellt. Die Vegetation wird als eine Schicht behandelt, der Boden darf auch nur teilweise mit Vegetation bedeckt sein. Das BATS-Modell wurde für die Zwecke der Verifikation mit Feldmessungen und Anwendungen im Remote Sensing erheblich erweitert und modifiziert. So wurde z.B. die Force-Restore-Methode zur Berechnung der Bodentemperatur und des Bodenwassergehalts durch ein Mehrschichtenmodell ersetzt, welches die Temperatur- und Wasserleitungsgleichungen im Boden unter Einbeziehung der Wurzelwassersinke löst. Die Parameterisierung der Schubspannungskoeffizienten wurde auf freie

Konvektion ausgedehnt, die Rauigkeitslängen für Impuls und Wärme werden nun unterschieden, wahlweise kann ein Modell für die planetarische Grenzschicht angekoppelt werden, welches dann die obere Randbedingung für das Vegetationsmodell liefert usw..

Angetrieben wird das Modell durch die Vorgabe der einfallenden kurz- und langwelligen Strahlung, des Windes, der Temperatur und der spezifischen Feuchte in ca. 10m Höhe als Funktion der Zeit. Berechnet werden die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Blattemperatur, der Tau auf den Blättern, die effektive Strahlungstemperatur, der Leaf-Drip usw..

Die Bodeneigenschaften werden nach Vorgabe einer Textur gemäß Clapp&Hornberger (1978) parameterisiert. Die Vorgabe von Startprofilen für Bodentemperatur und Wassergehalt ist notwendig.

Die Vegetation wird durch Größen wie σ_f (horizontaler Bedeckungsgrad mit Vegetation), LAI (Leaf Area Index), $z_{0,f}$ (Rauigkeitslänge), D_f (Blattgröße), $r_{s,min}$ (minimaler Stomatawiderstand), $\bar{\alpha}_{f,vis,nir}$ (Albedo für $\lambda < 0.7\mu$ und $\lambda > 0.7\mu$) usw. beschrieben.

3 VERGLEICH MIT FELDMESSUNGEN

Bisher wurden Simulationen mit dem Modell für folgende Gebiete vorgenommen: Hildesheimer Börde (LOTREX-HIBE) über Winterweizen an sonnigen und bedeckten Tagen (dichte Vegetation und feuchte Verhältnisse), La Crau (Südfrankreich)(trockener, fast kahler steiniger Boden), Rada de Haro (EFEDA-Spanien)(trockene, spärliche Naturvegetation). Dabei wurde das Modell mit gemessenen Werten für Wind, Feuchte, Temperatur und einfallender Strahlung angetrieben. Die vom Modell berechneten Größen wie Wärme-

flüsse, Strahlungstemperatur, Bodenprofile usw. wurden dann mit aus Messungen bestimmten Größen verglichen. Abbildung 1 zeigt den Vergleich des latenten und sensiblen Wärmeflusses für die Hildesheimer Börde über Winterweizen an 3 sonnigen Tagen.

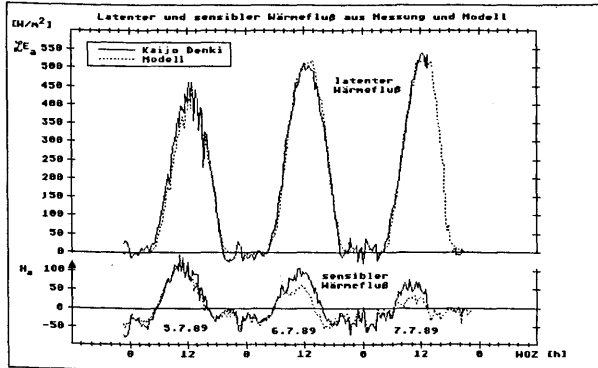


Abbildung 1

Auch alle anderen Größen über anderen Oberflächen zeigten hervorragende Übereinstimmung.

4 SENSITIVITÄTSANALYSE

In der folgenden Abbildung 2 wurde jeweils eine Eingabegröße variiert, alle anderen Größen behielten einen festen Referenzwert. Die x-Achse zeigt die relative Variation der Eingabegröße x, auf der y-Achse ist die relative Variation des Tagesmittels des latenten Wärmeflusses dargestellt (z.B. bewirkt eine Verdoppelung des minimalen Stomatawiderstands $r_{s,min}$ eine Abnahme der mittleren Tagesevapotranspiration um etwa 24%).

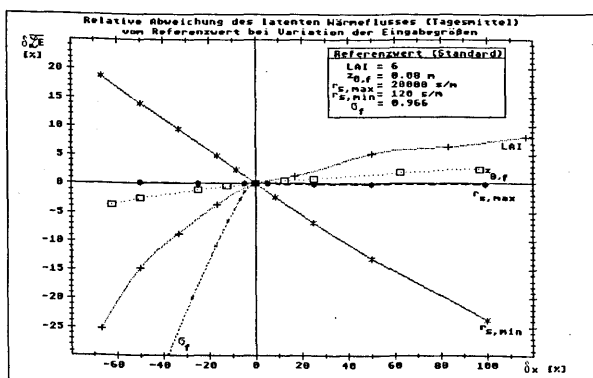


Abbildung 2

Der Referenzzustand ist der Parametersatz der Hildesheimer Börde-Simulation.

Abbildung 3 vergleicht die Sensitivität bzgl. 34 Eingabeparametern. Die Länge der Balken entspricht der Steigung der Kurven aus Abbildung 2

im Nullpunkt (z.B. besagt der Balken von LAI, daß Vergrößerung des LAI von 1% die mittlere Tagesverdunstung \bar{L}_E um etwa 0.15% steigert). Das Diagramm ist wegen der Nichtlinearität der Beziehungen nur korrekt in der Nähe des Referenzzustands.

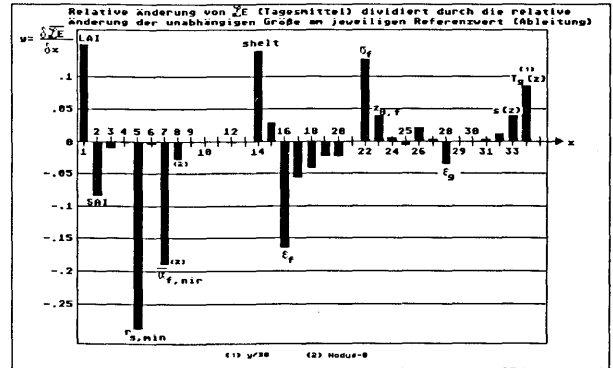


Abbildung 3

SAI=Stem Area Index; shelt=Shelter Factor;
 $\epsilon_{f,g}$ =Emissionsgrad der Vegetation bzw. des Bodens;
 $s(z)$ =Bodenwasserprofil;
 $T_g(z)$ =Bodentemperaturprofil

Man sieht, daß nur etwa 8 der 34 Inputparameter das Ergebnis sensitiv beeinflussen. Für andere Referenzzustände (z.B. trockenen Verhältnisse) ergibt sich ein etwas verändertes Bild.

5 LITERATUR

BLÜMEL, K. . Modellierung der Wärmeflüsse am Erdboden unter Berücksichtigung von Vegetation, Dissertation, Berlin 1991

CLAPP, R.B. and HORNBERGER, G.M. Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. Water Resources Research, 14, (4), S.601-604, 1978

DICKINSON, R.E. et. al.. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR/TN-275+STR, Boulder, Colorado, 1986

Ein Vergleich zwischen einem 'Big Leaf'- und einem Mehrschichten-Bestandsmodell

M. G. Inclán, J. Steinbrecher and R. Forkel
Meteorologisches Institut der Universität München
Theresienstr. 37, 8000 München 2

1 EINLEITUNG

Die atmosphärischen Temperatur- Strömungs- und Feuchteverhältnisse werden in starken Maße durch den Bewuchs des Bodens beeinflusst. Zur Berechnung der Temperatur und Feuchte in und direkt über dem Bestand und der vertikalen Wärme- und Feuchteflüsse zwischen Pflanzenbeständen und der Atmosphäre existieren Bestandsmodelle unterschiedlicher Komplexität. Ziel solcher Modelle ist es, die Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und der Biosphäre möglichst realistisch zu beschreiben. In dieser Studie wird ein Vergleich zwischen einem 'Big Leaf'-Modell (SiB, Sellers et al. 1986) und einem vertikal fein aufgelösten Mehrschichtenmodell (CUPID, Norman 1989) durchgeführt. Für diese Arbeit werden während des HIBE89 Experimentes von der Mikrometeorologischen Arbeitsgruppe der Ludwig-Maximilians Universität (LMU) München durchgeführte Messungen verwendet.

2 MODELLBESCHREIBUNG

Die beiden betrachteten Modelle basieren physikalisch auf der Lösung der Energiebilanzgleichung für die Energieflüsse an der Blattoberfläche. SiB und CUPID unterscheiden sich im wesentlichen in der Beschreibung der Vertikalstruktur des Bestandes und der Formulierung der Transportwiderstände. Während bei CUPID der Bestand in mehrere Schichten unterteilt wird, deren Dicke und Anzahl vom Leaf-Area-Index abhängt, wird bei SiB die belaubte Schicht durch eine einzige Modellschicht repräsentiert. Zur Zeit betrachtet CUPID einen nackten Boden

unter dem Bestand. Beim SiB hat man die Möglichkeit, eine niedrige Vegetationsschicht einzufügen, die den Boden total oder partiell bedeckt. Der Stomatawiderstand spielt eine bedeutende Rolle für die Energiebilanz, da er den Wassertransport aus dem Blattinneren in die Luft beeinflusst. Deshalb sind Unterschiede in der Parameterisierung der Stomatawiderstände in Abhängigkeit von äußeren Parametern von besonderem Interesse bei einem Modellvergleich. In beiden Modellen werden die Einflüsse der photosynthetisch aktiven Strahlung, der Blattemperatur, des Blattwasserpotentials und des Wasserdampfdefizits auf die Stomataleitfähigkeit berücksichtigt, jedoch durch teilweise unterschiedliche Formulierungen. Zusätzlich enthält CUPID noch ein Stomatamodell, das den Einfluß der CO₂-Konzentration mit erfaßt. Tabelle 1 zeigt exemplarisch mit dem Modell CUPID berechnete Widerstände und Blattemperaturen für verschiedene Pflanzenarten unter gleichen atmosphärischen Bedingungen.

	r_{sto} (s/m)	T_{leaf} (C)
C3 Baumwolle	153.	28.7
C3 Sojabohne	122.	28.2
C4 Präriegras	98.	27.7
C4 Mais	79.	27.3

Tabelle 1: Mit dem Modell CUPID berechnete Stomatawiderstände und Blattemperaturen (Mittelwert über alle Bestandsschichten) um 12:00 Uhr an einem Sommertag in mittleren Breiten.

Beide Modelle sind eindimensional und können wahlweise mit einem atmosphärischen Modell gekoppelt werden (SiB mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell, CUPID mit einem Grenzschichtmodell), oder es können Meßwerte der meteorologischen Zustandsgrößen oberhalb des Bestandes als Input verwendet werden.

3 FALLSTUDIEN

Für den Modellvergleich werden Berechnungen ohne die Atmosphärenmodelle mit gleichen Eingabedaten für beide Modelle durchgeführt, um die Sensitivität der Modelle für verschiedene Eingabeparameter besser vergleichen zu können. Für diese Studie werden als obere Randbedingung für die Modelle Meßwerte von 6.7.89 über einem Weizenfeld aus dem HIBE89-Experiment verwendet (Müller und Schroers, Universität München, private Mitteilung). Als meteorologische Eingabedaten werden halbstündige Mittelwerte von Lufttemperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit, gemessen in 4m über dem Boden, sowie die einfallende kurz- und langwellige Strahlung über dem Bestand benutzt. In verschiedenen Fallstudien wird das Verhalten beider Modelle bei Variationen der Blattfläche und der Stomafaktoren analysiert und die Modelle sowohl untereinander als auch mit den HIBE89-Messungen verglichen.

DANKSAGUNG

Das Simple Biosphere Modell wurde von Frau A. Jochum, Institut für Physik der Atmosphäre in der DLR Oberpfaffenhofen, in Rahmen einer Kooperation mit dem Meteorologischen Institut der LMU, zur Verfügung gestellt, das Modell CUPID von J. Norman, University of Wisconsin, Madison. Diese Arbeit wird im Rahmen des BayFORKLIM durchgeführt.

LITERATUR

Norman, J.: Modeling the Complete Canopy. In 'Modification of the Aerial Environment of Plants', Herausg.: Barfield, B. J. and Gerber, J. F., Cambridge Univ. Press, 1989.

Sellers, P. J.; Mintz, Y.; Sud, Y. C.; Dalcher, A.: A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models. J. Atmos. Sci., Vol. 43 (1986), 505-531

METHODEN ZUR BESTIMMUNG DER GROSSFLÄCHIGEN VERDUNSTUNG UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER BODENEVAPORATION

Harald Braden

Deutscher Wetterdienst

Zentrale Agrarmeteorologische Forschungsstelle (ZAMF) Braunschweig

Zur Verdunstungsbestimmung für mehrere Quadratkilometer große heterogene Landoberflächen kommen aus praktischen Erwägungen nur solche Methoden in Frage, die nicht auf Messungen über einzelnen Teilflächen angewiesen sind. Ungeeignet sind daher sowohl aerodynamische Methoden, die eddy-correlation- oder Profilmessungen erfordern, als auch die Bowen-ratio-Methode.

Unverzichtbare Basis der Verdunstungsberechnungen sind die Energiebilanzen der jeweiligen Landoberflächen sowie Parametrisierungen der Transportwiderstände für die turbulenten vertikalen Transporte. Auf dieser Grundlage bieten sich zwei unterschiedliche Wege zur Bestimmung der Verdunstung E an:

1.) Mit Hilfe der **Oberflächentemperatur** T_o , der Strahlungsbilanz R_n und dem Bodenwärmestrom G läßt sich die latente Verdunstungsenthalpie darstellen:

$$l E = R_n - G + \rho c_p (T - T_o) / r_a \quad (1)$$

Dabei sind l die spezifische latente Verdunstungsenthalpie, (ρc_p) die volumetrische spezifische Wärme der Luft, T die Lufttemperatur und r_a der aerodynamische Widerstand für den Transport fühlbarer Wärme zwischen den Niveaus von T_o und T . Da sich die Oberflächentemperaturen telemetrisch bestimmen lassen, bietet sich auf der Grundlage von (1) eine Möglichkeit der großflächigen Verdunstungsbestimmung. Für eine realistische Beziehung in Abhängigkeit von radiometrisch bestimmten Oberflächentemperaturen sind aller-

dings meist getrennte Berechnungen entsprechend (1) einerseits für die Pflanzen und andererseits für die Bodenoberfläche erforderlich (KUSTAS, 1990).

2.) Den Verzicht auf die Oberflächentemperatur als Eingabegröße erkaufte sich die Penman-Monteith Methode durch die Einführung eines nur empirisch bestimmbaren, verdunstungsreduzierenden Widerstands r_s , der meist als "**Bulk-Stomatawiderstand**" bezeichnet wird:

$$l E = \frac{s (R_{nc} - G) + B \rho c_p \delta q_v / r_a}{s + \gamma B (1 + r_s / r_a)} \quad (2)$$

Dabei enthält diese Formulierung die Strahlungsbilanz einer auf Lufttemperatur befindlichen Oberfläche und den Korrekturterm für den Austausch langwelliger Strahlung

$$B = 1 + b r_a / (\rho c_p)$$

mit $b \approx 6 \text{ W} / (\text{m}^2 \text{ K})$, sowie das Feuchte-Sättigungsdefizit δq_v , die Steigung s der Sättigungsfeuchtebeziehung und die Psychrometerkonstante $\gamma = (\rho c_p) / l$. Die Strahlungsbilanz R_{nc} läßt sich nach der Beziehung

$$R_{nc} = R_g (1 - \alpha) + R_l + \epsilon \sigma (T + 273.1)^4 \quad (3)$$

aus Meßwerten oder Parametrisierungen der Globalstrahlung R_g und der langwelligigen Gegenstrahlung R_l sowie der Lufttemperatur bestimmen, die sämtlich nur eine geringe räumliche Varianz aufweisen und daher extrapoliert werden können. Die Albedo α läßt sich aus Informationen über

Bewuchs, Bodenbedeckungsgrad, Bodenart und Bodenfeuchte bestimmen.

Der Bodenwärmestrom unter Pflanzenbeständen wird oftmals aus Strahlungsbilanz und Bewuchsinformationen parametrisiert, während für unbewachsenen Boden größerer Aufwand erforderlich sein kann.

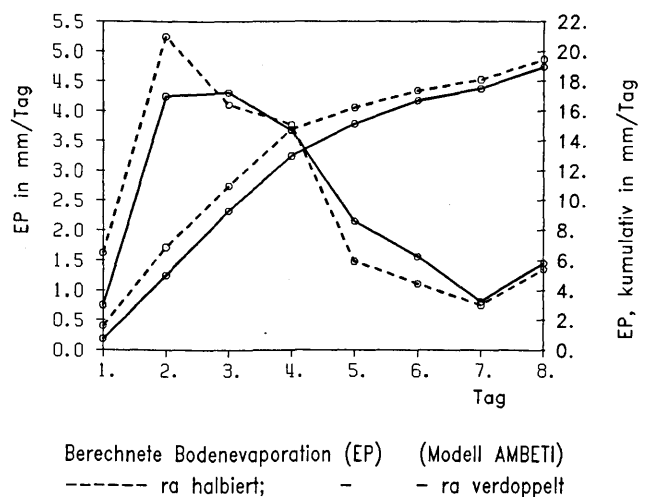
Lufttemperatur, Sättigungsdefizit und aerodynamischer Transportwiderstand können aus Standard-Wetterdaten abgeleitet werden (NOILHAN and PLANTON, 1989).

Eine entscheidende Rolle kommt dem Widerstand r_s zu: Soweit es die pflanzliche Transpiration betrifft, sollte er die wesentlichen Reaktionen der Stomata auf Strahlung und Wassermangel enthalten. Für die Bodenevaporation ist hingegen die oberflächliche Bodenfeuchte ausschlaggebend. Wird zur Berechnung des Widerstands r_s der Bodenwasserhaushalt in die Modellierung einbezogen, so gewinnen die berechneten Verdunstungsverläufe eine Langfriststabilität, die auf rein meteorologischem Weg nicht erreichbar ist. Allerdings wird der Niederschlag als zusätzliche Randbedingung erforderlich.

Der stabilisierende Einfluß des Bodenwasserhaushalts auf die Bodenevaporation eines Sandbodens soll mit Ergebnissen des Modells AMBETI (BRADEN, 1990) gezeigt werden: Für eine Abtrocknungsperiode wurden dazu Verdunstungsverläufe mit halbiertem und verdoppeltem aerodynamischem Widerstand berechnet und in der Abbildung als Tageswerte dargestellt. Die Stabilisierung durch den Bodenwasserhaushalt, die hier an den kumulativen Verdunstungsverläufen besonders deutlich wird, wirkt allerdings nur, wenn Wassermangel zur Verdunstungsbegrenzung führt.

Um die unterschiedlichen Einflüsse von Pflanzenbestand und Bodenoberfläche wiederzugeben, wird

in einigen Modellen ein aus beiden Anteilen zusammengesetztes r_s bestimmt, das darüberhinaus auch die Aufteilung der umzusetzenden Strahlungsenergie berücksichtigt. Aufwendigere Modelle (wie z.B. AMBETI) bestimmen die Bodenevaporation und Transpiration getrennt nach (2) und ermöglichen dadurch auch die Berechnung realistischer Oberflächentemperaturen, die mit Hilfe von entsprechenden telemetrischen Messungen verifiziert werden können. Besonders sinnvoll erscheinen die auf diesem Weg mögliche Kontrolle und Korrektur der berechneten Bodenwasserhalte, die vor allem wegen der Probleme bei der Niederschlagserfassung wichtig sind.



Literatur:

- BRADEN, H.: Modellierung der Wasser- und Stoffdynamik im Agrar-Ökosystem mit Hilfe des agrarmeteorologischen Modells AMBETI, 145-156, Landwirtsch. Jb., 67. Jhrg., Sonderheft, 1990.
- KUSTAS, W.P.: Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover, J. Appl. Meteorol., 29, 704-715, 1990.
- NOILHAN, J., S. PLANTON: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, Monthly Weather Review, 117, 1989.

LANDOBERFLÄCHENPROZESSE ÜBER EINEM KLEINRÄUMIGEN LANDWIRTSCHAFTLICH
GENUTZTEN GEBIET: EIN VERGLEICH VON MESSUNGEN UND MODELLRECHNUNGEN
ANHAND VON LOTREX-10E/HIBE88-DATEN

Franz Fiedler, Gerhard Adrian, Norbert Kalthoff und Gerd Schädler
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kernforschungszentrum Karlsruhe/Universität Karlsruhe

Im Mai/Juni 1988 fand als Teil des LOTREX-Programms in der Hildesheimer Börde das Feldexperiment HIBE88 statt. Neben der in-situ-Erfassung der für den Austausch zwischen Vegetation und Atmosphäre wichtigen Größen gehört auch die Ableitung z.B. der Flächenverdunstung aus Stations- bzw. Satellitendaten zu den Zielsetzungen des Programms. Um flächengemittelte Größen zu bestimmen, müssen zunächst die Punktdaten der Stationen auf entsprechend größere Gebiete extrapoliert werden; dafür bietet sich die Verwendung numerischer Modelle an. Solche Modellrechnungen sollen in diesem Beitrag vorgestellt werden, wobei der Schwerpunkt zunächst auf der zufriedenstellenden Wiedergabe der Messungen liegt, und weitergehende Anwendungen (z.B. Parametrisierung) vorerst beiseite gestellt werden.

Wir verwenden das Karlsruher Mesoskalige Atmosphärenmodell KAMM, gekoppelt mit einem Boden-Vegetationsmodell, um die tageszeitliche Entwicklung der Grenzschicht sowie der Energiebilanz und der Strahlungstemperatur der Erdoberfläche am 13. Juni 1988 nachzurechnen. Dieser Strahlungstag fällt in eine Intensivmeßphase, so daß Stationswerte, eine relativ dichte Folge von Radio-

sondendaten sowie Flugzeugmessungen zum Vergleich verfügbar sind.

Von den Ergebnissen sollen die wichtigsten hier erwähnt werden: das Modell reproduziert die Tagesgänge der Energiebilanz zufriedenstellend: Der relative Fehler der Tagesverdunstung beträgt für Rüben und für Weizen etwa 15 %. Der mittlere relative Fehler der Strahlungstemperatur beträgt für Rüben und für Weizen weniger als 2 %. Ebenso ergibt sich eine zufriedenstellende Übereinstimmung in der Grenzschichtentwicklung (Grenzschichthöhe, Temperatur- und Feuchteprofile, Profile des fühlbaren und latenten Wärmeflusses).

Die Flächenenergiebilanzen sind nahezu unabhängig von den verwendeten Gitterweiten von 450 m bzw. 990 m. Auch die Grenzschichtentwicklung hängt wenig von der Gitterweite ab. Dies läßt sich durch die kleinräumige Landnutzung erklären (die mittlere Flächengröße liegt für alle Landnutzungsklassen unter 2 km).

Abschließend wird die Frage diskutiert, wie die Unterschiede zwischen eindimensionalen und dreidimensionalen Rechnungen von der Landnutzungsverteilung (Größe homogener Teilgebiete) abhängen.

MONOTERPENE ALS REAKTIVE SPURENKOMPONENTEN IN WALDSYSTEMEN:
WECHSELWIRKUNGEN ZWISCHEN BIOSPHÄRE UND ATMOSPHÄRE.

Rainer Steinbrecher

Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung (IFU)

Wolfgang Schürmann und Hubert Ziegler

Lehrstuhl für Botanik der Technischen Universität München

1 EINLEITUNG

Biogene Kohlenwasserstoffe stellen weltweit ca. 90% der Emission von Nichtmethankohlenwasserstoffen dar (z. B. SINGH und ZIMMERMANN 1991). Sie sind eine wichtige Komponente im globalen Kohlenstoffkreislauf und spielen nicht nur in der atmosphärischen Photochemie, sondern auch bei der Säuredeposition eine große Rolle. Aufgrund ihrer Aerosolbildungseigenschaften in der Troposphäre beeinflussen sie auch den Strahlungshaushalt. In der Waldluft stellen Terpene einen bedeutenden Teil der biogenen reaktiven organischen Verbindungen dar. Im Mittel werden je nach Vegetationstyp zwischen 0,05 und 1,5 ppbv α -Pinen in der Luft nachgewiesen (SINGH und ZIMMERMAN 1991). Am Standort Schachtenau im Nationalpark Bayerischer Wald werden im Rahmen des europäischen Umweltforschungsprogramms EUROTRAC und dessen Unterprogramm BIATEX (Biosphere Atmosphere Exchange of Pollutants) in integrierten multidisziplinären Studien die Einflüsse von physikalischen, biologischen und chemischen Prozessen auf den Austausch von Spurengasen zwischen Biosphäre und Atmosphäre untersucht (ENDERS et al. 1992).

2 EXPERIMENTELLE METHODEN

Die Emissionsraten von Monoterpenen werden aus am Baum befindlichen Zweigen, im Kronenraum von Fichten

(*Picea abies* [L.] Karst.) mit Hilfe der Vegetationseinschlußtechnik bestimmt. Parallel dazu werden in gleicher Höhe im Bestand die Luftkonzentrationen an Monoterpenen ermittelt. Zu diesem Zweck werden die Monoterpene auf TENAX TA vorkonzentriert. Die Analyse erfolgt dann nach Thermodesorption und Kryofokussierung der Komponenten in einem temperaturgesteuerten Injektionsystem durch ein Zwei-Kanal-Kapillar-Gaschromatographiesystem mit Flammenionisationsdetektor (STEINBRECHER et al. 1991).

3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Die Emission der Hauptkomponente α -Pinen eines benadelten Fichtenzweiges aus der Sonnenkrone (26 m) zeigte einen ausgeprägten Tagesgang mit einem Mittagsmaximum (100 pmol α -Pinen m^{-2} Gesamtblattfläche s^{-1}), der eng mit der photosynthetisch aktiven Strahlung korreliert war. Ein Zweig aus der Schattenkrone (18 m) emittierte mittags bei einem Drittel der Strahlung ca. zehnmal weniger. Zur gleichen Zeit wurden die Monoterpen-Konzentrationen der Luft in 16 m und 26 m Höhe gemessen. Im Gegensatz zur Emission sind die Luftkonzentrationen an α -Pinen tagsüber gering (50-150 pptv α -Pinen) und vor Sonnenaufgang und nach Sonnenuntergang hoch (300-400 pptv α -Pinen).

Im Tagesgang zeigten beide Kronenkompartimente ein ähnliches Verhalten, obwohl mittags deutlich unterschiedliche Quellenstärken vorhanden waren. Diese Ergebnisse lassen sich nur durch das Auftreten von dynamischen Prozessen wie z. B. chemische Abbauvorgänge und Transportvorgänge erklären, deren Bedeutung für die einzelnen Kompartimente des Waldes noch untersucht werden muß.

4 SCHLUßFOLGERUNGEN

Das Licht ist neben der Temperatur von entscheidender Bedeutung für die Quellenstärke der pflanzenspezifischen reaktiven Kohlenwasserstoffe (RKW) im Kronenkompartiment eines Fichtenbestandes. Je nach Zustand der Atmosphäre können entweder vor Ort oder in höheren Luftschichten aus den RKW und NO_x Ozon und Photooxidantien produziert, angereichert oder über weite Strecken transportiert werden (z. B. TRAINER et al. 1991). Kritische Größen für das Ozonbildungspotential in einer Luftmasse sind die Konzentrationen an NO_x und an RKW anthropogenen oder pflanzenspezifischen Ursprungs. In umfangreichen Modellstudien wird versucht, das Zusammenspiel von Meteorologie, Chemie und Biologie auf die Ozon bzw. Photooxidantienbildung zu verstehen und nachzuvollziehen.

6 FÖRDERUNG

Diese Arbeit wurde vom Bundesminister für Forschung und Technologie (07 EU 722-4) gefördert.

7 LITERATUR

- ENDERS, G.; DLUGI, R.; STEINBRECHER, R.; CLEMENT, B.; DAIBER, R.; EIJK, V. J.; GÄB, S.; HAZIZA, M.; HELAS, G.; HERRMAN, U.; KESSEL, M.; KESSELMEIER, J.; KOTZIAS, D.; KOURTIDIS, K.; KURTH, H. - H.; MCMILLEN, R. T.; ROIDER, G.; SCHÜRMAN, W.; TORRES, L.: Biosphere/Atmosphere interactions: integrated research in an European coniferous forest ecosystem. Atmospheric Environment 26A (1992), Nr. 1, S. 171-189.
- SINGH, H. B.; ZIMMERMAN, P. B.: Atmospheric distribution and sources of nonmethane hydrocarbons. Advances in Environmental Science and Technology (1991) (in press).
- STEINBRECHER, R.; SCHÜRMAN, W.; SCHÖNWITZ, R.; EICHSTÄDTER, G.; ZIEGLER, H.: Volatile Monoterpenes in a forest of spruce (*Picea abies* [L.] Karst.): sources and mechanisms of emission and behavior in the atmosphere. The proceedings of EUROTRAC symposium '90, ed. P. Borrell et al., SPB Acad. Publish. bv., the Hague, Netherlands, (1991), S. 205-208.
- TRAINER, M.; BUHR, M. P.; CURRAN, C. M.; FEHSENFELD, F. C.; HSIE, E. Y.; LIU, S. C.; NORTON, R. B.; PARRISH, D. D.; WILLIAMS, E. J.; GANDRUD, B. W.; RIDLEY, B. A.; SHETTER, J. D.; ALLWINE, E. J.; WESTBERG, H. H.: Observations and modeling of reactive nitrogen photochemistry at a rural site. Journal of Geophysical Research 96 (1991), D2, S. 3045-3063.

BIOGENE EMISSIONEN UND OZONBILDUNG IN DER TROPOSPHÄRE ÜBER EUROPA

M. Memmesheimer, E. Lippert, A. Ebel, H. Hass und H.J. Jakobs

Universität zu Köln
Institut für Geophysik und Meteorologie
EURAD-Projekt
Salierring 48
W 5000 Köln 1

1 EINLEITUNG

Nadel- und Laubwälder emittieren vor allem bei hohen Temperaturen, also im Sommer, größere Mengen Kohlenwasserstoffe (Isopren, Terpene). Diese können die chemischen Reaktionen, die in der Troposphäre ablaufen, beeinflussen und damit zur Bildung von Photooxidantien wie Ozon und Peroxyacetylnitrat (PAN) beitragen. Da das System, das den chemischen Zustand der Atmosphäre beschreibt, auf komplexe Weise nichtlinear gekoppelt ist, verändern die biogenen Kohlenwasserstoffe (BKWs) den Stoffkreislauf insgesamt und beeinflussen natürlich auch die Konzentration anderer ökologisch relevanter Schadstoffe (Stickoxide, HNO_3) und die der Radikale (OH, NO_3).

Für die Entwicklung von komplexen dreidimensionalen Modellen, die den Transport, die Umwandlung und die Ablagerung von Luftschadstoffen beschreiben, spielt die genaue Kenntnis der Wirkung der BKWs im chemischen System der Troposphäre also eine bedeutende Rolle. Bei dem Einsatz solcher Modelle für die Entwicklung von Luftreinhaltestrategien ist die Einbeziehung der BKWs notwendig, um die Auswirkungen von Emissionsminderungsmaßnahmen beispielsweise bei anthropogen emittierten Kohlenwasserstoffen auf die Ozonbildung besser abschätzen zu können. In der hier vorgestellten Untersuchung wird dieser Aspekt mit Hilfe des Europäischen Ausbreitungs- und Depositionsmodells EURAD, das im Rahmen des EUREKA-Umweltprojektes EUROTRAC

(BMFT, 1990) entwickelt und betrieben wird, genauer beleuchtet.

2 BESCHREIBUNG DES MODELLS

Das EURAD-Modell besteht aus zwei Teilen, die die meteorologischen und chemischen Prozesse beschreiben und deren numerische Simulation ermöglichen. Für die Behandlung der Meteorologie wird das mesoskalige PSU/NCAR Modell MM4 (Anthes et al., 1987; Jakobs, 1991) genutzt. Die chemischen Vorgänge werden auf der Basis des Regional Acid Deposition Model (RADM) (Chang et al., 1987; Hass, 1991) simuliert. Zur Festlegung der Rand- und Anfangswerte wird auf ECMWF-Daten zurückgegriffen. Die Emissionswerte basieren auf EMEP-Emissionskatastern (Memmesheimer et al., 1991). Die biogenen Emissionen, die EMEP nicht erfasst, werden nach einem Verfahren von Lübker und Schöpp (1989) ermittelt. Die horizontale Auflösung des Modells beträgt 80km, ist jedoch variabel und kann ohne Aufwand verändert werden (Jakobs et al., 1990).

In der Vertikalen ist das Modell in 15 Schichten eingeteilt. Die Obergrenze liegt bei 100hPa. Das Modell ist bisher anhand mehrerer Fälle erprobt worden, die die Ausbreitung radioaktiven Materials nach dem Reaktorunfall in Tschernobyl (Hass et al., 1990a), die Intrusion stratosphärischen Ozons (Ebel et al. 1991a) und die Behandlung einer spätwinterlichen Smogepisode (Hass et al., 1990b) umfassen.

Neben der vollständigen Version stehen auch vereinfachte Formen zur Verfügung,

die für Prozess- und Sensitivitätsstudien genutzt werden. In der hier vorliegenden Arbeit werden vor allem Resultate eines Säulenmodells diskutiert, bei dem die Modellvariablen nur von Höhe und Zeit abhängen. Die Erörterung dieser Ergebnisse ist der Beschreibung der Resultate des vollständigen, dreidimensionalen Modells vorangestellt.

3 RESULTATE UND AUSBLICK

Mit Hilfe des Säulenmodells wurde zunächst nur die Wirkung von Isopren untersucht, das von Laubwäldern emittiert wird. Die Simulationsläufe wurden für typische sommerliche Temperatur- und Strahlungsverhältnisse durchgeführt. Es wurden verschmutzte und saubere Bedingungen unterschieden. Es zeigt sich, daß die Ozon- und mehr noch die PAN-Konzentration bei hohen Isoprenwerten, wie sie im Sommer erwartet werden können, deutlich ansteigen. Darüberhinaus werden die Konzentrationen der Stickoxide und von HNO_3 verändert. Die Anzahl der OH-Radikale geht erheblich zurück. Besonders deutlich zeigt sich die Auswirkung von Isopren bei der nächtlichen Chemie: die NO_3 - und N_2O_5 -Werte sinken stark ab.

Im dreidimensionalen Modell wird eine Episode, die sich vom 25.4.-7.5.86 erstreckt, simuliert. Eine kurze Beschreibung findet sich bei Ebel et al. (1991) und Memmesheimer et al. (1991). Die Berücksichtigung von Isopren zeigt Effekte in waldreichen Gebieten bei hohen Temperaturen. Insgesamt sind diese Auswirkungen jedoch lokal beschränkt und nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den Resultaten des Säulenmodells. Da die Emissionen von Isopren exponentiell von der Temperatur abhängen, lassen sich für die geplante Simulation sommerlicher Photosmogepisoden wesentlich deutlichere Effekte erwarten.

DANKSAGUNG

Für die Bereitstellung von Daten bedanken wir uns bei A. Eliassen (EMEP) und B. Lübker (IIASA). Für Hinweise und Diskussionen sei besonders Chris Veldt (TNO), Chr. Holzapfel und J. Tippke gedankt. Besonderer Dank gilt auch der EURAD EDV-Gruppe (J. Klauen, N. Drees, G. Piekorz, V. Timiliotis) für ihre Unterstützung. H. Petry und A. Kötz danken wir für die Hilfe bei der Durchführung der Läufe mit dem Säulenmodell.

Das EURAD-Projekt wird aus Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie (BMFT) und des Wissenschaftsministeriums NRW gefördert.

LITERATUR

- ANTHES, R.A.; HSIE, E.-Y.: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). NCAR Technical Note, NCAR/TN-282+STR, 66 99., 1987.
- BMFT: Deutscher Beitrag zum EUREKA-Projekt EUROTRAC. Herausgeber: Gesellschaft für Umwelt und Gesundheit. München, 1990.
- CHANG, J.S.; BROST, R.A.; ISAKSEN, I.S.A.; MADRONICH, S.; MIDDLETON, P.; STOCKWELL, W.R.; WALCEK, C.J.: A three-dimensional Eulerian acid deposition model: Physical concepts and formulation. J. Geophys. Res., 92, 14681-14700, 1987.
- EBEL, A., HASS, H.; JAKOBS, H.J.; LAUBE, M.; MEMMESHEIMER, M.: Transport of Atmospheric Minor Constituents as simulated with the EURAD model. EMEP Workshop on Photooxidant Modelling for Long-Range Transport in Relation to Abatement Strategies. Berlin, 142-154, 1991.
- EBEL, A.; HASS, H.; JAKOBS, H.J.; MEMMESHEIMER, M.; LAUBE, M.; OBERREUTER, A.: Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold and cut-off low. Atmosph. Environ. 25A, No. 10, pp. 2131-2144, 1991.
- HASS, H.; MEMMESHEIMER, M.; GEIB, H.; JAKOBS, H.J.; LAUBE, M.; EBEL, A.: Simulation of the Chernobyl radioactive cloud over Europe using the EURAD Model. Atmosph. Environ. 24A, 1990.

BIOGENE SCHWEFELVERBINDUNGEN IN SEEWASSER UND MARINER ATMOSPHERE

Regina Staubes, Hans-Walter Georgii

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main

Das Interesse am atmosphärischen Schwefelkreislauf hat in den letzten Jahren stark zugenommen. Ein wichtiger Aspekt dabei ist der Beitrag der Schwefelgase zur Versauerung des Niederschlags sowie die mögliche Klimawirkung durch Bildung atmosphärischer Aerosole. Besonderes Interesse gilt dem natürlichen Kreislauf biologisch produzierter Schwefelverbindungen, um Background-Konzentrationen abschätzen zu können, auf welchen anthropogene Emissionen aufgesetzt sind.

Als eine der Hauptquellen biogener Schwefelverbindungen gilt die Emission aus dem Ozean.

In diesem Beitrag werden Messungen reduzierter Schwefelkomponenten vorgestellt, die während einer Reihe von Meßfahrten mit dem Forschungsschiff 'Polarstern' durchgeführt wurden. Zu diesen Komponenten zählen die Schwefelgase Dimethylsulfid (DMS), Carbonylsulfid (COS), Schwefelkohlenstoff (CS_2) und Methylmerkaptan (MeSH), welche infolge mikrobiologischer Prozesse im Oberflächenwasser produziert werden. Simultan zu atmosphärischen Messungen dieser Komponenten wurden Seewasserproben entnommen und auf deren Gehalt an gelösten schwefelhaltigen Gasen untersucht. Mit Hilfe der gleichzeitigen Bestimmung der Schwefelkonzentrationen in Atmosphäre und Seewasser lassen sich die Flüsse dieser Gase aus dem Ozean berechnen. Während der Meßfahrten zusätzlich bestimmte biologische Faktoren sollen

Aufschluß über die biologischen Quellen der Schwefelverbindungen im Seewasser geben.

In den Jahren 1988 und 1989 wurden Meßfahrten im Atlantik zwischen 50° nördlicher und 30° südlicher Breite durchgeführt, im Jahr 1990 wurde die Konzentrationsverteilung der Schwefelverbindungen auf einem meridionalen Schnitt von 82° nördlicher Breite (Grönlandsee) durch den Atlantik bis 71° südlicher Breite (Weddell See) bestimmt.

KONTINUIERLICHE BESTIMMUNG DER TURBULENTEN OZONFLÜSSE IN DER BODENNAHEN LUFTSCHICHT

Hans Güsten, Nicola Ernst und Günther Heinrich
Institut für Meteorologie und Klimaforschung,
Kernforschungszentrum Karlsruhe/Universität Karlsruhe,
Postfach 3640, D-7500 Karlsruhe

1 EINLEITUNG

Ernteschäden durch den photochemischen Smog werden in den USA auf mehrere Milliarden Dollar pro Jahr geschätzt. In erster Linie wird das phytotoxisch wirkende Ozon dafür verantwortlich gemacht. Um die kritische Grenzbelastung des Ozoneintrags in Pflanzenbestände zu bestimmen, müssen die vertikalen turbulenten Ozonflüsse kontinuierlich in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit gemessen werden.

2 EXPERIMENTELLES

Zur Bestimmung des Ozoneintrags aus der Prandtl-Schicht in Pflanzenbestände werden auf einem Dauermeßplatz in der Pfalz bei Bellheim kontinuierlich die vertikalen turbulenten Ozonflüsse auf einem 8 m hohen Meßturm gemessen (ERNST et al., 1991). Für die direkte Messung des Eddy-Flusses von Ozon wurde ein neuartiger Ozonsensor entwickelt, der bei einer Nachweisgrenze für das Volumenmischungsverhältnis von kleiner als 50 pptv eine Ansprechzeit von besser als 0,1 Sekunden aufweist (GÜSTEN et al., 1991). Die Ozonflüsse werden aus den zeitgleich gemessenen Schwankungen des vertikalen Windes und denen der Ozonkonzentration während einer halben Stunde durch Covarianzanalyse nach der Eddy-Korrelationstechnik bestimmt. Für die Messung der Windgeschwindigkeit wird ein dreiachsiges Ultraschallanemometer (Fa. Kaijo Denki) eingesetzt.

Die direkt gemessenen Ozonflüsse der Eddy-Korrelationsmethode werden mit den nach der Gradientenmethode aus den Vertikalprofilen meteorologischer Parameter (Temperatur und Windgeschwindigkeit in fünf Höhen und der Ozonkonzentration in zwei Höhen) berechneten vertikalen turbulenten Flüssen des Ozons verglichen. Zur

Erfassung der Ozonkonzentration werden zwei kommerziell erhältliche Ozonometer (Fa. Dasibi, Typ 1008-RS) eingesetzt, die 14-tägig kalibriert werden. Die Datenaufnahme und -verarbeitung erfolgt on-line durch ein Datenerfassungsgerät (Hewlett + Packard 3852A) in Verbindung mit einem Rechner (Hewlett + Packard R/332). Nach jeder halben Stunde werden die Meßdaten und die aus beiden mikrometeorologischen Methoden mit einer selbst entwickelten Software errechneten Ozonflüsse und Depositionsgeschwindigkeiten abgespeichert oder ausgedruckt. Die Datenerfassungsanlage steht in einem klimatisierbaren Wagen 40 m im Lee vom Meßturm entfernt.

3 RESULTATE

Die vorläufige Auswertung der gemessenen Ozonflüsse über einem heranwachsenden Sonnenblumenfeld in der Zeit vom 14. Mai bis 22. Oktober 1990 - mit drei Unterbrechungen - ergaben:

- Das Ozonmischungsverhältnis, der Eddy-Fluß des Ozons und die trockene Depositionsgeschwindigkeit des Ozons weisen einen starken Tagesgang auf.
- Anders als beim Ozonmischungsverhältnis liegt das Tagesmaximum der trockenen Depositionsgeschwindigkeit meistens vormittags.
- Beide mikrometeorologischen Methoden ergeben Depositionsgeschwindigkeiten des Ozons im Wertebereich von 0,01 bis 1,5 cm/s.
- Im Monatsmittel sind die Ozonflüsse im Mai und Juni während der starken Wachstumsphase mit 44 ppb $\text{cm}^{-1} \text{s}^{-1}$ gleich, während im Juli und August die Monatsmittelwerte um 20 % niedriger sind. Im Oktober beträgt der mittlere Ozonfluß über dem geernteten Acker nur noch

ein Drittel des Ozonflusses der Monate Mai und Juni.

- Die höchsten Werte für die trockene Deposition ($> 0,25$ cm/s) werden bei instabiler, die niedrigsten Werte ($< 0,10$ cm/s) bei stabiler atmosphärischer Schichtung beobachtet.
- In der Regel wird eine gute Korrelation zwischen der vertikalen Windgeschwindigkeit und der trockenen Depositionsgeschwindigkeit gefunden.
- Eine zufriedenstellende Korrelation wird zwischen den Ozonflüssen der beiden mikrometeorologischen Methoden gefunden. Jedoch ist die Gradientenmethode wesentlich häufiger von Ausfällen betroffen als die Eddy-Korrelationsmethode.

4 SCHLUSSFOLGERUNG

Langzeitmessungen der tages- und jahreszeitlichen Abhängigkeit des Ozonflusses über einem Acker mit wechselnder Fruchtfolge lassen sich am besten mit der Eddy-Korrelationsmethode mittels eines neuartigen Ozonsensors (GÜSTEN et al., 1991) durchführen.

5 LITERATUR

ERNST, N. ; GÜSTEN, H.; HEINRICH, G.; MÖNNICH, E. und WEPPNER, J.:

The Proceedings of EUROTRAC Symposium '90, pp. 127-129, P. Borrell, P.M. Borrell und W. Seiler (Hersg.), SPB Academic Publ. b.s., Den Haag, Niederlande, 1991.

GÜSTEN, H.; HEINRICH, G.; SCHMIDT, R. W. H. und SCHURATH, U. J. Atmos. Chem., im Druck.

DIE METHAN-EMISSION AUS ITALIENISCHEN REISFELDERN: EINE FALLSTUDIE ZU ZEITLICHER VARIABILITÄT UND DÜNGUNGSEFFEKTEN

Klaus Butterbach und Reiner Wassmann
 Fraunhofer Institut für Atmosphärische Umweltforschung
 Kreuzeckbahnstr.19
 D-8100 Garmisch Partenkirchen

Die vorliegenden Daten zur Methan-Emission aus Reisfeldern wurden in einem Freilandexperiment in Vercelli (Italien) gewonnen. Mit Hilfe einer automatischen Meßanlage wurden die Emissionsraten in vier Versuchsflächen mit unterschiedlichen Kombinationen der Düngerapplikationen und Reisvarietäten erfaßt. Der Untersuchungszeitraum erstreckte sich über zwei komplette Vegetationsperioden (1990 und 1991).

Die Emissionsraten zeigten ausgeprägte zeitliche und räumliche Variationen. Im Jahr 1990 wurden in dem Versuchsfeld, das mit Ammoniumsulfat gedüngt und mit der Varietät 'Roma' bepflanzt war, durchgehend die höchsten Methan-Emissionsraten ermittelt. Im Jahr 1990 betrug die mittlere Emissionsrate dieser Feldvariante $21.9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, während in den anderen Versuchsflächen dieser Reisvarietät $14.7 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Düngung mit Kaliumsulfat) und $11.6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (ungedüngt) als Durchschnittswerte ermittelt wurden. Die vierte Feldvariante war mit der Varietät 'Lido' bepflanzt und wurde nicht gedüngt. Die Methanemissionen aus dieser Fläche lag mit durchschnittlich $8.0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ deutlich unter dem entsprechenden Wert des ungedüngten 'Roma'-Feldes.

1991 wurden für die gedüngten Feldvarianten stark abweichende Ergebnisse gegenüber den Beobachtungen von 1990 festgestellt (Tab.1). Auf den ungedüngten Feldern zeigte sich erneut eine Reduktion der Emissionsraten bei der Var.Lido. Der saisonale Verlauf der Emissionsraten erfolgte in den einzelnen Feldvarianten weitgehend nach identischem Grundmuster. Über weite Phasen der Vegetationsperiode oszillierten die Emissionsraten der einzelnen Feldvarianten in einer relativ geringen Schwankungsbreite; über kurze Zeitintervalle traten jedoch markante Depressionen der mittleren Emissionsraten auf (bedingt durch Trockenfallen

der Felder). Die größten Tagesamplituden der Emissionsraten wurden zu Beginn der Vegetationsperiode beobachtet, was auf starke diurnale Temperaturschwankungen zurückgeführt werden kann. Die spezifischen Flußraten der unterschiedlichen Transfermechanismen von Methan in Reisfeldern, i.e. Gasblasenfluß, Diffusion und Aerenchymtransport, weisen ebenfalls eine starke saisonale Dynamik auf. Mit fortschreitender Vegetationsentwicklung steigt die Bedeutung des Aerenchymtransport für die Methan-Emissionen.

In ergänzenden Laborversuchen wurden die Transporteigenschaften der im Freiland getesteten Reisvarietäten eingehend untersucht. Mit Hilfe einer Tracergastechnik wurde der maximale Gasfluß zwischen Wurzelraum und Sproß erfaßt. Für die Varietät 'Roma' konnte im Vergleich zu 'Lido' eine um den Faktor 2 höhere Transportkapazität nachgewiesen werden, wodurch eine plausible Erklärung der im Freiland auftretenden Unterschiede möglich wurde.

Tab.1: Mittlere Methan-Emissionsraten der Jahre 1990 und 1991

Feld- variante	mittlere CH ₄ - Emissionsrate [mg m ⁻² h ⁻¹]	
	1990	1991
Roma [ungedüngt]	11.6	19.7
Lido [ungedüngt]	8.0	15.0
Roma [K ₂ SO ₄]	14.7	15.4
Roma [(NH ₄) ₂ SO ₄]	21.9	9.7

DIE VERÄNDERUNG VON KOMPONENTEN DES ENERGIE- UND WASSERHAUSHALTES DURCH PFLANZEN-DECKEN

Gerd Peschke, Jörg Scholz, Christina Seidler
Technische Universität Dresden
Institut für Hydrologie und Meteorologie
Lehrgebiet Meteorologie

Wenn die sich mit der phänologischen Entwicklung ändernde Wirkung niederer Pflanzendecken auf Energie- und Wasserhaushalt vor allem über Modellrechnungen quantifiziert werden soll, dann ist es wünschenswert, Datensätze für häufig benutzte Parameter bereitzustellen. Für die Vegetationsperiode 1991 eines Kartoffelbestandes enthält Bild 1 die Darstellung der zeitlichen Änderung von Blattflächenindex, Bestandeshöhe und Trockenmasse, gemessen auf der Agrarmeteorologischen Station Tharandt.

Mit der phänologischen Entwicklung ändern sich auch wesentliche Eingangsgrößen des Energie- und Wasserhaushaltes, wie es am Beispiel der Albedo für denselben Kartoffelbestand Bild 2 zu entnehmen ist. Die intermittierende Eigenschaft des Niederschlages läßt eine analoge Darstellung der Interzeption nicht zu. Dennoch ist ihre Abhängigkeit von Parametern der phänologischen Entwicklung quantifizierbar und wird in der ausführlichen Version des Aufsatzes angegeben.

Ohne in dieser Kurzfassung einzelne Energieströme detailliert zu diskutieren, ist die summarische Wirkung der Pflanzen auf den Energiehaushalt aus Temperaturprofilen und -ganglinien ablesbar. Bild 3 enthält das vertikale Temperaturprofil über, im und unter dem Kartoffelbestand im Vergleich zu dem über und unter dem vegetationslosen Boden gleicher physikalischer Eigen-

schaften, gemessen am 29.07.1991. Gemessene Werte der Oberflächentemperatur, einer für Modellrechnungen als Randbedingung wesentlichen Größe, sind einbezogen. Deutlich ist die Höhenverlagerung der aktiven Umsatzfläche für die Energieströme innerhalb des Bestandes erkennbar.

Der Einfluß der Pflanzen auf die Temperaturganglinien über die gesamte Vegetationsperiode wird im Bild 4 widerspiegelt. Es zeigt die Differenzen der Bodentemperaturen in 5 und 20 cm Tiefe unter dem Bestand und der vegetationslosen Fläche sowie die entsprechenden Differenzen in 5 und 20 cm Höhe über dem Boden. Zur Berechnung dieser Differenzen dienten die Tagesmaxima. Um die täglichen Schwankungen etwas auszugleichen, wurde das Gleitmittel über jeweils 5 Tage gebildet. Infolge der warmen Witterung im Sommer 1991 erreichen die Differenzen recht große Werte. Die Differenzen der entsprechenden Werte für die bodennahe Luftschicht sind geringer, weil sich für Freifläche und Bestand wegen der unterschiedlichen Höhe der aktiven Umsatzfläche unterschiedliche Temperaturgradienten entwickeln.

Die grob skizzierten Veränderungen des Energiehaushaltes durch den Pflanzenbestand sind zusammen mit der direkten Beeinflussung des Feuchteein- und -ausstrages von großen Einfluß auf den Wasserhaushalt. Das zeigen Messungen der

Bodenfeuchte sowie kontinuierliche Simulationen des Wasserhaushaltes und insbesondere der Verdunstung, die in der ausführlichen Version dieses Aufsatzes diskutiert werden.

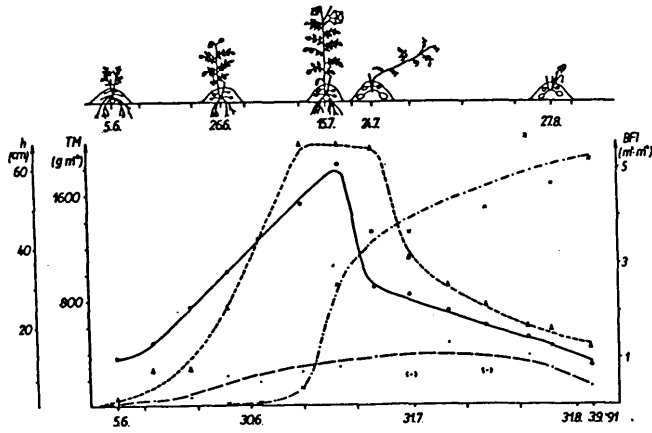


Bild 1: Parameter eines Kartoffelbestandes

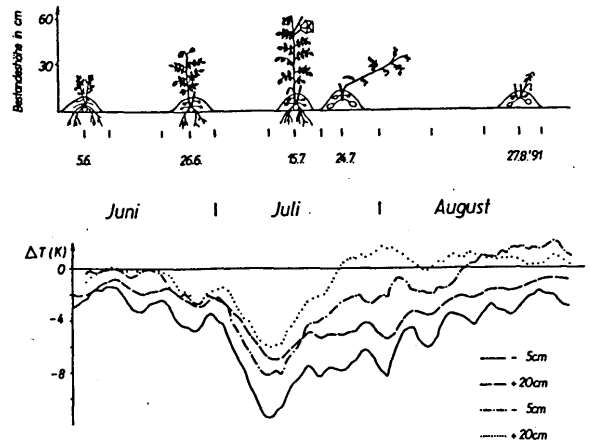


Bild 4: Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen zwischen Bestand und Freifläche von der phänolog. Bestandesentwicklung

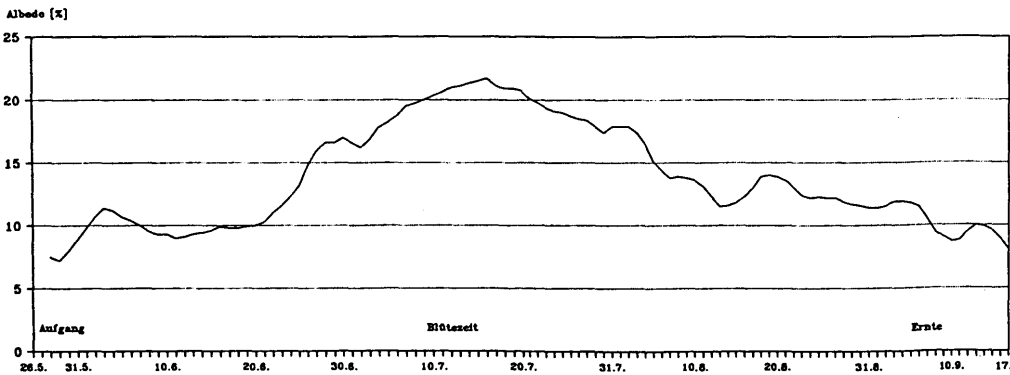


Bild 2: Gang der Albedo über dem Kartoffelbestand

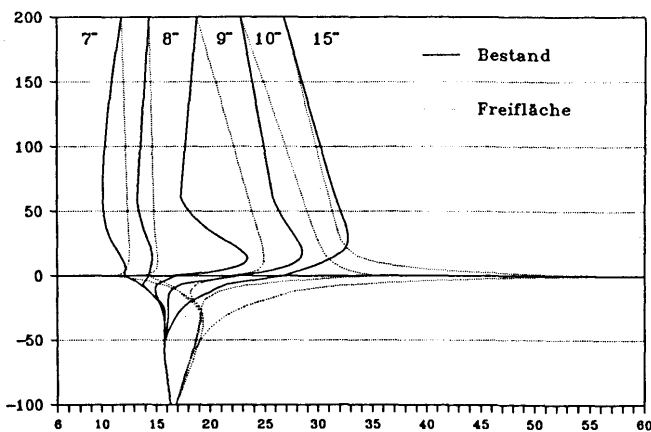


Bild 3: Vergleich von Temperaturprofilen der Freifläche und des Bestandes

ZUM EINFLUSS EINES KIEFERNBESTANDES AUF DEN WASSERHAUSHALT

Alfred Helbig

Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität Berlin

Die in der Letzlinger Heide nahe dem Wasserwerk Colbitz seit 1970 im Auftrag der ehemaligen Wasserwirtschaftsdirektion Magdeburg laufenden Lysimeteruntersuchungen werden im einem Großlysimeter zur Klärung des Einflusses eines aufwachsenden Kiefernbestandes auf den Wasserhaushalt und mit 12 wägbaren Lysimeter zur Erfassung des Wasserhaushaltes in Kahlschlagperioden durchgeführt.

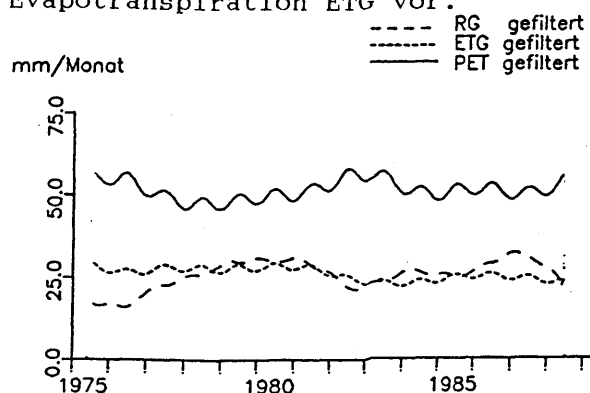
Das Großlysimeter besitzt einen mit Sand gefüllten abgeschlossenen Bodenraum mit einer Oberfläche von 660 m² und einer durchschnittlichen Tiefe von 4 m. In der Mitte des Großlysimeters befindet sich ein Sammelschacht zur Sammlung des Sickerwassers. Auf dem Großlysimeter wurden im Frühjahr 1973 zweijährige Kiefern angepflanzt. Im Zeitraum von 1976 bis 1982 befanden sich auf dem Lysimeter 575 und später 549 Bäume. Das entspricht einem Besatz von 8700 bzw. 8300 Bäume /ha. Im Juni 1982 wurde der Bestand um 20 % auf 440 Bäume (6700 Bäume / ha) reduziert. Die 2 m mächtigen Bodenmonolithen der wägbaren Lysimeter mit je 1 m² Oberfläche tragen auf acht Lysimetern eine weitgehend gleichartige Bedeckung mit Waldgräsern.

Seit 1980 breitet sich auf zwei der Lysimeter Heidekraut aus und bildet dort gegenwärtig die dominierende Vegetationsart. Die Werte für Grasflächen stellen den Mittelwert von acht Lysimetern dar.

Da an den Anlagen außer dem Niederschlag mittels Regensammlern, deren Auffangfläche im Niveau der Erdoberfläche liegt, bisher keine weiteren meteorologischen Elemente gemessen werden konnten, dienten die Werte der Meteorologischen Station Magdeburg zur Kennzeichnung der meteorologischen Verhältnisse.

Die Tagessumme der potentiellen Evapotranspiration PET wurde nach der Beziehung von TURC bzw. nach der Formel von IVANOV aus den Tageswerten für Magdeburg bestimmt .

Am Großlysimeter können nur der Niederschlag PK und das Sickerwasser RK unterhalb einer 4 m mächtigen Schicht direkt gemessen werden. Von den wägbaren Lysimeter liegen neben den entsprechenden Größen PG und RG auch die Wasservorratsänderung DSG und die Evapotranspiration ETG vor.

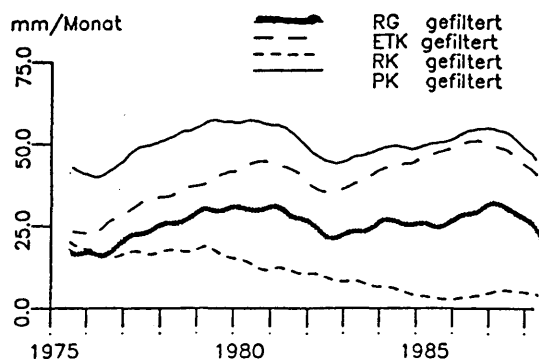


Die zeitliche Entwicklung der Versickerung unter dem Kiefernbestand in Abhängigkeit vom Bestandsalter zeigt im Vergleich mit den Waldgräsern, daß bis zu einem Bestandsalter von 6 Jahren (1977) die Unterschiede gering bleiben. Danach bewirkt die zunehmende

Evapotranspiration und Interzeptionsrate des aufwachsenden Kiefernbestandes den Rückgang der monatlichen Sickerwassermenge RK. Zur Abschätzung der Gebietsverdunstung läßt sich das BAGROV-Verfahren anwenden. Auf die Gebietsverdunstung wirken Standortfaktoren, wie Boden- und Vegetationsart, und die klimatischen Bedingungen. BAGROV fand eine Gleichung zur Berechnung der mittleren Gebietsverdunstung aus der Niederschlagssumme und der potentiellen Verdunstung, die auch die Standortbedingungen mit Hilfe eines Effektivitätsparameters berücksichtigt. Der Effektivitätsparameter n bleibt dann annähernd konstant, wenn sich an den Standortbedingungen nichts ändert. Vegetationsloser Sandboden wird z. B. durch $n = 0,3$ charakterisiert, landwirtschaftliche Kulturen mit $n = 0,9$. Für einen aufwachsenden Kiefernbestand mit zunehmender Biomasse dagegen ändert sich n mit dem Bestandsalter. Ist diese Abhängigkeit bekannt, lassen sich damit für Waldgebiete unter Berücksichtigung ihres Alters die Werte der Gebietsverdunstung berechnen (HELBIG 1987).

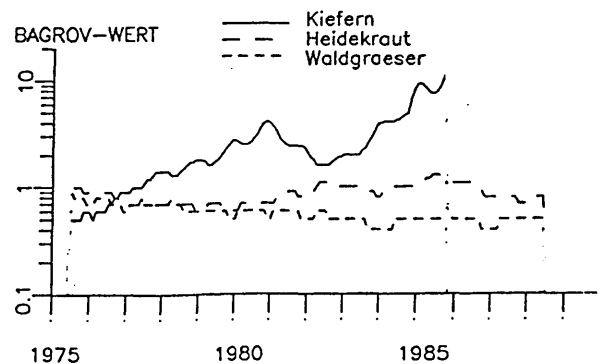
Zur Bestimmung des Effektivitätsparameters sowohl für Waldgräser als auch für den Kiefernbestand wurden die Zeitreihen der Monatssummen der Werte

PK, PG, RK und ETG einer Tiefpaßfilterung mit einem Dreieckfilter



(Filterintervall 37 Monate) unterzogen. Aus den gefilterten Werten von

PK und RK wurde unter der Annahme, daß für diesen Mittelungszeitraum die Größe DSK annähernd 0 ist, die Evapotranspiration als Differenz beider Größen bestimmt. Mit Hilfe des von GLUGLA und TIEMER entworfenen Diagramms und den aus den gefilterten Werten berechneten Quotienten ET/PET bzw. P/PET für die drei Vegetationsarten wurden nun die dazugehörigen BAGROV-Werte für Waldgräser, für Heidekraut und für den Kiefernbestand bestimmt. Während für Waldgräser die BAGROV-Werte um einen mittleren Wert schwanken, hängt ihr Betrag für Kiefern deutlich vom Bestandsalter ab. Von einem anfänglichen Wert nahe dem des vegetationslosen Sandbodens erreicht er für die ursprüngliche Bestandsdichte einen Wert um 4. Später liegt der Maximalwert bei über 10. Zu diesem Zeitpunkt bildet sich nur noch in vernachlässigbarer Menge Sickerwasser.



HELBIG, A.: Use of lysimeter measurements for estimation of the evapotranspiration of pine forests by BAGROV's method. IAHS-Publ. no.167 (1987), 357 - 363

SOME RESULTS ON THE DIURNAL VARIATION OF SOME SURFACE LAYER TURBULENCE
PARAMETERS' POWER AND CROSS SPECTRA UPWIND AND DOWNWIND OF A SUDDEN CHANGE
IN SURFACE CHARACTERISTICS AND ON STATISTICAL INVESTIGATIONS OF SPECTRA
ABOVE DIFFERENT VEGETATION

Werner Gerstmann

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Potsdam

1 INTRODUCTION

The influence of suddenly changing surface characteristics on small-scale turbulence and vertical mixing manifesting in the form of individual power and cross spectra is one subject of this study; a further subject is the statistical investigation of blocks of normalized spectra, put into different stability classes according to the Monin/Obukhov theory.

The experimental basis for the computation of spectra are fine-structure measurements with modern sensors and data acquisition equipment in the surface layer above vegetation near Kursk, Tartu (USSR) and above short grass at Schönefeld airport near Berlin. Emphasis is on the diurnal development of estimated power spectra for wind velocity components, temperature, humidity and cross spectra of the fluxes of sensible and latent heat and shearing-stress. While we have a relatively (!) undisturbed fetch at Kursk and Schönefeld, at Tartu the two sensor complexes were arranged in luff and lee of a straight line, separating cereals and fallow land; measurements were taken at heights between 1.5 and 4 m above ground.

The statistical investigations include approximations of spectral formulations of KADER (1989) and OLESEN (1984); the constants' confidence intervals are computed empiri-

cally. With the concept of "displacement height" it is possible to describe spectra independently of the special site.

The audience that the lecture has targeted, are boundary-layer meteorologists and modellers. One can hardly imagine, what contradictory processes on the subgrid scale are going on at two stations 60 m apart from each other. As FINNIGAN (1988) put it, there should be an 'interplay between experiment and mathematical modelling', but this aim is so far too pretentious and has not been fully realized yet.

Thinking in terms of modellers it seems, that vegetation cover, fetch in the marginal areas and, consequently, wind direction belong to the key factors that influence the turbulent energy fluxes in the surface layer.

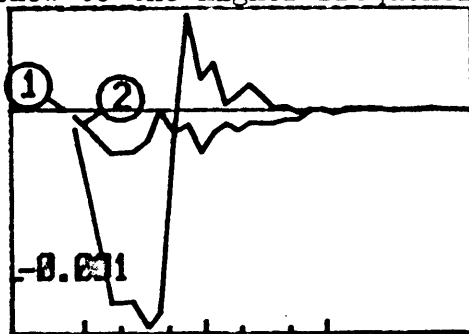
2 MEASUREMENTS AND DATA HANDLING

The signals of several analog sensor channels were digitized and written in digital form on 1/2" computer tape. Wind measurements were made with the well-known Kaijo-Denki sonic anemometers. Measurements of the scalar quantities temperature and humidity were performed with thin platinum wires (15 μ m) and Lyman- α sensors. The method of spectrum analysis is described in more detail in a paper by GERSTMANN and KÜCKEN (1989).

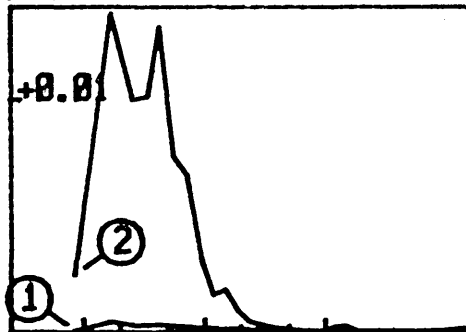
3 INTERPRETATION OF RESULTS

First, we take a look at some diffe-

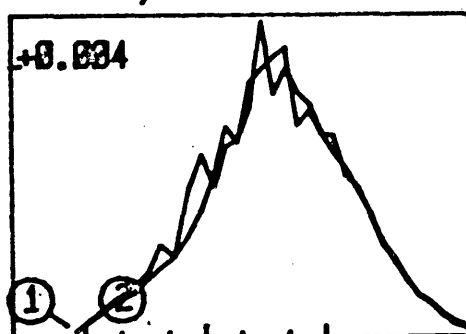
rences in spectral shape between day and night. Generally speaking, we have in the high-frequency range a larger contribution to the variance of w than to the covariances which means that small eddies contribute relatively more to the energy of the vertical motion than to the vertical scalar fluxes; low frequencies are produced by heating at the ground, and are much more important at day time than at night, whereas smaller eddies are produced by the wind's kinetic friction when travelling along the rough ground. In this presentation the spectra are skew to the lower frequencies, only the spectrum of vertical wind velocity in most cases is skew to the higher frequencies.



latent heat flux



humidity



wind vertical

During the night the variance in the power spectrum of humidity is limited to frequencies between 0.01 and 0.1, during the day it extends up to 1.0. At noon there is strong convection above pure soil, but nearly no temperature variance above barley. Remarkable is, that the latent heat flux begins upwards at higher frequencies in the morning hours, while there is still a downward stream at lower frequencies. Looking at the power spectrum of humidity, it seems to be a consequence of power in the vertical component of wind velocity triggered by upcoming wind in the transitional phase.

4. LITERATURE

FINNIGAN, J.J.: Air flow over complex terrain. In STEFFEN, W.L.; DENMEAD, O.T. (eds.): Flow and transport in the natural environment: Advances and applications. Berlin usw.:Springer 1988.

GERSTMANN, W.; Kücken, M.: Experimentelle Erfassung von Prozessen der atmosphärischen Turbulenz und ihre nrt-Bearbeitung auf ESER-Großrechnern. Akad. Wiss.d.DDR, Inst. Mechanik: Report 23(1989), 63-73

GERSTMANN, W.: Statistical investigation of spectra in the neutral-to-unstable atmospheric surface layer above vegetation. ZfM 41(1991), 236-250

KADER, B.A.; Yaglom, A.M.; ZUBKOVSKIJ S.L.: Spatial correlation functions of surface-layer atmospheric turbulence in neutral stratification. Boundary-Layer Met. 47(1989), 233-249

← Tartu 27.06.1990, 4h LST, length of series 30 minutes.

(1) bare soil, height 1.6 m

(2) barley, height 1.5 m

lin-log representation, normalized f.

Zur Bestimmung der Energiebilanz. z_0 und d über komplexem, pflanzenbewachsenem Untergrund

D.Müller

Meteorologisches Institut der Universität München,
Theresienstr. 37, 8000 München 2

1 Berechnung von z_0 , d , des fühlbaren und latenten Wärmestroms

Die Monin-Obukhovsche Ähnlichkeits-hypothese (MONIN u. OBUKHOV 1954) in Verbindung mit den empirisch bestimmten ϕ -Funktionen (z.B. DYER 1974) beschreibt für einen weiten Bereich der Turbulenz in der Reibungsschicht den Zusammenhang zwischen den Profilen der Windgeschwindigkeit, der potentiellen Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Schubspannungsgeschwindigkeit, der Temperaturskala und der Feuchteskala. Ebenso ist die Abhängigkeit der Profilform vom Rauigkeitsparameter (z_0) und von der Verdrängungshöhe (d) bekannt.

Auf diesen theoretischen Zusammenhängen basiert ein Verfahren, das die quadratische Abweichung zwischen den Meßwerten und einem theoretischen Profil minimiert. Aus den Parametern, die das theoretische Profil beschreiben, können der latente und fühlbare Wärmestrom berechnet werden. Zusätzlich erhält man für jeden Mittelungszeitraum (z.B. 1 Std.) Werte für z_0 und d .

Der Gültigkeitsbereich der ϕ -Funktionen wird berücksichtigt, indem bei stark stabiler bzw. stark labiler Schichtung nur die unteren Meßhöhen bei der Berechnung berücksichtigt werden.

2 Sensibilität der Ergebnisse

Zur Abschätzung der Genauigkeit der Ergebnisse wurden für typische meteorologische Situationen je 99 simulierte, mit unsystematischen „Meßfehlern“ versehene Profile berechnet und davon wie oben erläutert Ergebnisse gewonnen. Die mittlere quadratische Abweichung der Ergebnisse zur Vorgabe ist ein Maß für die Genauigkeit (siehe Tab.1). Allgemein kann gesagt werden, daß mit abnehmender Windgeschwindigkeit bzw. Schubspannungsgeschwindigkeit die Unsicherheit der Ergebnisse zunimmt.

vorgegebene Werte			
L^* in m	-10	-1000	-10
L in W/m^2	-143	-2	24
V in W/m^2	-338	-75	-4
Genauigkeit (mittlere quadr. Abweichung von der Vorgabe)			
σ_{z_0} in m	0.035	0.038	0.071
σ_d in m	0.123	0.186	0.297
σ_L in W/m^2	28	5	30
σ_V in W/m^2	69	21	6

Tab.1: Genauigkeit der Ergebnisse; berechnet mit unsystematischen Meßfehlern mit einer mittleren quadratischen Abweichung des Winds von 0.08 m/s, der Temperatur von 0.08 K und der spezifischen Feuchte von 0.12 g/kg; mit $z_0 = 0.08$ m, $d = 0.00$ m.

3 Ergebnisse von HIBE89

Die Profilmessungen des LOTREX/HIBE89 - Experiments über einem Weizen- und einem Rübenfeld wurden mit diesem Verfahren ausgewertet.

Die Einzelwerte von z_0 und d der beiden untersuchten Felder streuen stark. Die Streuung entspricht jedoch den Ergebnissen der Sensibilitätsuntersuchungen. Als einzige Abhängigkeit der beiden Größen von anderen Parametern konnte deshalb nur die Zunahme von d im Rübenfeld nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse der Wärmeströme zeigen, mit der zu erwartenden Genauigkeit verglichen, einen guten Abgleich der Energiebilanz, solange die Verdunstung nicht allzu große Werte annimmt. Hier scheinen Voraussetzungen, wie z.B. einheitliche Verdrängungshöhe und Rauigkeitsparameter der Pflanzendecke für das Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil nicht erfüllt zu sein.

Literatur

MONIN, A.S. u. OBUKHOV, A.M.: Basic laws of the turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akad.Nauk Geofiz. Inst. Tr. 151 163-187.

DYER, A.J.: A Review of Flux-Profile Relationships. Bound.Lay.Meteor. 7, 363-372.

ANWENDUNG EINES VEREINFACHTEN PROFILMESSVERFAHRENS ZUR BESTIMMUNG
TURBULENTER AUSTAUSCHSTRÖME ÜBER VERSCHIEDENEN PFLANZENBESTÄNDEN

Sieghard H. Richter

Deutscher Wetterdienst

Meteorologisches Observatorium Potsdam

Telegrafenberg

0 - 1561 Potsdam

Ein vereinfachtes Profilverfahren bzw. Gradientverfahren, welches auf der Grundlage der Ähnlichkeitstheorie unter Verwendung von Messungen der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und der Luftfeuchte in 2 Höhen zur Bestimmung turbulenter Ströme (Impuls/Schubspannungsgeschwindigkeit u_{τ} , fühlbare Wärme H, latente Wärme LE) dient, wird auf experimentelle Daten angewendet. Die Methode nutzt die universellen Funktionen nach SKEIB (1980) und wurde von SKEIB und RICHTER (1984) entwickelt (ausführliche Darstellung der methodischen Grundlagen und der meßtechnischen Realisierung in FOKEN 1991). Als Ausgangsdaten dienen über verschiedenen Unterlagen erhaltene, z.B. über kurzem Rasen (Flughafen Schönefeld 1985, RICHTER 1991), über Buchweizen (Experiment KUREX-88, TSVANG et al. 1991), über Gerste (Experiment TARTEX-90), über Feuchtwiesen (Gülbe 1991). Die berechneten turbulenten Ströme werden mit denjenigen verglichen, die mittels direkter Fluxmessungen (Ultraschallanemometer, Pt-Thermometer, UV-Hygrometer) ermittelt wurden. Es zeigt sich, daß mit zunehmender Höhe und Inhomogenität bzw. Kompliziertheit des Bestandes die Übereinstimmung zwischen Profil- und Fluxdaten abnimmt (vgl. Tab. 1). Die Ursache dafür liegt neben den prinzipiellen Unterschieden beider Methoden darin, daß für das indirekte Profilverfahren die hin-

reichend genaue Kenntnis der Rauigkeitshöhe und der Verschiebungshöhe und damit verbunden der aerodynamisch wirksamen Höhe mit zunehmender Bestandeshöhe problematisch wird und Rauigkeitshöhe und Verschiebungshöhe nicht mehr klein insbesondere gegenüber der unteren Meßhöhe sind, wodurch die entsprechende Einhaltung der methodischen Voraussetzungen fraglich ist. Die Bestimmung von Rauigkeits- und Verschiebungshöhe erfolgt nach den bei WICHURA (1992) erläuterten Verfahren. Ein weiteres Problem besteht darin, daß in erster Näherung für alle drei Austauschströme mit den gleichen Werten von Rauigkeits- bzw. Verschiebungshöhe gerechnet wurde. Diese Annahme ist für dichte und komplexe Bestände sicher nicht mehr zutreffend; die Umsatzflächen für Impuls, fühlbare und latente Wärme befinden sich in verschiedenen Höhen (BALDOCCHI et al. 1983). Der unterschiedliche Grad der Korrelation zwischen Profil- und Fluxwerten bei den verschiedenen Experimenten für die 3 Arten der Ströme hat im zuletzt erwähnten Problem eine der Ursachen (Tab. 1 u. 2), wobei die fehlende Korrelation für LE 1985 in Schönefeld aus meßtechnischen Problemen und sehr geringen Verdunstungswerten (und damit verbunden großen Auswirkungen von Meßfehlern) resultiert. Einige Beispiele ermittelter Energiebilanzen unter Einschluß der Strahlungsbilanz und des Wärmestromes in den Boden werden gezeigt.

Im Rahmen der zu erwartenden Genauigkeit stellt das Verfahren eine einfache und für zahlreiche praktische Zwecke (z.B. für Dauermessungen in der Vegetationsperiode) geeignete Methode dar, wenn man sich auf Oberflächen mit einem relativ homogenem Pflanzenbestand und Bestandeshöhen kleiner als etwa 0.5 m beschränkt. Dies trifft für eine ganze Reihe von Unterlagen mit natürlicher Vegetation (Wiesen u.ä.) zu.

Tabelle 1: Vergleich der turbulenten Ströme aus Flux- und Profilmessungen (Korrelationskoeffizient)

	Schönef.	KUREX	TARTEX
u_{π}	0.85	0.49	0.90
H	0.86	0.64	0.74
LE	0.20	0.75	0.89

Tabelle 2: Vergleich der turbulenten Ströme aus Flux- und Profilmessungen für das Experiment TARTEX-90 (Regressionsgleichung und Korrelationskoeffizient r)

Parameter _{Prof}	= a + bx			Parameter _{Flux}
	a	b	r	
u_{π}	0.11 m/s	0.72	0.90	54
H	-3.3 W/m ²	1.19	0.74	58
LE	30.1 W/m ²	1.37	0.89	56

Literatur:

BALDOCCHI, D. D.; VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J.: Characteristics of Air Flow above and within Soybean Canopies. *Boundary-Layer Meteorol.* 25 (1983), 43-54

Literatur (Forts.):

FOKEN, TH. (Hrsg.): Parametrisierung des turbulenten Energieaustausches zwischen der Atmosphäre und der Unterlage. *Abh. Meteorol. Dienstes* (1991) 146, 59 S.

RICHTER, S. H.: Experimentelle Untersuchungen zu einem Verfahren zur Parametrisierung von Austauschprozessen in der bodennahen Luftschicht. *Abh. Meteorol. Dienstes* (1991) 146, 43-57

SKEIB, G.: Zur Definition universeller Funktionen für die Gradienten von Windgeschwindigkeit und Temperatur in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* 30 (1980), 23-32

SKEIB, G.; RICHTER, S. H.: Praktische Anwendungen voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* 34 (1984), 247-252

TSVANG, I. R.; FEDOROV, M. M.; KADER, B. A.; ZUBKOVSKII, S. L.; FOKEN, T.; RICHTER, S. H.; ZELENY, YA.: Turbulent Exchange over a Surface with Chessboard-Type Inhomogeneities. *Boundary-Layer Meteorol.* 55 (1991), 141-160

WICHURA, B.: Ergebnisse der Anwendung mehrerer Verfahren zur Ermittlung der Rauigkeitslänge und der Verschiebungshöhe für eine bewachsene Unterlage. Vortrag auf der Deutschen Meteorologen-Tagung, Berlin, 16. bis 20. März 1992

ERGEBNISSE DER ANWENDUNG MEHRERER VERFAHREN ZUR ERMITTLUNG DER RAUHIGKEITSLÄNGE UND DER VERSCHIEBUNGSHÖHE FÜR EINE BEWACHSENE UNTERLAGE

Bodo Wichura
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Potsdam
Telegrafenberg
O - 1561 Potsdam

Die aerodynamischen Eigenschaften von bewachsenen Unterlagen werden im allgemeinen mit der Rauigkeitslänge z_0 und der Verschiebungshöhe d beschrieben. Insbesondere die Parametrisierung der Rauigkeitslänge für inhomogene Unterlagen ist in letzter Zeit mehr und mehr Gegenstand einer großen Zahl von Arbeiten. Mit Hinblick auf diese Entwicklung wurde eine Untersuchung von unterschiedlichen Methoden zur Bestimmung beider Größen, angewendet auf Daten des Experimentes TARTEX 90 (Messungen über einem Gerstenbestand, siehe FOKEN 1991 b), vorgenommen.

Vier verschiedene Methoden zur Bestimmung der Verschiebungshöhe und der Rauigkeitslänge wurden auf Daten von Profilmessungen (6 Meßhöhen) und Messungen des sogenannten Parametrisierungsmastes (3 Meßhöhen; siehe dazu FOKEN 1991 a) angewendet. Es erfolgte keine Bestimmung beider Größen für andere Unterlageneigenschaften (z.B. 'Temperaturrauigkeit'). Aus dem vorliegenden Datenmaterial wurden für die Anwendung der einzelnen Verfahren Messungen unter neutralen Schichtungsverhältnissen und ohne die Einflüsse anderer Störfaktoren (z.B. interne Grenzschichten) ausgewählt.

Der Vergleich der mit verschiedenen Methoden ermittelten Ergebnisse zeigt eine befriedigende Übereinstimmung für kleine und mittlere Höhen des Bestandes (bis etwa 0.6 m Bestandeshöhe) für beide Parameter. Bei darüberliegenden Bestandeshöhen ergeben sich größere Abweichungen der mit verschiedenen Methoden erhaltenen Ergebnisse. Eine Interpretation dieses Sachverhaltes ist unter Beachtung des Konzeptes der rauhen Unterschicht (roughness sublayer; siehe z.B. TENNEKES 1972) möglich. Für Getreidebestände in fortgeschrittenen Entwicklungsstadien (dicht, Höhe über 0.3 bis 0.4 m) kann die bekannte Ab-

schätzung von d mit $2/3$ der Bestandeshöhe als gute Näherung bestätigt werden. Für frühe Entwicklungsstadien erscheint eine im Verhältnis zur Höhe des Bestandes größere Verschiebungshöhe realistischer. Die ermittelten Rauigkeitslängen ergeben im Vergleich zu in der Literatur gefundenen Werten zu kleine Resultate. Bei der Wertung dieses Sachverhaltes ist die Problematik des sehr engen Zusammenhanges zwischen d und z_0 und der daraus resultierenden, aber nicht bei jeder verwendeten Methode erfüllten, Forderung einer möglichst unabhängigen Bestimmung beider Größen in Betracht zu ziehen.

Mit der Differenzenmethode (TSVANG et al. 1991) wurden, trotz der bekannten Ungenauigkeit dieses Verfahrens, realistische Resultate für die Rauigkeitslänge und die Verschiebungshöhe im Vergleich zu bisher gewonnenen Ergebnissen für gleichartige Pflanzenbestände ermittelt. Das Verhältnis Verschiebungshöhe/Bestandeshöhe bleibt für alle Bestandeshöhen im Meßzeitraum konstant, während das Verhältnis Rauigkeitslänge/Bestandeshöhe bei größeren Bestandeshöhen abnimmt.

Für die Profilmethode, bei der die Berechnung der Parameter d und z_0 nach der Methode der kleinsten Quadrate aus den gemessenen Profilen (verwendeter Algorithmus Levenberg - Marquardt - Fit nach KURZWEIL 1990) erfolgt, ist eine zu starke Abnahme der Verhältnisse von Rauigkeitslänge und Verschiebungshöhe zur Bestandeshöhe mit zunehmender Bewuchshöhe festzustellen. Ursachen dafür sind in der Anordnung der Geber (für höheren Bestand Störung der unteren Geber aufgrund ihrer Lage in der rauhen Unterschicht) zu suchen. Der Vergleich von mit dieser Methode berechneten und gemessenen (eddy-correlation-Messungen) Schubspannungsgeschwindigkeiten ergibt bis zu 20% größere Werte nach der Profilmethode.

Die Parametrisierungsmethode wurde auf der Grundlage und unter Nutzung der vereinfachten Profilmethode nach SKEIB und RICHTER (1984) (siehe dazu auch RICHTER 1991) entwickelt. Die Ergebnisse liegen im Bereich der für die einzelnen Bestandeshöhen zu erwartenden Werte. Mit der Anwendung dieser Methode kann, aufgrund der im Vergleich zur Annahme eines konstanten Wertes genaueren Bestimmung der Größen d und z_0 , eine Korrektur der nach dem Verfahren von SKEIB und RICHTER (1984) berechneten Werte der Schubspannungsgeschwindigkeit erfolgen. Weiterhin ermöglicht sie eine Sofortabschätzung beider Größen während der Messungen, was insbesondere für Fragen der Meßmethodik wichtig ist.

Die Anwendung der Massenkompensationsmethode (siehe z.B. DE BRUIN und MOORE 1984; LO 1990) erfolgte erstmalig auf Bestände mit geringen Bewuchshöhen (bisher nur Anwendung auf Wald). Die Untersuchungen mit dieser Methode dienten, aufgrund der Annahme des Verlaufes des Windgeschwindigkeitsprofils im Bestand (keine Meßwerte vorhanden), grundlegenden (methodischen) Fragestellungen. Die Möglichkeit der Anwendung des Verfahrens zur Bestimmung beider Parameter für die vorliegenden Daten, d.h. für vergleichsweise geringe Bestandeshöhen, konnte gezeigt werden. Das Konzept der Massenkompensationsmethode beachtet die Existenz der rauen Unterschicht über bewachsenen Unterlagen. Aufgrund dessen ist es möglich, mit Hilfe der Ergebnisse dieser Methode eine Bestimmung der Höhe der rauen Unterschicht vorzunehmen. Für die betrachteten Daten ergibt sich eine Abschätzung dieser Höhe mit 2 bis 3 mal der Bestandeshöhe.

Literatur:

- DE BRUIN, H.A.R.; MOORE, C.J.: Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. *Boundary - Layer Meteorol.* 31 (1984), S. 39 - 49
- FOKEN, TH. (Hrsg.): Parametrisierung des turbulenten Energieaustausches zwischen der Atmosphäre und der Unterlage. *Abh. Meteorol. Dienstes* (1991 a) 146, 59 S.
- FOKEN, TH.: Experiment vom ISLSCP - Typ mit definiertem Rauheitsprung. *Z. Meteorol.* 41 (1991 b), S. 216
- KURZWEIL, P.: Modellanalyse leichtgemacht. *mc* 5 (1990), S.124 - 130
- LO, A.K.: On the determination of zero - plane displacement and roughness - length for flow over forest canopies. *Boundary - Layer Meteorol.* 51 (1990), S.255 - 268
- RICHTER, S.H.: Anwendung eines vereinfachten Profilmessverfahrens zur Bestimmung turbulenter Austauschströme über verschiedenen Pflanzenbeständen. Vortrag auf der Deutschen Meteorologen - Tagung, Berlin, 16. bis 20. März 1992
- SKEIB, G.; RICHTER, S.H.: Praktische Anwendungen voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* 34 (1984), S. 247 - 252
- TENNEKES, H.: The logarithmic wind profile. *J. Atm. Sci.* 30 (1973), S. 234 - 238
- ZVANG, L.R.; FEDOROV, M.M.; KADER, B.A.; ZUBKOVSKII, S.L.; FOKEN, TH.; RICHTER, S.H.; ZELENY, J.: Turbulent exchange over a surface with chessboard - type inhomogenities. *Boundary - Layer Meteorol.* 55 (1991), S. 141-160

NACHWEIS VON POLLEN-FERNTRANSPORT DURCH TRAJEKTORIENANALYSE

P u l s, K.E.*; v. W a h l, P.G.**

)* Wetteramt Essen, Wallneyer Str. 10, 4300 Essen 1

)** Bethanien-Krankenhaus, 4130 Moers

Bei warmer trockener Witterung werden **Pollen** freigesetzt, wenn die pflanzenphänologischen Voraussetzungen gegeben sind. Die Pollen werden in der Luft horizontal und vertikal transportiert und verteilt; in Abhängigkeit von Wind, Turbulenz und Konvektion.

Nach länger andauernden **Regenfällen** (Stunden) ist die Luft **pollenfrei**. Diese Vorstellung konnte in den 10 Jahren, in denen die "Stiftung Deutscher Polleninformationsdienst" ein umfangreiches Meßnetz betreibt, vielfach bestätigt werden.

Aber - es gibt **Ausnahmen** von dieser Regel:

1. "Herausschlagen" aus Pollengefäßen

Beim Auftreffen von großtropfigem Regen (Schauer!) auf reife Pollengefäße werden Pollen herausgeschlagen und in der bodennahen Schicht zwischen den Regentropfen **verwirbelt**. In der Literatur wurde ein solcher Fall analysiert (PULS/WAHL 1991, S. 240). Eine **bodennahe** Pollenfalle (1.8 m) zeigte mit einsetzendem Regen eine Verdoppelung des Luftpollengehaltes, während eine **bodenferne** Falle (18 m) rasch gegen Null gehende Meßwerte aufwies.

2. Regenturbulenz nach Konvektion

Pollen können durch Konvektion viele Hundert oder auch einige Tausend Meter hoch in die Atmosphäre gelangen, wie andere Aerosole auch. Es wurde bewiesen (PULS/WAHL 1989, S. 33-40), daß dann mit einsetzendem Regen die Pollen aus den höheren Luftschichten in Bodennähe herabgedrückt werden. Dieses erfolgt turbulent zwischen den Regentropfen, ohne daß wesentliche Anteile der Pollen in Lösung gehen. Sowohl Regenproben als

auch klinische Erfahrungen bestätigen das (PULS/WAHL 1991, S. 236).

3. Ferntransport

Ferntransporte sind nachgewiesen (Literaturzusammenstellung bei PULS 1983, S. 8). Der Nachweis von Ferntransporten über Land ist **dann** schwierig, wenn es sich um Pollentypen handelt, die auch vor Ort aus Blüten freigesetzt werden. Die **Abb. 1** zeigt einen Fall, bei dem in folgendem zweifelsfrei auf Ferntransport geschlossen werden kann. Zunächst ist ersichtlich, daß es am 5. und 6. April 1989 in Essen nahezu ununterbrochen regnete. Der Niederschlag war zeitweise mit

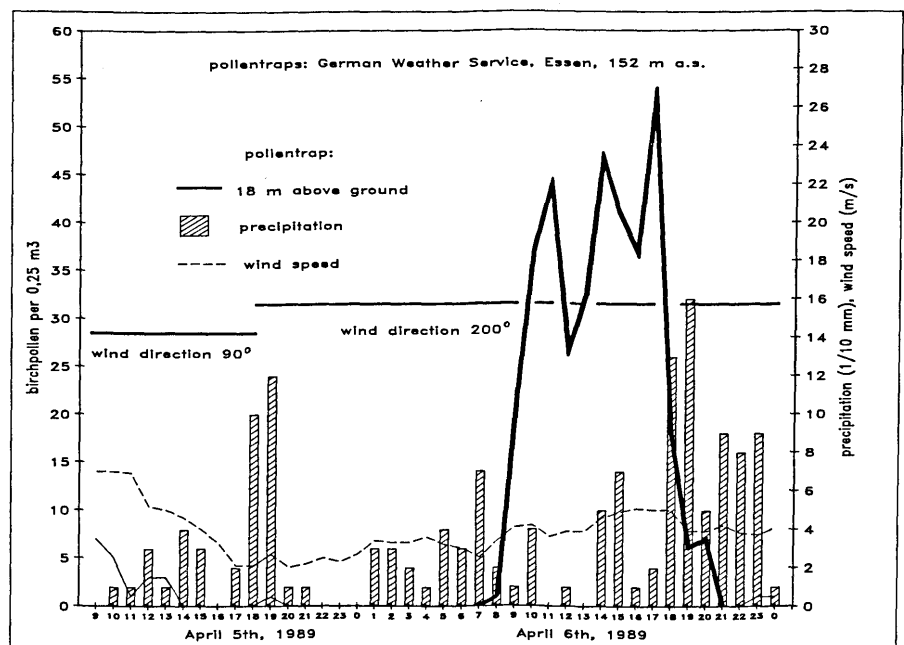


Abb. 1

Schnee vermischt, die Lufttemperaturen lagen durchgehend um 5 °C. Diese meteorologischen Randbedingungen **schließen eine Pollenfreisetzung vor Ort aus**. Wetterbestimmend war ein Tief, das im Zeitraum 4.-7. April vom Löwengolf über die Alpen nach England zog. Ein zugehöriges Höhentief nahm einen ähnlichen Weg. Im Verlaufe dessen drehte der Wind im west-

lichen Europa vom Boden bis in hohe Luftschichten aus östlichen auf westliche Richtungen, über Süd bzw. über Nord. Dieses veranschaulichen aerologische Daten des Wetteramtes Essen - Abb. 2. Die Abb. 1 zeigt, daß nach 24stündigem Dauerregen und pollenfreier Luft eine in 18 m Höhe stehende Pollenfalle am 6. April um 8 Uhr urplötzlich eine steil ansteigende Konzentration von Birkenpollen registrierte, die in mehreren Schüben erfolgte, über 200 Pollen/m³ (!) erreichte und erst in der darauffolgenden Nacht wieder auf Null sank. Eine Trajektorienanalyse (Abb. 3) in Verbindung mit der o.a. Wetterlage bringt die Erklärung: Vom 4.-6. April konnten Pollen in großem Bogen von Nordwestdeutschland, Holland und Belgien aus über Frankreich hinweg in das westliche Deutschland gelangen, w e n n in den genannten Regionen Pollen freigesetzt wurden. Genau d a s beweisen Daten von Pollenfallen und von phänologischen Meßstellen (Abb. 4). Zusätzlich beweist die Abb. 3, daß insbesondere während der ersten 12 Stunden der Trajektorienbahn auch die erforderlichen Hebungen stattgefunden haben.

Es ist also gezeigt, daß auf der Vorderseite des Tiefs in höheren Luftschichten pollenhaltige Luft gegen die in tieferen Schichten von Südwesten herannahende feuchte Luft geführt wurde. Diesen Effekt veranschaulicht die Windscherung vom 5.4./18 UTC bei 1500 m in Abb. 4. Der in der Aufgleit- und Mischungszone entstandene Regen hat dann die Pollen turbulent in Bodennähe herab geführt

Insgesamt dürfte eine solche "optimale" Verknüpfung biologischer und meteorologischer Effekte recht selten sein, so daß die Allergiker bei Dauerregen nur in Ausnahmefällen nicht nur naß werden, sondern auch noch Heuschnupfen haben.

Literatur:

Puls, K.E.; v. Wahl, P.-G.: Zum Einfluß von Niederschlägen auf Pollen in der Atmosphäre. Grana 30 (1991), S. 235-241.

Puls, K.E.; v. Wahl, P.-G.: Neue Erkenntnisse zum Einfluß des Wetters auf den Pollenflug. 2. Europ. Pollenflugsymp. 1989, Vorträge u. Berichte, S. 29-51.

Puls, K.E.: Pollenflug und Wetter. med.met. 2, H. 3, S. 3-9.

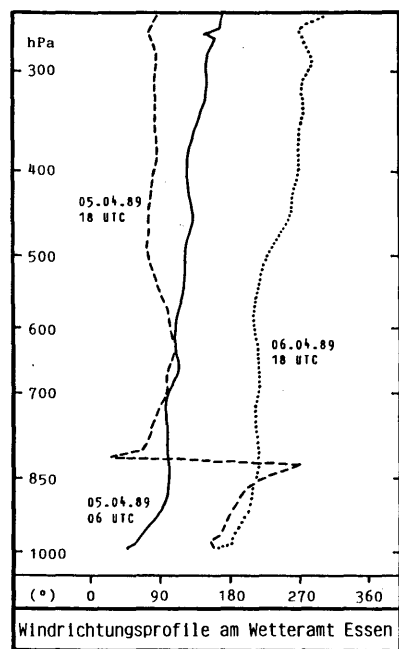


Abb. 2 Windrichtungsprofile am Wetteramt Essen

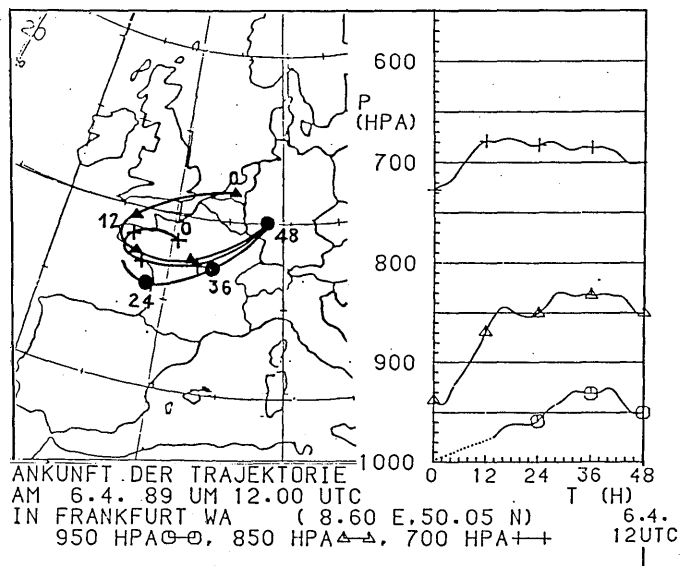


Abb. 3

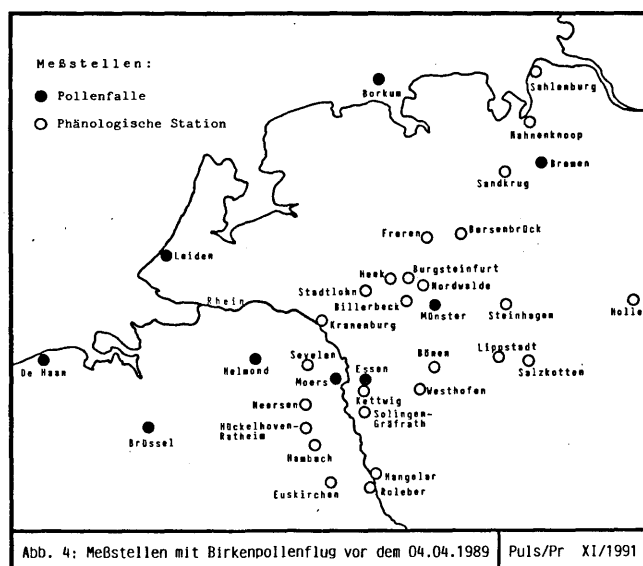


Abb. 4: Meßstellen mit Birkenpollenflug vor dem 04.04.1989 Puls/Pr XI/1991

METEOROLOGISCHE ASPEKTE DER VERFLÜCHTIGUNGSBESTIMMUNG VON PFLANZENSCHUTZMITTELN

Hans-Dieter Haenel

Deutscher Wetterdienst, Zentrale Agrarmeteorologische Forschungsstelle Braunschweig (ZAMF)

Johannes Siebers

Biologische Bundesanstalt für Land- und Forstwirtschaft (BBA), Fachgruppe für chemische Mittelprüfung, Braunschweig

EINLEITUNG

Das zunehmende Auftreten von Wirkstoffen aus Pflanzenschutzmitteln (PSM) in anwendungsfernen Bereichen erfordert eine intensive Beschäftigung mit den Umständen der PSM-Verflüchtigung. Dabei lassen Laborversuche nur bedingt auf die Verflüchtigung unter Freilandbedingungen schließen. In bisherigen Freilandversuchen der BBA wurden PSM-Rückstandsbeobachtungen an Boden oder Pflanzen vorgenommen und mit dem sogenannten indirekten Ansatz "Verflüchtigung = Rückstandsabnahme" ausgewertet.

Zur notwendigen weiteren Klärung führen BBA und ZAMF seit Mai 1991 auf dem ZAMF-Versuchsgelände Freilandversuche durch, bei denen die Verflüchtigung über PSM-Konzentrationsmessungen in der Luft bestimmt wird. Als Beispiel-PSM wird - u.a. wegen seiner Persistenz - der Wirkstoff Lindan verwendet.

2 MESSUNG UND AUSWERTUNG

Es fanden bislang je zwei Verflüchtigungsversuche auf einem Feld mit blankem Boden und auf einem Feld mit einem voll entwickelten Zuckerrübenbestand statt.

Die Fläche der Versuchsfelder war aus technischen Gründen mit 31.4m x 20.5m eng begrenzt.

Die Messung von Lindan-Konzentration, Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte erfolgte in zwei Meßhöhen (ca 0.4 m und 1.3 m über Boden bzw. Bestand), ergänzt um die Lindan-Rückstandsbeobachtung an Boden bzw. Pflanzen. Die Windrichtung (in ca 4m Höhe) wurde ZAMF-Routinemessungen auf den

Versuchsfeldern entnommen.

Die Durchführung der chemischen Analysen wurde von der BBA übernommen. Aufgrund des großen Arbeitsaufwandes konnte der vierte Versuch bisher (21.11.91) noch nicht ausgewertet werden.

Die mikrometeorologische Berechnung der PSM-Verflüchtigung, die u.a. auf der Annahme beruht, daß der turbulente Austauschkoefizient des PSM gleich demjenigen für fühlbare Wärme sei, erfolgt im Rahmen des an der ZAMF angesiedelten Teilprojektes A4 des SFB 179 "Wasser- und Stoffdynamik in Agrar-Ökosystemen".

Die geringe Feldgröße schließt die Annahme horizontal homogener Verhältnisse bzgl. der PSM-Konzentrationsverteilung und damit die Anwendung von Standardverfahren zur Profilauswertung aus. Stattdessen kommt das analytische Modell von PHILIP (1959) zum Einsatz, dessen Parameter m und n aus den Meßdaten von Windgeschwindigkeit und Temperatur bestimmt werden.

3 ERSTE ERGEBNISSE

Erwartungsgemäß zeigt sich, daß der zeitliche Verlauf der Lindan-Konzentration in der bodennahen Luft sehr stark durch das turbulente Austauschverhalten dieser Luftschicht beeinflußt wird. So führen windschwache Verhältnisse insbesondere nachts zu einer deutlichen Abnahme der Verflüchtigung. Da aber der horizontale Abtransport in diesem Falle ebenfalls vermindert ist, kommt es z.T. zu merklichen Anreicherungen des Lindans in der bodennahen Luft. Ein solcher Anreicherungseffekt konnte aber auch noch bis in die Mittagsstunden hinein

beobachtet werden. Dies läßt sich zum großen Teil darauf zurückführen, daß erhöhte Temperaturen der Applikationsoberfläche (Boden/Blätter) eine verstärkte Freisetzung des Lindans bewirken.

Von besonderem Interesse ist auch der zeitliche Verlauf der relativen (d.h. mit der applizierten Wirkstoffmasse normierten) kumulativen Verflüchtigung, RKV, wie er in Abb.1 für die drei ausgewerteten Versuche, berechnet aus den Rückstandsproben (-R) und der Verflüchtigungsbestimmung mit dem PHILIP-Modell (-F), wiedergegeben ist (in Klammern: Applikationsdatum / -zeit MESZ / <BB=blanker Boden, ZR =Zuckerrüben>). Hierzu ist anzumerken, daß das PHILIP-Modell in der gegenwärtigen Fassung den zeitlichen Verlauf der Verflüchtigung prinzipiell richtig wiedergibt, wenn man die Rückstandsproben als Maßstab zugrundelegt. Allerdings werden die Verflüchtigungsraten überschätzt, so daß sich für die Zuckerrübenversuche ohne Korrektur am Ende eine RKV von etwa 120% ergeben würde. Eine für alle drei Versuche einheitliche Verminderung der RKV-F um 20% führte zu der jeweiligen guten Übereinstimmung zwischen RKV-R und RKV-F in Abb. 1.

Bzgl. der Rückstandsproben des Versuches 910528 (blanker Boden) ist anzumerken, daß die unvermeidlichen räumlichen und zeitlichen Probenwerte-Schwankungen in der Größenordnung der gesamten Rückstandsabnahme über den betrachteten Zeitraum lagen. Es erschien daher sinnvoll, die gemessenen Rückstandsprobenwerte durch eine lineare Regression zu approximieren. Die in Abb.1 gezeigten Werte der RKV-R des Versuches 910528 beruhen damit nicht direkt auf den Meßwerten, sondern auf deren linearem Trend.

Aus Abb. 1 wird deutlich, daß sich Lindan von Pflanzenblättern aus erheblich schneller als von blankem Boden aus verflüchtigt. Der Vergleich der RKV der beiden Zuckerrübenversuche zeigt auch sehr deutlich den Einfluß des Austauschverhaltens der bodennahen Luftschicht: während bei Versuch 910730 (Applikationsende-Zeitpunkt 9:48 MESZ) die ersten 5 Stunden nach der Applikation in die Zeit des stärksten vertikalen Austausches fielen,

war im Vergleich dazu bei Versuch 910813 (18:04 MESZ) wegen der abendlichen Schichtungsstabilisierung die Verflüchtigung in den ersten 5 Stunden merklich geringer.

4 LITERATUR

PHILIP, J.R.: The theory of local advection: I. J. Meteorol. 16 (1959), 535 - 547.

+	RKV-R (910528/0927/BB), in %
—	RKV-F (" "), "
Y	RKV-R (910730/0948/ZR), "
---	RKV-F (" "), "
^	RKV-R (910813/1804/ZR), "
----	RKV-F (" "), "

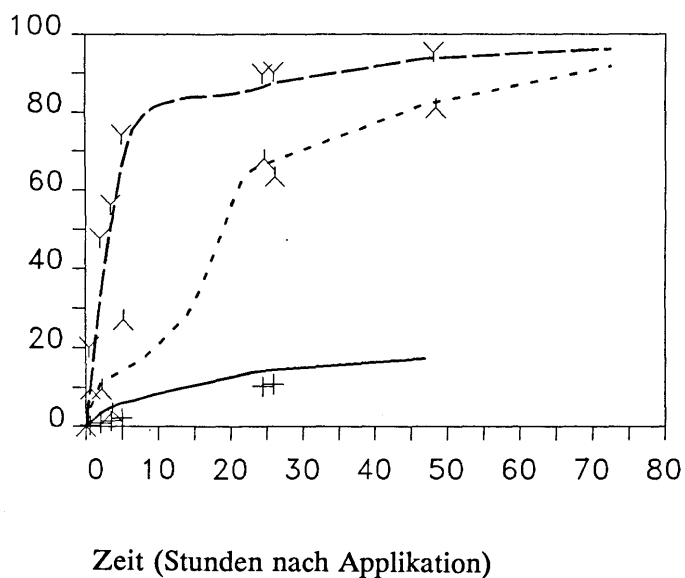


Abb.1: Relative Kumulative Verflüchtigung (RKV). Erläuterungen siehe Text.

UNTERSUCHUNG ZUR DEPOSITION VON NEBELWASSER UND NEBELWASSERINHALTSSTOFFEN AUF FICHTEN

F. Trautner*, J. Burkhardt§ und R. Eiden§

* GSF München -Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, Institut für Strahlenschutz / AG Risikoanalyse Ingolstädter Landstr. 1 DW-8042 Neuherberg

§ Universität Bayreuth Abteilung für Meteorologie Postfach 101251 DW-8580 Bayreuth

1 EINLEITUNG

Der Eintrag von Chemikalien durch Nebel wird heute in hochgelegenen Waldgebieten mit hoher Nebelhäufigkeit als ein wichtiger Pfad des Gesamtschadstoffeintrages betrachtet. KROLL & WINKLER (1989) schätzten unter Zuhilfenahme eines Depositionsmodells (LOVETT, 1984) ab, daß der Ioneneintrag durch Nebel hier sogar den durch Regen überwiegen kann. Ebenso wie diese Modellabschätzungen berücksichtigen Messungen des Gesamtschadstoffeintrages in Waldgebieten nicht Einzelereignisse mit Spitzenkonzentrationen. Diese können jedoch neben hohen Ioneneinträgen bedingt durch Oberflächenbefeuchtung die Aerosol und Gasdeposition auf die Nadeln erhöhen und vorher deponiertes Aerosol rüchlösen. Starker Regen hingegen wäscht trocken deponiertes Material von der Nadel ab.

2 METHODEN

Um die Interzeptionsdeposition von Nebel- und Tauwasser während Einzelereignissen quantifizieren zu können, stellten TRAUTNER & EIDEN (1988) ein Meßsystem vor. Es basiert auf einer hochempfindlichen Waage (Auflösung 1g). Auf der Waage, die als Lysimeter verwendet wird, werden Kleinfichten während Strahlungsnebelereignissen exponiert. Die gemessene Gewichtszunahme entspricht der deponierten Wassermasse. Der Bezug zur Nadeloberfläche läßt sich mit einer statistischen Methode nach OREN ET AL. (1986) durch Messung des Stammdurchmessers unterhalb des untersten Astringes leicht herstellen.

Um auf die deponierten Ionenmassen und die Depositionsraten einzelner Stoffe schließen zu können, wurde luftgetragenes Nebelwasser mit Hilfe eines Fadenabscheiders TRAUTNER (1989) gesammelt und chemisch analysiert. Der Volumendurchsatz des Sammlers liegt bei 240 m³/h, die Anströmgeschwindigkeit der Sammelnetze bei 2,35 m/s. Das pro Zeiteinheit gesammelte Wasservolumen kann somit als

Flüssigwassergehalt (vom Sammler abhängig - emp. LWC) angegeben werden. Durch Multiplikation der Ionenkonzentrationen des gesammelten Nebelwassers mit dem deponierten Nebelwasservolumen erhält man Depositionsraten und Massen der deponierten Stoffe.

3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

In Abbildung 1 ist der zeitliche Verlauf der Gewichtsänderung für ein Strahlungsnebelereignis in Abhängigkeit von der relativen Feuchte dargestellt. Man erkennt einen typischen dreiphasigen Verlauf, der sich in die Phasen Taubildung (1), Nebeldeposition (2) und Gewichtsabnahme durch Verdunstung und Abtropfen (3) einteilen läßt.

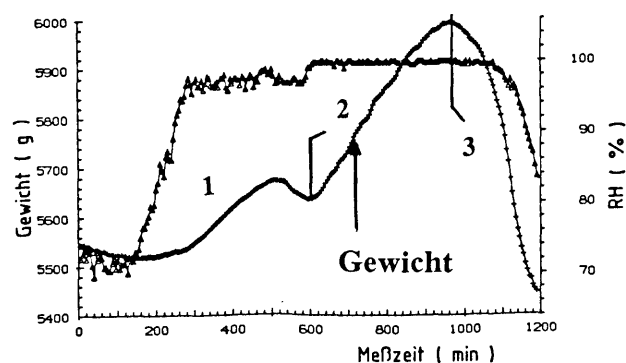


Abb. 1.: Gewichtsänderung während einer Tau-/Nebelnacht

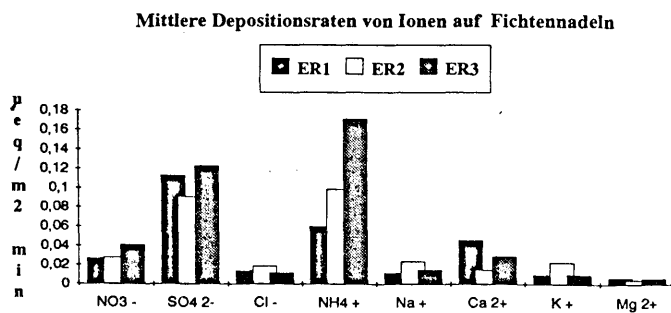
Der Gewichtszuwachs während des Nebels (Phase 2) (N_d [g/m^2]) sowie der mittlere Flüssigwassergehalt (emp. LWC [g/m^3]) der Nebelluft und die maximale Depositionsgeschwindigkeit des Nebelwassers (V_{dmax} [cm/s]) für die drei betrachteten Nebelereignisse sowie deren Dauer (t [h]) sind Tabelle 1 zu entnehmen.

Depositionsraten für die betrachteten Ionen sowie Maxima und Minima der deponierten Ionenmassen auf der Nadeloberfläche sind Abbildung 2 zu entnehmen. Verglichen mit Ergebnissen der trockenen Deposition ist die Ionendeposition in Form von Nebelwasser 100-10000 fach höher.

Tabelle 1: Kenngrößen der drei betrachteten Nebelereignisse

Ereignis	emp. LWC	t	Nd	V _d max
1	0,054	7,4	59,7	10,5
2	0,044	6,0	41,9	7,5
3	0,080	6,0	60,5	13,6

a



b

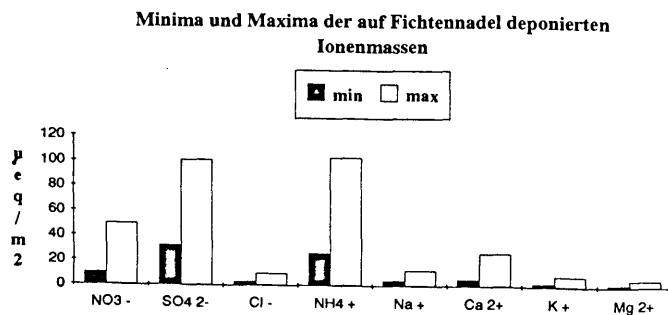


Abb. 2: a) Depositionsraten [$\mu\text{eq}/\text{m}^2 \text{min}$] und b) Minima und Maxima der pro Nebelnacht auf der Baumoberfläche deponierten Ionenmassen [$\mu\text{eq}/\text{m}^2$].

Die maximalen Depositionsgeschwindigkeiten für Nebelwasser auf die Nadeloberfläche wurden während Strahlungsnebel ohne meßbare Windgeschwindigkeit ermittelt. Im Vergleich zu Ergebnissen von DOLLARD & UNSWORTH (1983) für Gras (5,4-6,7 cm/s) bei Windgeschwindigkeiten von 3,5-4,5 m/s sind sie sehr hoch. Die auf der Nadeloberfläche deponierten Ionenmassen müssen als Minima der Ionenkonzentrationen auf der Nadel betrachtet werden, da vorher deponierte Partikel bzw. Spurengase nicht berücksichtigt werden.

Andererseits repräsentieren sie Maxima, da ein Teil der deponierten Ionen durch Abtropfen verlorengeht. Das Meßverfahren zeigt auch für Taubildung auf der Baumoberfläche sehr gute Ergebnisse.

4 LITERATUR

DOLLARD, G.J. & UNSWORTH, M.H.: Pollutant deposition as a result of wind-driven cloud-measurements made at a site in Northern England. In Pruppacher H.R., Semonin R. and Slinn W.G.N.(eds.) :Precipitation scavenging, dry deposition and resuspension. New York: Elsevier, 1983, pp.161.

KROLL, G. & WINKLER, P. : Trace substance input to coniferous forests via cloud interception. In Georgii H.-W. (ed.) Mechanisms and effects of pollutant-transfer into forests. Dordrecht Kluwer Academic Publishers, 1989, pp. 205.

LOVETT, G.M.: Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine coniferous forest. Atmos. Environ.18 (1984), pp.361.

OREN, R., WERK, K.S. & SCHULZE, E.D.: Relationship between foliage and conducting xylem in *Picea abies* (L.) Karst. Trees1 (1986), pp.61.

TRAUTNER, F. & EIDEN, R.: A measuring device to quantify deposition of fogwater and ionic input by fog on small spruce trees. Trees 2 (1988), pp.92.

TRAUTNER, F.: Collection and properties of fog. In Schulze, E.D., Lange, O.L. & Oren, R. (eds.): Forest decline and air pollution. Ecological Studies, Berlin (1989), pp. 78.

ZEITSKALA DER BILDUNGS-, ZERSTÖRUNGS- UND TRANSPORTPROZESSE DES BODENNAHEN OZONS - DARGESTELLT ANHAND DER BERLINER OZONWERTE IM SOMMER 1990 und 1991

Martin Lutz

Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz

Motivation: Sowohl in der Nähe von Ballungszentren, als auch in sogenannten Reinluftgebieten sind im Sommer Ozonpegel gemessen worden, die Gefahren für die menschliche Gesundheit, die Tier- und Pflanzenwelt befürchten lassen (SCHURAT 1984). Um sinnvolle Ozonminderungsstrategien entwickeln zu können, ist es notwendig, die beobachtete Ozonvariation mit den bekannten oder vermuteten Bildungs-, Zerstörungs- und Transportprozessen in Zusammenhang zu bringen. Daneben läßt sich Ozon als Tracer benutzen, mit dem sich Aussagen über das Verhalten und die Transportvorgänge in der bodennahen Atmosphäre ableiten lassen.

Vorgehensweise: Die objektive Suche nach typischen Zeit- (und wegen des Transportes auch Raum-) skalen gestaltet sich bei Ozon wegen der Überlagerung von lokal-zeitlich ablaufenden, von vielen meteorologischen Parametern abhängigen chemischen Prozessen und den komplizierten verschiedenskaligen Transportvorgängen recht schwierig. Die hier verfügbaren, bezogen auf die komplexe Fragestellung spärlichen Beobachtungsdaten, lassen daher kaum dezidierte Aussagen erwarten. Die hier gewählte Vorgehensweise ähnelt deshalb der von Fallstudien, in dem die Ozonvariationen bei interessanten Episoden in den Sommern 1990 und 1991 analysiert und in Übereinstimmung mit den bekannten Zeitskalen von Bildungs- und Transportvorgängen interpretiert werden.

Datenmaterial: Die verwendeten Daten sind Meßwerte von Ozon, Stickoxiden und anderer Schadstoffe, sowie meteorologischer Größen des Berliner-Luftgüte-Meßnetz (BLUME), die als 3-Minuten-Mittelwerte an 10 von über 40 Meßstellen kontinuierlich registriert werden. (SSU 1991). Davon befindet sich eine Meßstelle in 324 m Höhe auf einem Funkmast der Deutschen Bundespost am nördlichen Stadtrand von Berlin (Details zur Charakteristik und räumlichen Verteilung der Ozonmeßwerte in Berlin siehe LUTZ 1990). Die Vertikalsondierungen eines SODAR-Gerätes der FU Berlin geben Auskunft über die Stabilitätsverhältnisse in der Grenzschicht.

Einflußfaktoren auf die bodennahe Ozonkonzentration:

Die Veränderung der Ozonkonzentration am festen Ort wird von lokal-zeitlichen Faktoren, sowie von der Advektion bestimmt.

Die lokal-zeitliche Änderung kommt zustande

(i) durch photochemische Bildung von Ozon direkt aus Stickstoffdioxid (NO_2) und Sauerstoff und indirekt aus reaktiven Kohlenwasserstoffverbindungen (SEINFELD 1985, S. 154 ff),

(ii) durch Zerstörung von Ozon durch reduzierende Substanzen insbesondere durch Stickstoffmonoxid (NO), das zu NO_2 oxidiert wird,

(iii) durch Zerstörung von Ozon durch Reaktion mit den verschiedensten Materialien am Boden (trockene Deposition)

Transport von Ozon zum Boden erfolgt

(iv) vertikal aus dem stratosphärischen Reservoir, was jedoch für das Zustandekommen der erhöhten Ozonwerte am Boden bei strahlungsreichen Hochdruckwetterlagen im Sommer keine Bedeutung besitzt. (SINGH et al. 1978)

(v) vertikal aus einer, im Mittel bis 2.000 m reichenden Schicht, in der Ozon "gespeichert" wird, weil in ihr die fotochemische Ozonbildung aus den am Boden emittierten Vorläuferstoffen stattfindet, die Zerstörungsmechanismen (ii) und (iii) aber nur abgeschwächt wirksam sind bzw. fehlen (FRICKE 1983 und DIETZE 1991).

(vi) horizontal oberhalb der Grundsicht auch über größere Entfernungen wegen der langen Lebensdauer von Ozon und einiger Vorläuferstoffe (FRICKE 1983).

Typische Zeitskalen der Ozonfluktuation:

a) **Mikroskala** (Minuten): Ein typischer Verlauf des Ozons und des vom Verkehr emittierten NO an einer der innerstädtischen Meßstationen (Alexanderplatz) zeigt in 3-minütiger Auflösung deutlich den stark gegenläufigen Zusammenhang zwischen beiden Komponenten. Der Abbau von Ozon durch frisch emittierte Stickoxide findet innerhalb kürzester Zeit im Minutenscale statt. Die starken kurzfrequenten Schwankungen von Ozon, NO und des Windes tagsüber sind auch Ausdruck der vorhandenen Turbulenz und damit des vertikalen Austausches. In der Nähe von Stickoxidquellen ist er für die Höhe der Ozonkonzentration am Boden entscheidend. Die lokal ablaufenden Bildungsprozesse von Ozon sind dem gegenüber auch bei intensiver Sonneneinstrahlung von untergeordneter Bedeutung. Die Dominanz der kurzfrequenten Ozonerstörung in der unmittelbaren Nähe von Stickoxidquellen wird auch aus einer Spektralanalyse der 3-Minuten-Werte deutlich.

b) **Mesoskala** (Stunden bis Tag): Die Spektralanalyse der halbstündlich gemittelten Ozonwerte zeigt ein Maximum der Varianz bei 24- und 12-stündigen Perioden. Der tägliche Gang der Strahlung als gemeinsamer Motor für die Austauschvorgänge und die fotochemischen Prozesse, sowie der durch den Verkehr gesteuerte Rhythmus der NO-Emission bedingen den damit festgestellten Tagesgang des Ozons (s. Abb). In der Zeitreihe der Turmmeßstelle ist die tägliche Schwankung weniger ausgeprägt. Dort fehlt in den Nachtstunden durch die häufig unterhalb des Meßpunktes liegende Temperaturinversion die Wirkung der bodennahen ozonabbauenden Prozesse und damit der durch den Transport verursachte Varianzanteil (s. Abb).

Weitere signifikant herausragende Frequenzbereiche der Ozonfluktuation sind innerhalb des mesoskaligen Bereichs nicht festzustellen. Ein Grund dafür ist die hochgradig lichtlineare Abhängigkeit der fotochemischen Bildungsprozesse des Ozons von den meteorologischen und emissionsseitigen Randbedingungen.

Bei einigen im Sommer 1990 aufgetretenen Sommer-smogepisoden (LUTZ 1990) wird die Wirkung der fotochemischen lokal-zeitlichen Bildungsmechanismen etwas deutlicher. Dabei war der Advektionsanteil der Ozonvariation aufgrund niedriger Windgeschwindigkeit zeitweise relativ gering und im Gegensatz zu a) stieg die Ozon- und Stickoxidkonzentration **gleichzeitig** an. In Übereinstimmung mit vergleichenden Messungen in Luv und Lee von Berlin (LUTZ 1990) und anderen Ballungsgebieten (VAREY 1988) und den von STERN/SCHERER (1990) mit den Berliner Emissionen durchgeführten Modellrechnungen läuft die fotochemische Bildung von Ozon in Zeitskalen ab, die mehr als eine Stunde betragen.

Häufiger sichtbar sind Ozonanstiege, die vermutlich auf mesoskaligen Vertikaltransport zurückgehen, weil dabei im Unterschied zur vorstehend beschriebenen lokal fotochemisch bedingten Ozonerhöhung ein Rückgang der Stickoxidkonzentration auftritt.

c) **Macroscale** (mehrere Tage): Die Betrachtung der täglichen Ozonmaxima am Boden im Verlauf hochsommerlicher Witterungsperioden (s. Abb) zeigt häufig ein fast gleichmäßiges Ansteigen um 30–50 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ pro Tag bei gleichbleibender bzw. leicht abnehmender Einstrahlung. Die über mehrere Tage zu beobachtende Ozonzunahme ist vermutlich die Folge des unter (v) erwähnten großräumigen Speichervorgangs in den unteren 2 km der Atmosphäre oberhalb der Bodenschicht (DIETZE 1991). Seine Zeitskala wird hauptsächlich bestimmt durch die relativ lange Verweilzeit von Ozon von einer Woche oberhalb der Bodenschicht und die typische mehrtägige Andauer des für die Ozonbildung notwendigen hochsommerlichen Typs von Großwetterlagen. Dies paßt zu dem erhöhten Varianzanteil der Perioden von drei bis sieben Tagen, der sich im Periodogramm der täglichen Ozonmaxima der emittentfernen Meßreihen ergibt.

Die Abhängigkeit der Ozonbildung vom Weg der Luft über großräumige Gebiete mit Emissionen an ozonbildenden Stoffen und der enge Zusammenhang zwischen Tageshöchsttemperatur und Ozon (s. Abb) macht bei der Untersuchung der längerfristigen Ozonschwankungen die luftmassenorientierte Betrachtungsweise sinnvoll. Der

Anstieg des Ozonniveaus geschieht offensichtlich in ähnlicher Weise wie die Umwandlung der Luftmasse vom subpolaren zum subtropischen Typ. Analog dazu erfolgt bei einem Luftmassenwechsel im Zusammenhang mit Fronten ein signifikanter Abfall (s. Abb.) oder seltener eine Zunahme des Ozons. Eine solche Änderung der Konzentration läuft innerhalb weniger Stunden ab und gehört, wie die Fronten zum mesoskaligen Bereich.

Fazit: Die kurzfrequenten und aufgrund des horizontalen Transports auch kleinräumigen Ozonschwankungen werden von den ozonabbauenden Prozessen weitgehend bestimmt. Sie dominieren damit das Ozonniveau in der näheren Umgebung von Stickoxidemittenten. Die längeren Perioden der Ozonschwankungen sind stärker den ozonbildenden Faktoren zuzuordnen. Daraus folgt, daß Maßnahmen zur Verminderung der ozonerhöhenden Prozesse erst in größerer Entfernung vom Ort der Maßnahme wirksam werden. Soll die Ozonminderung noch innerhalb des Maßnahmengbietes zum Tragen kommen, muß seine Ausdehnung selbst bei einer relativ geringen horizontalen Transportgeschwindigkeit von 10 bis 20 km/h mindestens 50 km umfassen. Eine sinnvolle Ozonminderungsstrategie sollte deshalb die großräumige, d. h. überregionale Anwendung von Maßnahmen vorsehen.

Literatur:

BERLINER WETTERKARTE (BWK), Amtsblatt des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin (1990)
 DIETZE, G.: Wirkt die freie Troposphäre als Ozonspeicher? Meteor. Rdschau 43, S. 148 – 156 (1991).
 FRICKE, W.: Großräumige Verteilung und Transport von Ozon und Vorläufern. VDI-Berichte Nr. 500, "Saure Niederschläge – Ursachen und Wirkungen" (1983).
 LUTZ, M.: Ozon im Sommer 1990. Informationsreihe zur Luftreinhaltung Nr. 14, Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz (Hrsg.) (1991).
 SCHURATH, U.: Entstehung und Verbreitung von "anthropogenen" Ozon in der Bundesrepublik Deutschland. Wissenschaft und Umwelt 2/1984.
 SEINFELD, J.H.: Atmospheric chemistry and physics of air pollution. John Wiley & Sons, Inc., New York (1985).

SENATSVERWALTUNG FÜR STADTENTWICKLUNG UND UMWELTSCHUTZ (SSU) (Hrsg.): Das Berliner Lüftung-Meßnetz. Informationsreihe zur Luftreinhaltung in Berlin Nr. 5 (1992, neue Auflage in Vorbereitung)
 SINGH, H., LUDWIG, F., JOHNSON, W.: Tropospheric ozone: concentration and variabilities in clean remote atmospheres. *Atm. Env.* 12, S. 2185 – 2196 (1978)
 STERN, H., SCHERER, B.: Anwendung eines Box-Modells zur Abschätzung des Oxidantienbildungspotentials im Großraum Berlin. Im Auftrag von SenStadtUm, Berlin (1990)
 VAREY, R.H. et al.: Ozone formation in the London plume. *Atm. Env.* 22, Nr. 7, S. 1335 – 1346 (1988)

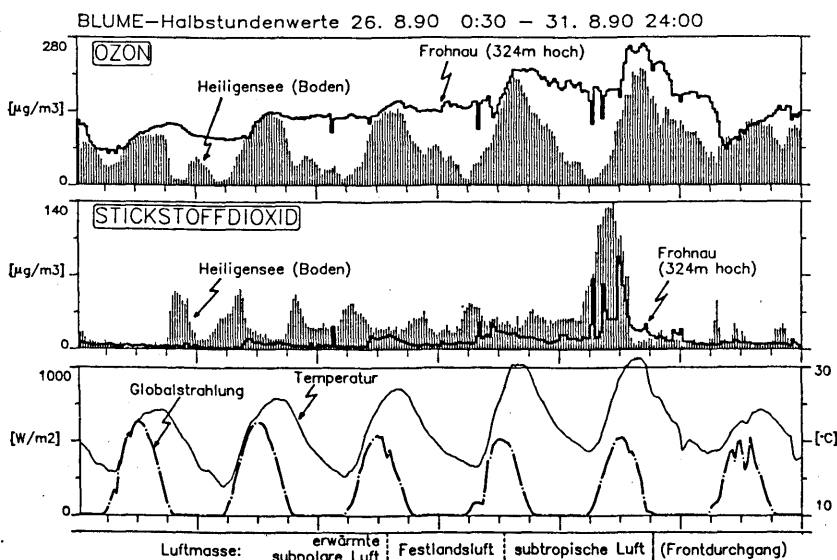


Abb: Verlauf der Halbstundenwerte von Ozon, NO₂, Temperatur und Globalstrahlung mit Angabe der Luftmasse (BWK 1990)

VARIABILITÄT DER UV-GLOBALSTRAHLUNG UND IHRE WIRKUNG AUF DIE BIOSPHÄRE

Peter Koepke, Edith Thomalla
Meteorologisches Institut der Universität München

1 EINLEITUNG

Die Strahlung im ultravioletten Spektralbereich ist für eine große Zahl biologischer und chemischer Prozesse von Bedeutung - als Energiequelle wie auch durch schädigende Wirkung. Die Änderung der UV-Strahlung (durch die natürliche Variabilität der Atmosphäre und durch Einflüsse anthropogenen Ursprungs) zu kennen, ist deshalb eine aktuelle wissenschaftliche Fragestellung.

Spektral hochaufgelöste Messungen der UV-Globalstrahlung sind technisch sehr aufwendig und deshalb nicht operationell möglich. Für fundierte Aussagen über die möglichen Veränderungen der UV-Globalstrahlung und ihre Wirkung auf die Biosphäre ist deshalb ihre Berechnung für eine große Variabilität von Atmosphärenparametern erforderlich.

2 METHODE

Da die gegenseitige Beeinflussung von Streuung und Absorption im UV-B-Bereich eine dominierende Rolle spielt, ist für ihre Berechnung ein Computerprogramm erforderlich, das sowohl die Simulation von Mehrfachstreuungsprozessen als auch von verschiedenen Höhenprofilen erlaubt.

Wir verfügen über ein solches genaues Computerprogramm zur Berechnung der Globalstrahlung, basierend auf NAKAJIMA (1990). Die spektrale Auflösung kann sehr dicht gewählt werden (bis 0.2 nm), alle optisch wirksamen Parameter der Atmosphäre können getrennt und mit beliebigen Höhenprofilen variiert werden.

Zur Verifizierung des Programms vergleichen wir Rechnungen mit spektral hochaufgelösten (1 nm) Messungen der UV-Globalstrahlung, die von anderen

Gruppen im Rahmen des Bayerischen Klimaforschungsprogrammes durchgeführt werden. Erste Vergleiche haben ergeben, daß Rechnungen und Messungen im spektralen Mittel 8% voneinander abweichen. Etwa 3% dieser Abweichung lassen sich durch ungenau bekannte Atmosphärenrendaten zur Zeit der Messung erklären (insbesondere optische Dicke und Albedo). Darüberhinausgehende Abweichungen müssen noch analysiert werden. Vermutlich handelt es sich um Eichfehler, sowohl der Absolutwerte der Strahlungsflußdichten als auch der exakten spektralen Zuordnung der Meßwerte.

3 ERGEBNISSE

Um den Einfluß der einzelnen Atmosphärenparameter getrennt und bezogen auf ihre realistische Variabilität beurteilen zu können, führen wir systematische Rechnungen durch.

Die bestimmende und aktuell am meisten diskutierte Größe mit Wirkung im ultravioletten Spektralbereich ist die Gesamtmenge des Ozons in der Atmosphäre. Jedoch haben auch die Aerosoleigenschaften einen nicht zu vernachlässigenden Einfluß auf die UV-Globalstrahlung.

Die Variation der optischen Dicke des Aersols zwischen klarer und trüber Atmosphäre (0.1 bis 0.5 bezogen auf 550nm) ergibt eine Änderung der Globalstrahlung um 12% bei mittlerer Sonnenhöhe und 310 nm. Wesentlich ist aber auch, daß der Einfluß der optischen Dicke des Aerosols im Bereich starker Ozonabsorption sich mit der Wellenlänge stark ändert. Dies ist dadurch zu erklären, daß die Ozonabsorption wesentlich mitbestimmt wird von der Anzahl der Streuprozesse der Photonen auf dem Weg durch die Atmosphäre. Dies ist auch der Grund dafür, daß die

Höhenverteilung des Aerosols nicht vernachlässigt werden darf.

Die Änderung der Albedo des Bodens um 5% führt zu einer mittleren Änderung der UV-Globalstrahlung um 2%.

Eine Abnahme der Ozongesamtmenge um 8% bewirkt eine Zunahme der Globalstrahlung um 4%, wiederum bei 310 nm und mittlerer Sonnenhöhe. Hinter diesem pauschalen Ergebnis verbirgt sich vielfältiger miteinander verknüpfter Einfluß aller Atmosphärenparameter, abhängig vom Zenitwinkel der Sonne.

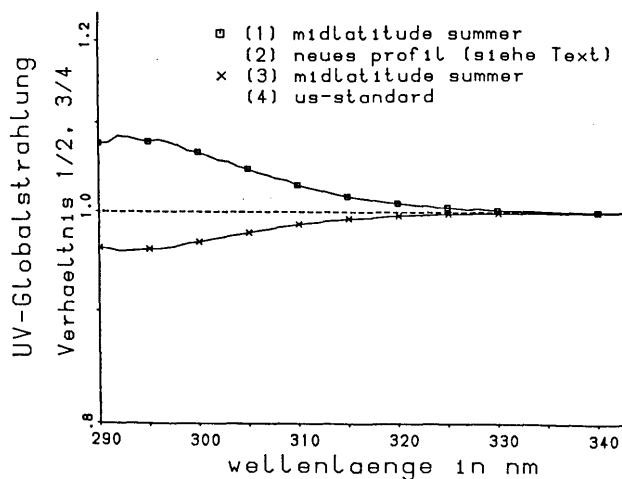


Abb. 1 Verhältnis der Globalstrahlung bei verschiedenen O₃-Profilen und O₃: 320 DU, Opt. Dicke Aerosol: 0.25, Sonnenhöhe: 50°

So beeinflusst eine veränderte Vertikalverteilung des Ozons die UV-Globalstrahlung in gleicher Größenordnung wie eine Änderung der Gesamtmenge um 2 bis 3%. Dieser schon von BRÜHL und CRUTZEN (1989) gefundene Effekt könnte, ebenso wie der Aerosoleinfluß, eine in den USA trotz O₃-Abnahme gemessenen Abnahme der UV-B-Strahlung erklären (SCOTTO et al., 1988). Abb.1 zeigt die Wirkung des Ozonhöhenprofils bei fester Gesamtmenge als Verhältnis von je zwei berechneten UV-Globalstrahlungsspektren: Die Bezugsdatei wurde jeweils für das Ozonprofil 'midlatitude summer' berechnet. Ins Verhältnis gesetzt wird hierzu die Globalstrahlung für das Profil 'US-Standard', das deutlich weniger Ozon in der Troposphäre aufweist, und für ein Profil, bei dem gegenüber dem Profil 'summer' das stratosphärische Ozon vermindert und das troposphä-

rische erhöht ist, und zwar mit Werten wie sie der zwischen 1967 und 1989 am Hohenpeißenberg (WEGE u. VANDERSEE, 1991) gemessenen Änderung entsprechen.

4 BIOLOGISCHE WIRKUNG

Eine Reihe von Untersuchungen der letzten Zeit zeigen anhand von Messungen und Versuchen unter kontrollierten Bedingungen, daß auch höhere Pflanzen und Mikroorganismen deutlich auf geänderte UV-Strahlung reagieren (z.B. TEVINI et al., 1990). Die biologische Wirkung veränderter UV-Strahlung ist immer bestimmt durch die Wirkungsfunktion des biologischen Strahlungsempfängers. Für die weitergehende Anwendung unserer numerischer Modellierung werden wir deshalb aufgrund der Literatur und der Ergebnisse biologischer und medizinischer Projekte im BayFORKLIM die berechneten UV-Spektren mit verschiedenen biologischen Wirkungsfunktionen wichten.

Das Projekt wird gefördert im Rahmen des Bayerischen Klimaforschungsprogramms

BayFORKLIM



LITERATUR

- BRÜHL, C. und P.J. CRUTZEN, Geophys. Res. Letters 16, (1989) 703-706.
 NAKAJIMA, T. (1990) private Mitteilung.
 SCOTTO, J., G. COTTON, F. URBACH, D. BERGER and T. FEARS, Science 239 (1988) 762-764.
 TEVINI, M., J. BRAUN, G. FIESER, U. MARK, J. ROS und M. Saile, Forschungsbericht 5/90, GSF-Forschungszentrum f. Umwelt u. Gesundheit (1990) 100S.
 WEGE, K., und W. VANDERSEE, Meteorolog. Rdsch. (1991) 138-146.

SIMPLE ATMOSPHERIC CORRECTION ALGORITHM FOR NOAA DATA

Gonima Leonardo

C.E.F.E. - C.N.R.S.

Route de Mende, BP 5051, F-34033 Montpellier Cedex, France.

1 ABSTRACT

A simple algorithm for the atmospheric correction was developed for the calculation of NOAA reflectance images. The proposed method, for a clear atmosphere is based on a simplification of the radiative transfer equation for multiple scattering in order to calculate the spectral reflectance, including environmental effects. The results obtained using the present method were compared to the reflectance values calculated through the 5S model.

2 INTRODUCTION AND THEORY

The assessment of the state of the land surface, including its vegetation cover, and the monitoring of its changes is one of the most important tasks for satellite remote sensing. Unfortunately, the signals returning from the Earth's surface to the satellite are modified by their interaction with the atmosphere.

The developed algorithm consists in calculating the spectral reflectance of the surface ρ_{λ}^* . Three approximations were made for the calculations:

- a) The surface acts as a lambertian reflector,
- b) the atmospheric reflection and polarisation of solar radiation are negligible, and
- c) the atmospheric transmittance and

and the sun elevation angle are constant over the entire satellite image.

The contribution of the atmosphere was estimated assuming that some very dark areas for each spectral band of a full satellite image (cloud or mountain shadows, dark rocks or volcanic soils in the visible; clouds or mountain shadows, clear and deep water surfaces or burned areas in the near-infrared) have a very low reflectance which can be neglected in a first step. Therefore, the radiance associated to such pixels (the area must be greater than 3x3 pixels in order to avoid radiative contributions of other kind of surfaces) corresponding to the lowest pixel values of each spectral band, could represent the backscattered solar spectral radiation towards the satellite.

According to the radiation flux model of Bolle (BERGER 1987), and the atmospheric correction algorithm for single scattering (without inclusion of environmental effects) developed by GONIMA (1991), the following equation calculates the spectral reflectance of the surface including environmental contributions:

$$\rho_{\lambda}^* = \frac{\rho_{\lambda}^s - \rho_{\lambda}^s \rho_{\lambda}^e \rho_{\lambda}^a \pi - \rho_{\lambda}^a + \rho_{\lambda}^e \rho_{\lambda}^a \pi - (1 - B_{\lambda} \rho_{\lambda}^a) \rho_{\lambda}^s \rho_{\lambda}^e f_{\lambda} / b_{\lambda}}{(1 - \rho_{\lambda}^a / b_{\lambda}) (1 - B_{\lambda} \rho_{\lambda}^a)} \quad (1)$$

Where,

ρ_{λ}^s : represents the spectral satellite reflectance value for each pixel,

ρ_{λ}^e : the environmental reflectance value associated to each pixel value of a satellite image, and

ρ_{λ}^a : the atmospheric contribution to the satellite signal, i.e. minimum pixel value (reflectance value) of an image.

B_{λ} is a coefficient defined in GONIMA (1991), which relates the influence of the aerosol content of the atmosphere to the extinction of the incident and reflected (by the surface) solar radiation. f_{λ} and b_{λ} represent the spectral forward scatterance and the spectral backscatterance of solar radiation respectively, according to Bolle's model.

3 DISCUSSION

The region of Languedoc-Rousillon (France) was selected for the study with NOAA image data. The satellite images correspond to selected clear days of the years 1989 and 1990. Then, the atmospherically corrected spectral reflectance, Eq.(1), was calculated pixel by pixel for the whole satellite image.

Although the present algorithm represents an approximation to describe atmospheric effects on satellite image data, it can give useful results of the spectral response of heterogeneous surfaces. Specially in extense and isolated regions, where no simultaneous radiometric measurements for the determination of the atmospheric

transmittance were available.

The comparison between the reflectance values calculated through Eq.(1) and those by application of the 5S model shows, that both methods give nearly similar results of the spectral reflectance for most of the cases, i.e. the differences in percentage between both reflectance calculations vary between 3% to 8% for homogeneous surfaces, and 9% to 16% near the boundary between high and low contrast objects. Nevertheless, a further comparison of the calculated reflectance values with ground truth measurements is required to verify the accuracy and applicability of the proposed algorithm.

4 REFERENCES

- BERGER, F.: Multitemporale Analyse von Vegetationsflächen aus Landsat-TM Daten. MSc. thesis (1987), Innsbruck Univ., Innsbruck.
- GONIMA, L.: Simple atmospheric correction algorithm for reflectance images. Intern. J. Rem. Sens. (1991: in press).

VERGLEICH VERSCHIEDENER ANSÄTZE ZUR BERECHNUNG DER VERDUNSTUNG MIT HILFE VON MESSUNGEN IN VERSCHIEDENE KLIMAZONEN

M. Berger, M. Boeck, M. Eckhardt, U. Wohlfart

Institut für Meteorologie, FU Berlin, Dietrich-Schäfer-Weg 6-10, D-1000 Berlin 41

Eine der grundlegenden Fragen bei der Behandlung von Landoberflächenprozessen ist die Berechnung von Flächenmitteln der Verdunstung. Im Rahmen verschiedener Feldexperimente wurden zur Beurteilung der Güte verschiedener theoretischer Ansätze Messungen des Energiehaushalts durchgeführt. Die Auswertungen wurden für die folgenden Experimente bestimmt und auf halbstündlicher Basis berechnet: La Crau, Frankreich (1987); LOTREX E10, Hildesheimer Börde (1988 / 1989); FRONTTEX, Jever (1989) und EFEDA, Spanien (1991).

Die Grundlage der Auswertungen waren Profilmessungen in der Atmosphäre und im Boden. Dabei wurden in der Atmosphäre in verschiedenen Niveaus Messungen des Windes, der Trocken- und Feuchttemperaturen durchgeführt. Für die Profilmessungen im Boden wurden in verschiedenen Niveaus die Temperatur und die Wärmeflüsse aufgezeichnet. Darüberhinaus wurden während dieser Experimente auch die Strahlungskomponenten (Globalstrahlung, reflektierte solare Strahlung, terrestrische und atmosphärische Gegenstrahlung) und die Strahlungsflüsse (kurzwelliger, langwelliger und gesamter Strahlungsstrom) gemessen, sowie daraus die Bodenbedo berechnet. Mittels mobiler wurden die spektrale Albedo und die effektiven Strahlungstemperaturen ermittelt. Dabei wurden typische Oberflächen für diese Experimentgebiete ausgewählt und die Änderung der spektralen Albedo im zeitlichen Verlauf des Wachstums der Pflanzen gemessen [6].

Zur Bestimmung des latenten und sensiblen Wärmeflusses wurden zwei unterschiedliche Profilmethoden berücksichtigt. Beim ersten Verfahren wird die Bowen-Ratio mit der Energiebilanzgleichung kombiniert, und man erhält den sensiblen und latenten Wärmefluß. Mit Hilfe der Monin-Obukhov Theorie wird im zweiten Verfahren der sensible Wärmefluß bestimmt [4]. Der latente Wärmefluß wird über das Residuum der Energiebilanzgleichung berechnet. Der in der Energiebilanzgleichung benötigte Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche konnte mit Hilfe der Gradientenmethode ermittelt werden.

Außerdem wurden für die Penman-Monteith Formel der aerodynamische und der Bulk-Stomata Widerstand [1, 2] bestimmt. Als erste Abschätzung wurde der aerodynamische Widerstand R_a aus dem Widerstand des Impulstransportes zwischen einem Niveau $z = 2$ und der Vegetationsoberfläche errechnet:

$$R_a = \frac{u_2}{u_*^2} \quad (1)$$

mit

$$u_* = \frac{u_2 k}{[\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_{sm}(z_2) + \Psi(z_1)]} \quad (2)$$

Dabei ist u der gemessene Wind, k die Karmankonstante ($K=0.41$), $\zeta_1 = \frac{z_0}{L_*}$ und $\zeta_2 = \frac{z-d}{L_*}$ mit L_* der Monin-Obukhov-Länge.

Berücksichtigt man den sensiblen und latenten Wärmestrom zwischen der Vegetation und dem Niveau z , so kann der aerodynamische Widerstand wie folgt angegeben werden:

$$R_a = \frac{[\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_{sh}(\zeta_2) + \Psi_{sh}(\zeta_1)]}{k u_*} + \frac{R_{la}}{LSAI_{eff}} \quad (3)$$

wobei

$$R_{la}^{-1} = C_f + \frac{u_{af}^{\frac{1}{2}}}{D_f} \quad (4)$$

mit $C_f=0.00915 \text{ ms}^{-\frac{1}{2}}$ und $D_f=0.1 \text{ m}$. $LSAI$ ist die Summe aus dem Leaf Area Index und dem Stammflächenindex. Bei großen Werten, wie bei HIBE 88/89 ($LSAI=8$), und bei starkem Wind kann man ohne großen Fehler u_* für u_{af} nutzen [3]. Die Stabilitätsfunktionen (Ψ_{sh}, Ψ_{sm}) wurden nach Businger und Dyer bestimmt [4].

Der Bulk-Stomata Widerstand R_{st} wurde nach der Penman-Monteith Formel errechnet:

$$R_{st} = \left(\frac{\xi}{\gamma} \beta - 1 \right) R_a + \frac{\rho c_p (e^* - e)}{\gamma (Q^* - G)} (1 + \beta) \quad (5)$$

wobei ξ die Steigung der Dampfdruckkurve, γ die Psychrometerkonstante und $(e^* - e)$ das Sättigungsdefizit ist. Weiterhin ist Q^* der Netto-Strahlungsfluß, G der Bodenwärmestrom an der Oberfläche und β die Bowen-Ratio..

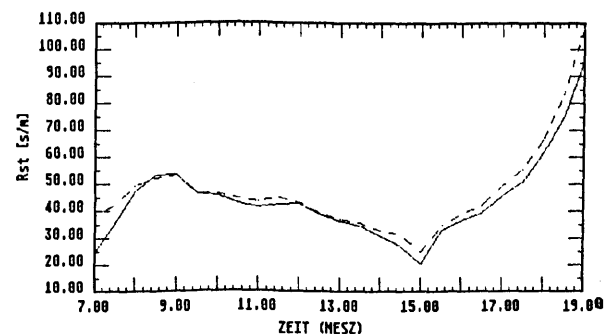


Bild 1: Bulk-Stomata Widerstand, berechnet aus der Penman-Monteith Formel (durchgezogene Linie... berechnet aus Gleichung 5 und 1; strichlierte Linie... berechnet aus Gleichung 5 und 3

Für den in Bild 1 (für HIBE 88 - 14.6.88) dargestellten Bulk-Stomata Widerstand können folgende Mittelwerte angegeben werden: $\overline{R_{St}}=44.2 \text{ sm}^{-1}$ aus Gleichung 5 und 1 und $\overline{R_{St}}=47.6 \text{ sm}^{-1}$ aus Gleichung 5 und 3.

Für die Abschätzung der maximal möglichen Verdunstung wurden die Formeln zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung nach Penman [7, 8, 9] berücksichtigt. Da die tägliche Variation der potentiellen Verdunstung untersucht werden sollte, wurde der Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche nicht vernachlässigt. Dieser wurde mit der oben erwähnten Gradientenmethode bestimmt.

Der mit Hilfe der obengenannten Methoden berechnete sensible Wärmefluß konnte während HIBE'88 / '89 mit Messungen des sensiblen Flusses durch das Ultraschall-Anemometer Kajo Denki verglichen werden. Bei EFEDA standen außerdem auch Messungen einer Bowen-Ratio Station (Campbell) über der gleichen Vegetation zur Verfügung. Dieses Gerät erlaubt es den sensiblen und latenten Wärmestrom zu berechnen, wobei die Bowen-Ration, die Netto-Strahlungsbilanz und der Bodenwärmestrom gemessen wurden. Somit können die Ergebnisse aus den Profilmessungen mit den Messungen mit Hilfe des Kajo Denki und der Bowen-Ratio Station verglichen werden [5]. Bei HIBE88 unterschätzen die aus den Profilmethoden berechneten sensiblen Wärmeströme die gemessenen, wobei die Ergebnisse abgeleitet für die Monin-Obukhov Theorie den Messungen am nächsten liegen.

Literatur

- [1] Bailey, W.G. and Davies, J.A. Bulk stomatal resistance control on evaporation. *Boundary Layer Met.*, 20:401-415, 1981.
- [2] Bailey, W.G. and Davies, J.A. The effect of uncertainty in aerodynamic resistance on evaporation estimates from combination model. *Boundary Layer Met.*, 20:187-199, 1981.
- [3] K. Blümel. *Modellierung der Wärmeflüsse am Erdboden unter Berücksichtigung der Vegetation*. Dissertation am Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, 1991.
- [4] W. Brutsaert. *Evaporation into the atmosphere; Theory, history and applications*. D. Reidel Publishing Comp., Dordrecht, 1892.
- [5] Fuchs, M. and Tanner, C.B. Error analysis of Bowen Ratio measured by differential psychometry. *Agr. Meteorol.*, 7:329-334, 1970.
- [6] Hoppmann, M. and Roth, R., editors. *Experimentbericht zu den Feldexperimenten HIBE'88 und '89*, 1991. Bericht des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Band 32.
- [7] H.L. Penman. Natural evaporation from open water, bare soils and grass. *Proc. Roy. Meteor. Soc. London*, 193:120-145, 1948.
- [8] H.L. Penman. Evaporation over parts of Europe. *C. R. Ass. Int. Hydrologic Sci. Rome*, 3:168-170, 1954.
- [9] M. Petznick. *Bestimmung der Gebietsverdunstung - Am Beispiel des Naabgebietes*. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn, Feb. 1988.

Löpmeier, Franz-Josef

Deutscher Wetterdienst

Zentrale Agrarmeteorologische Forschungsstelle (ZAMF) Braunschweig

1 EINFÜHRUNG

Die flächendeckende Bestimmung des latenten Wärmestroms ist trotz intensiver Forschungsaktivitäten auch heute ein Problem. Während die **potentielle** Verdunstungsbeanspruchung der Atmosphäre durch zahlreiche meteorologische Variablen beschrieben werden kann, bereitet die Bestimmung der **potentiellen pflanzenspezifischen**, also nicht durch Bodenwassermangel reduzierten Evapotranspiration Schwierigkeiten. Das Fehlen flächendeckender Niederschläge, die Unkenntnis über die hydraulischen Eigenschaften der Böden sowie systematische Modellfehler stellen die Bestimmung der **realen pflanzenspezifischen** Evapotranspiration für größere Flächen vor kaum lösbare Probleme. Für flächendeckende Aussagen bietet sich hier insbesondere die Nutzung von Fernerkundungsdaten an. Neben der Landnutzungs-klassifikation zur Bestimmung der pflanzenspezifischen Parameter für die Verdunstungsmodelle zeigen die Ausführungen unten, daß der Parameter Oberflächentemperatur eine aussagekräftige Größe für die Verdunstungsbestimmung darstellt, die bei vorgegebenem Energieinput über die Strahlungsbilanz sowohl die Pflanzenentwicklung als auch die Wirkung der Stomatareaktionen bei Wasserstreß einschließt. Ihre Nutzung kommt bei Strahlungswetterlagen zur zusätzlichen stützpunktartigen Aneicherung oder Verifizierung der modellierten Bodenwassergehalte bzw. zur Erarbeitung neuer Parametrisierungen der Pflanzenwiderstände bisher nicht untersuchter Kulturen in Frage.

2 BESTIMMUNG DER REALEN EVAPOTRANSPIRATION ÜBER DIE OBERFLÄCHENTEMPERATUR

Auf der Grundlage der Energiegleichung und der Verwendung von Standardwerten für die Parametrisierung der Energieströme sowie der Beschreibung des fühlbaren Wärmestroms in standardisierter Form ergibt sich eine lineare Beziehung, in der die reale Evapotranspiration über die potentielle zur Verfügung stehende Energie der Strahlungsbilanz abzüglich eines linearen Gliedes in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz zwischen Bestandsoberfläche (T_o) und der Lufttemperatur in 2 Meter Höhe (T_l) in der Form $b \cdot (T_o - T_l)$ stellvertretend für den Strom fühlbarer Wärme berechnet wird. Dabei stellt die Konstante b den statistischen Mittelwert der Beziehung $b = -R_{n_{\text{Tag}}} / (R_{n_i} \cdot \rho \cdot c_p / r_{a_i})$ dar, wobei R_n die Strahlungsbilanz (Index Tag = Tagessumme, Index i = zum Zeitpunkt der Messung), ρ = die Dichte der Luft, c_p die spezifische Wärme und r_a den aerodynamischen Widerstand darstellt. Für $r_a = 50 \text{ s/m}$, $c_p = 1005 \text{ J/kg/K}$ und $\rho = 1.25 \text{ kg/m}^3$ ergibt sich $b = -0.875 \cdot R_{n_{\text{Tag}}} / R_{n_i}$ in $\text{mm}/(\text{Tag K})$. Nach langjährigen Auswertungen der Tagesgänge der Strahlungsbilanz an der ZAMF Braunschweig kann im Mittel $R_{n_{\text{Tag}}} / R_{n_{\text{Sonnenhöchststand}}} = 0.33$ angesetzt werden, womit sich $b = -0.29$ ergibt. Dieser Wert stimmt mit zahlreichen empirischen Ergebnissen überein (s. z.B. VIDAL und PERRIER 1989). Die Anwendung dieser Formel beschränkt sich nach diesen Annahmen jedoch auf die Mittagszeit und ausschließlich auf Strahlungswetterlagen. Diese Einschränkung erklärt die Reduzie-

nung der Beschreibung des fühlbaren Wärmestroms auf einen linearen Term, da dann vorherrschende labile Schichtungsbedingungen den Einfluß von Windgeschwindigkeit und Rauigkeit sehr stark zurückdrängen und der Austausch in erster Näherung über die Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und der Luft darüber beschrieben werden kann. Insbesondere bei großen Temperaturdifferenzen gelten diese Voraussetzungen, während bei geringen Unterschieden die Rauigkeit und Windgeschwindigkeit eine dominierende Rolle spielen. Unter diesen Voraussetzungen sind jedoch auch die Beträge des Stroms fühlbarer Wärme generell gering. Weitergehende Untersuchungen der ZAMF zeigen, daß für voll entwickelte Bestände auch zeitlich höher auflösende Verdunstungsberechnungen möglich sind, in dem das Verhältnis der Strahlungsbilanz des Meßzeitpunkts i zur Bilanz zum Sonnenhöchststand als Korrekturfaktor für die Konstante b einbezogen wird.

3 VERIFIZIERUNG DES LINEAREN ANSATZES

Zwecks Verifizierung dieser Beziehung erfolgte in den Jahren 1989, 1990 und 1991 an der ZAMF die Messung der Oberflächentemperatur einiger Bestände innerhalb von 15 Minuten zum Zeitpunkt des Sonnenhöchststandes mittels eines tragbaren Infrarotthermometers. Die Messungen wurden sowohl über allgemeinen landwirtschaftlichen Nutzflächen und Sonderkulturen als auch über natürlichen Brachflächen, unbewachsenen Bodenflächen mit unterschiedlichen bodenhydraulischen Eigenschaften sowie berechneten Beständen durchgeführt, so daß insgesamt ca. 1500 Oberflächentemperaturmessungen unter Verwendung von parametrisierten Strahlungsbilanzen zu der entsprechenden Anzahl von täglichen Verdunstungswerten führten.

Eine Verifizierung der berechneten realen Transpirationsraten erfolgte für folgende Kulturen, bzw. unbewachsene Bodenflächen:

<i>Raps</i>	<i>Zuckerrüben</i>	<i>Kartoffeln</i>
<i>Gras</i>	<i>Lehm</i>	<i>lehmyger Sand</i>
<i>sandiger Lehm</i>	<i>Sand</i>	<i>Winterroggen</i>
<i>Sommergerste</i>	<i>Mais</i>	<i>Sonnenblumen</i>
<i>Grünbrache</i>	<i>Bohnen</i>	<i>Winterweizen</i>
<i>Möhren</i>	<i>Kohl</i>	<i>Dauerbrache</i>

4 ANWENDUNG DER BEZIEHUNGEN AUF NOAA-AVHRR-DATEN

In einem weiteren Schritt erfolgte die Anwendung dieser Beziehung auf die aus NOAA-AVHRR-Daten gewonnenen Oberflächentemperaturmessungen. Nach einer Aneicherung der gemessenen Strahlungswerte an den Standort Braunschweig und die Übertragung auf einen Szenenausschnitt von $120 \times 120 \text{ km}^2$ aus dem Raum Norddeutschland erfolgte die Berechnung der Flächenverdunstung in 500 Meter Auflösung für dieses Gebiet sowie die Weiterverarbeitung zu größeren Flächenmitteln (25 km^2 , 3600 km^2 , 14400 km^2). Die Arbeiten zur Verifizierung mit Hilfe von Verdunstungssimulationen sowie von agrarmeteorologischen Sondermeßnetzen dauern z.Zt. noch an. Erste Ergebnisse zeigen, daß die berechneten Verdunstungswerte für die landwirtschaftlichen Kulturen dem Entwicklungsstand sowie der Bodenfeuchtesituation entsprechen und auch Wald- und Feuchtgebiete sowie Wiesenstandorte realistische Verdunstungswerte aufweisen.

5 Literaturverzeichnis

VIDAL, A.; PERRIER, A.: Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. Int. J. Remote Sensing, (1989) Nr.10, S. 1327-1337.

DIE POTENTIELLE TAG-VERDUNSTUNG ALS ATMOSPHERISCHE KOMPONENTE DER TRANSPIRATION

Helga Naumann

Die Transpiration ist im Ökosystemzusammenhang zu sehen. Sie ist abhängig vom Wasserzustand im System Boden-Pflanze-Atmosphäre und dessen Teilsystemen. Bei Wassersättigung in den Teilsystemen Pflanze und Boden ist die Transpiration eine Funktion des Wasserzustandes der Atmosphäre, ausgedrückt durch das Sättigungsdefizit der Luft.

Für die Transpiration und damit für die Wasserabgabe pflanzenbestandener Oberflächen ist die Verdunstungsanforderung der Atmosphäre (potentielle Verdunstung) während des Tages, von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang, entscheidend. In dieser photosynthetisch effektiven Zeit bestimmt der Wasserzustand oder die Hydratur der Atmosphäre bei geöffneten Stomata die Wasserabgabe von Pflanzen bzw. Pflanzenbeständen.

Von einer Modellvorstellung ausgehend wurde ein Verfahren zur Schätzung der potentiellen Verdunstung während des Tages, kurz potentielle Tag-Verdunstung (PTV), erarbeitet. Die PTV entspricht der effektiven Hydratursumme und wird als Integral des Sättigungsdefizitverlaufs über die photosynthetisch effektive Zeit ermittelt.

Werden die Schätzwerte der PTV mit den Meßwerten der potentiellen Evapotranspiration (PET) verglichen (Beispiel Halle-Kröllwitz), so ergibt sich eine gute Übereinstimmung. Im

Laufe der Vegetationszeit auftretende Abweichungen lassen sich auf biologische Ursachen zurückführen.

Die PTV ist als atmosphärische Komponente der Transpiration eines konkreten Pflanzenbestandes zu betrachten. Die aktuelle Transpiration eines derartigen Bestandes ist außer von der PTV vom Wasserzustand in der Umgebung der Wurzeln (Boden) und vom Pflanzenbestand selbst (Hydratur, Blattflächenindex, Leitungswiderstände u. a.) abhängig.

Die PTV als invariante Größe ist vom jeweiligen Pflanzenbestand unabhängig und damit für eine regionale Differenzierung geeignet. Das ist von Bedeutung für die Land- und Forstwirtschaft.

DAS REGIO-KLIMA-PROJEKT (REKLIP)

- DEUTSCH - FRANZÖSISCH - SCHWEIZERISCHES GEMEINSCHAFTSPROJEKT -

F. Fiedler, H. Zimmermann

Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH)/
Kernforschungszentrum Karlsruhe

REKLIP ist ein Forschungsprogramm, in dem das regionale Klima im Oberrhein-Hochrhein-Gebiet untersucht wird.

Die wesentlichen Ziele von REKLIP sind:

- Erarbeitung einer umfassenden, grenzüberschreitenden Klimaanalyse für das Gebiet des mittleren und südlichen Oberrheingrabens und des unteren Hochrheintales zwischen den Gebirgszügen Jura, Vogesen und Schwarzwald,

- Untersuchung lokaler Einflußgrößen, wie Energiebilanzen an der Bodenoberfläche, Wasserspeicherung und Geländegestalt auf die räumliche und zeitliche Verteilung der wichtigsten Klimagrößen.

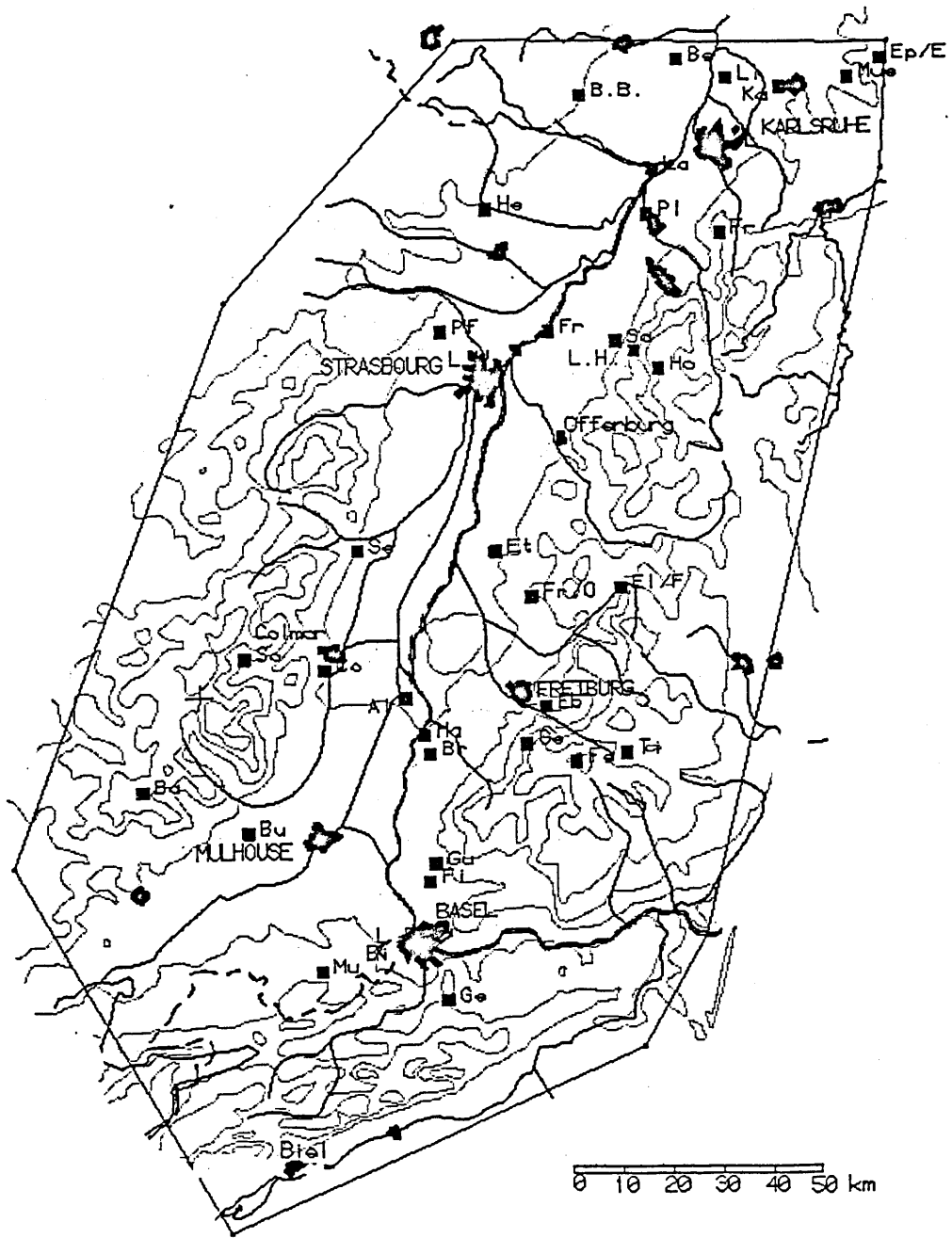
Das Ergebnis der Klimaanalyse wird als Klimaatlas in Buchform mit beschreibendem Text und Karten und in Form einer digitalen Datenbank bereitgestellt werden. Insbesondere die Klimavariablen Wind, Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Strahlung, Bewölkung, Nebel werden in dem Klimaatlas behandelt. Daneben enthält der Atlas auch Informationen, wie aktuelle Landnutzungskarten, Albedokarten zu unterschiedlichen Jahreszeiten, Hangneigungen und Expositionen, Bodenoberflächentemperaturen zu unterschiedlichen Jahreszeiten und unterschiedlichen Wetterlagen, typische meteorologische Zustände bei ausgesuchten Wetterlagen.

Zur Bestimmung der lokalen Einflußgrößen werden im wesentlichen 3 Hilfsmittel eingesetzt:

- kontinuierliche Messungen an den neu eingerichteten Meßstationen,
- in den Untersuchungszeitraum eingelagerte Intensivmeßphasen,
- numerische Simulationen mittels mesoskaliger Modelle.

Durch das Meßnetz werden an repräsentativen Orten kontinuierliche Messungen von solchen Größen vorgenommen, die eine Abschätzung der Energiebilanz der Bodenoberfläche erlauben. Mit den Intensivmeßphasen, in denen moderne Untersuchungsmethoden zum Einsatz kommen (Satelliten, Flugzeuge, Radiosonden, Fesselballone, bodengestützte Sensoren, mobile Meßwagen), werden einzelne Problemstellungen detailliert untersucht und gleichzeitig die Struktur der Grenzschicht festgestellt. Die numerischen Simulationen schließlich dienen der Übertragung der Punktinformationen in die Fläche und der Bestimmung von Klimazuständen bei veränderten Randbedingungen.

- Stationsorte
- Landesgrenze



REKLIP-Untersuchungsgebiet
und Stationsorte

TAUWASSER UND DIE DEPOSITION ATMOSPHERISCHER SPURENSTOFFE AUF VEGETATIONSOBERFLÄCHEN

Jürgen Burkhardt

Bayreuther Institut für terrestrische Ökosystemforschung, Abt. Klimatologie

1 EINLEITUNG

Kühlen sich Pflanzenoberflächen durch nächtliche Abstrahlung unter die Taupunkttemperatur der umgebenden Luft ab, so kommt es zur Kondensation von Tau. Analog zur Theorie der Wolkenbildung ist aber anzunehmen, daß die Kondensation an atmosphärischen Partikeln beginnt, welche durch trockene Deposition auf die Oberfläche gelangt sind. Vermutlich setzen diese Teilchen aufgrund kapillarer Kräfte und des Salzeffekts den Sättigungsdampfdruck herab. Die Depositionsgeschwindigkeit gut wasserlöslicher atmosphärischer Spurengase wie z.B. SO_2 kann durch Tau gegenüber trockenen Oberflächen um ein Mehrfaches erhöht werden (HICKS, 1986). Durch wiederholte Bildung und Evaporation von Tau kommt es bei längeren Trockenperioden zu einer zunehmenden Aufkonzentration trocken deponierter wasserlöslicher Bestandteile. Dies kann zu hohen Säurebelastungen der Pflanzenoberfläche und einer passiven Abpufferung (Leaching) durch die Pflanze führen (KAMINSKI und WINKLER, 1983).

Die dargestellten Messungen sollen zum Verständnis von Taubildung und Tauzusammensetzung auf Nadelbäumen beitragen.

2 METHODEN

Zur Ermittlung des zeitlichen Verlaufs der Taukondensation wurden ca. 8-jährige Fichten und Kiefern auf Wägelysimeter gestellt und die Gewichtsveränderung zeitlich hoch aufgelöst registriert (TRAUTNER und EIDEN, 1988). Die Größe der Nadeloberfläche der Bäume wurde mit einem Areameter (Fa. LICOR) bestimmt.

Zu Benetzungsmessungen wurden Elektroden im Abstand von etwa 5 mm auf einzelnen Nadeln befestigt und eine Wechselspannung angelegt. Das Meßsignal lag bei Tauereignissen im MegaOhm-Bereich. Diese Methode wurde sowohl parallel zur Wägung an den 8-jährigen als auch im Kronenbereich etwa 40-jähriger Fichten durchgeführt. Zur Ermittlung der Tauzusammensetzung wurden Tauproben von ca. 12-jährigen Kiefern und Fichten im Fichtelgebirge genommen und auf anorganische Ionen untersucht. Zum Vergleich wurden kleine Bäume am Abend vor einem Tauereignis abgewaschen und tags darauf parallel zu nicht abgewaschenen Bäumen beprobt.

3 ERGEBNISSE

Ein meßbarer Beginn der Kondensation bei dem Waagesystem trat ab ca. 90% relativer Feuchte der Umgebungsluft auf. Die Beziehung Taumenge/Nadeloberfläche war bei der Fichte etwa 1,3 fach höher als bei der Kiefer.

Die Elektrodenmessungen zur Bestimmung der Benetzung zeigten ein Absinken des Widerstandes bereits bei ca. 70% relativer Luftfeuchte. Es existieren in diesem Bereich offenbar bereits Wasserbrücken zwischen den einzelnen wasseranlagernden Kondensationskernen.

Die Tauproben von Kiefern zeigten signifikant höhere Konzentrationen für alle Ionen (außer Natrium) auf den Kiefern- gegenüber den Fichtennadeln. Dies galt auch, wenn ein möglicher Verdünnungsfaktor durch erhöhte Kondensation auf den Fichtennadeln berücksichtigt wurde. Da die Proben jeweils von unmittelbar nebeneinander stehenden Bäumen genommen wurden, muß von einer höheren Abscheideeffektivität der

Kiefernnadeln insbesondere für kleine Teilchen ausgegangen werden. Ursache hierfür ist vermutlich die höhere Mikrorauhigkeit der Kiefernnadeln. Diese führt zu einer Verringerung der laminaren Grenzschicht der aerodynamisch noch glatten Nadeln.

Ein Vergleich der Tauproben von abgewaschenen und nicht abgewaschenen Bäumen zeigt den Einfluß der vor dem Tauereignis durch trockene Deposition abgelagerten Partikel. Der Anteil war stark abhängig von Ionenart und Probenahmetermin. Er betrug zwischen 60% und 95% des Gesamtionengehalts.

4 SCHLUBBEMERKUNGEN

Durch trockene Deposition abgelagerte Partikel bildeten den überwiegenden Anteil der Inhaltsstoffe im Tau auf Nadelbäumen. Die Kondensation beginnt offenbar zeitlich schon etliche Zeit vor der sichtbaren Taubildung. Inwieweit sich bereits in dieser Anfangsphase die Depositionsgeschwindigkeit wasserlöslicher atmosphärischer Spurengase erhöht, konnte im Rahmen der Studie noch nicht geklärt werden.

LITERATUR

HICKS, B.: Measuring dry deposition: a re-assessment of the state of the art. *Water, Air and Soil Pollut.* 30 (1986), S.75 - 90.

KAMINSKI, U.; WINKLER, P.: Saure Aerosolpartikeln und Nebel und ihre Wirkung auf die Biosphäre. *Annalen der Meteorologie (Neue Folge)* 20 (1983), S. 149 - 150.

TRAUTNER, F.; EIDEN, R.: A measuring device to quantify deposition of fogwater and ionic input by fog on small trees. *Trees*, 2 (1988), S. 92-95.

NEBEL UND STADTKLIMA

Peter Koepke, Michael Sachweh
 Meteorologisches Institut der Universität München

1 EINLEITUNG

Bei der Nebelbildung in städtischen Ballungsräumen spielen neben den makroskaligen Faktoren (Großwetterlage, Luftmassentyp) und den von der regionalen Topographie ausgehenden Einflüssen (Wasserdampfquellen, Kaltluftakkumulationsgebiete, Luv-/Lee-Effekte) eine Vielzahl z.T. antagonistischer Faktoren eine wichtige Rolle. Nebelfördernde Faktoren des Stadtklimas (siehe auch HUPFER u. CHMIELEWSKI, 1990) sind

- Aerosolmenge und -typ
 - reduzierte Windgeschwindigkeit,
- nebelhemmende Faktoren sind
- anthropogene Wärmeproduktion
 - reduzierte Evapotranspiration.

Je nach den spezifischen Eigenschaften der Stadt überwiegen die nebelfördernden - wie in Halle (RASSOW, 1968) - oder nebelhemmende Faktoren - wie in München (SACHWEH, 1991) oder Berlin (HUPFER u. CHMIELEWSKI, 1990).

2 DIAGNOSE

Im Rahmen dieses Projekts "Bayerische Nebelklimatologie" wird der Einfluß des Stadtklimas auf die Nebelhäufigkeit untersucht und versucht, diesen Einfluß zu parameterisieren.

Eine Möglichkeit, den Stadtklimaeinfluß zu untersuchen, ist der Vergleich der mittleren Nebelhäufigkeit Stadt/Umland, den Abbildung 1 für München zeigt. Das lokale Nebelminimum der City-Station M.-Stadt hebt sich deutlich von den höheren Werten der Umlandstationen ab. Die City-Randlage von M.-Nymphenburg und M.-Neubiberg spiegelt sich in der relativ geringen Nebelhäufigkeit gleichfalls wieder.

Eine zweite Möglichkeit liegt im Ver-

gleich des zeitlichen Nebeltrends einer ursprünglich am Stadtrand gelegenen Station, die sukzessive in den Urbanisierungsprozess einbezogen wurde, mit dem einer Stadtrandstation mit unveränderter Umfeldtopographie. Abbildung 2 zeigt die Schere im Nebeltrend zwischen M.-Riem, das auch heute noch eine ländlich geprägte Umgebung aufweist, und M.-Nymphenburg, wo die Bebauungsdichte im untersuchten Zeitraum besonders stark zunahm (STRATHMANN, 1985).

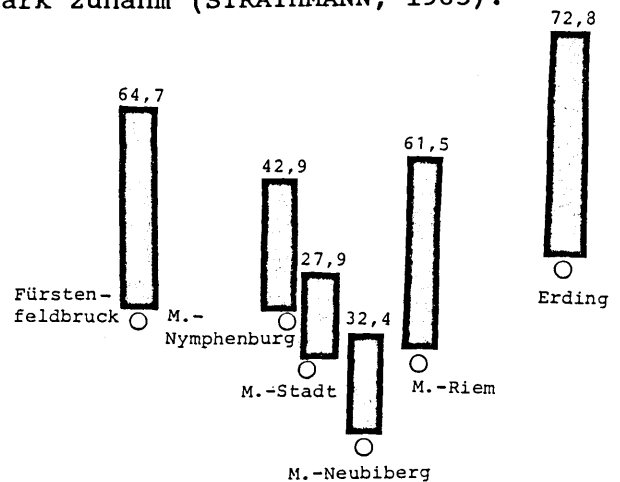


Abb. 1: Mittlere Zahl der Tage mit Nebel/Jahr im Zeitraum 1958-1987

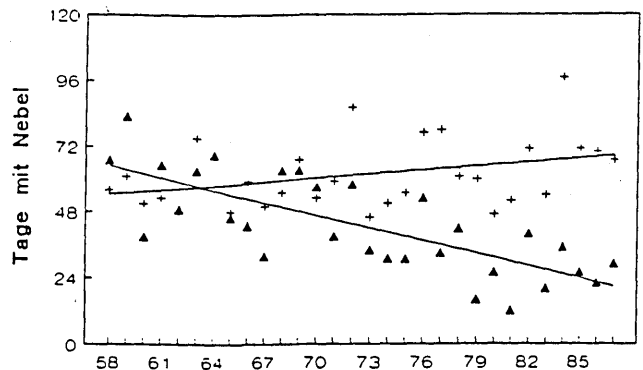


Abb. 2: Jährliche Nebelhäufigkeit in München-Nymphenburg ▲ und München-Riem +

Ähnliches ergibt die Trendanalyse der Station M.-Stadt, die im Gegensatz zu M.-Riem einen signifikant schwach negativen Trend der Nebelhäufigkeit aufweist. Inwieweit der positive Trend der Aerosolkonzentrationen im Bereich Flughafen M.-Riem im Zusammenspiel mit einer auch in der Stadtmitte noch stattgefundenen Verdichtung von Bebauung und Verkehr dafür verantwortlich ist, wird untersucht.

Eine weitere Möglichkeit, den Unterschied zwischen der überregionalen Nebelhäufigkeit und dem einer Stadt zu untersuchen, veranschaulicht Abbildung 3. Eine zweimalige Stationsverlagerung führt die Station Augsburg aus dem Citybereich hinaus in eine ländliche Umgebung, verbunden mit zweimaliger sprunghafter Zunahme der Nebelhäufigkeit.

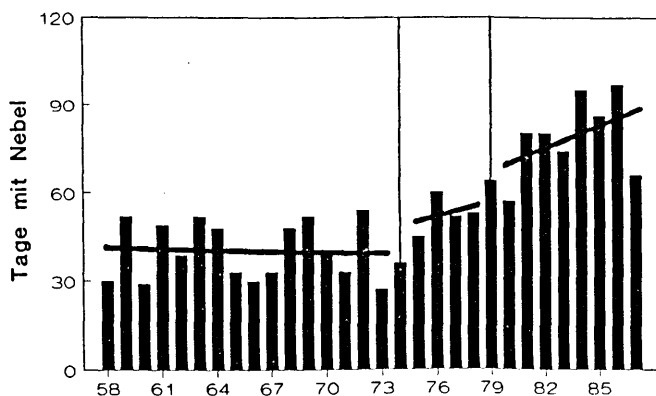


Abb. 3: Jährliche Nebelhäufigkeit in Augsburg. Stationsverlagerung 1974 und 1979.

3 PARAMETERISIERUNG

Eine flächendeckende Kartierung der räumlichen Nebelstruktur in Bayern (benötigt für: neuer Klima-Atlas von Bayern sowie verbesserte Nebelprognose) soll mittels einer Parameterisierung der Nebelhäufigkeit/-wahrscheinlichkeit untersucht werden. Zur Anwendung kommen regressionsanalytische Verfahren (GERTH 1989), wobei die Gewichtung (Regressionskoeffizienten) der einzelnen Variablen je nach topographischer Situation unterschiedlich erfolgt. Für die Para-

meterisierung des Stadtklimaeffekts ist als Ansatz für die Nebelhäufigkeit N der Stadtstation X vorgesehen, mit der Gewichtung a_i versehene stationsspezifische Größen ΔT "Temperaturunterschied zum Umland" (thermischer Parameter), ΔF (Feuchteparameter) und ΔA (Aosolparameter) zu benutzen:

$$N_x = a_1 \cdot \Delta T(x) + a_2 \cdot \Delta F(x) + a_3 \cdot \Delta A(x) + b$$

Der Aerosolparameter ist eine komplexe Größe unter Berücksichtigung von Aerosolmenge und -größenverteilung. In der Größe b sind die anderen, neben den Stadteffekten, den Nebel beeinflussenden Parameter zusammengefaßt.

Es wird geprüft, inwiefern eine Parameterisierung des Stadteinflusses auf die Nebelhäufigkeit mit Größen wie Einwohnerzahl, City-Abstand und Emissionsumfang (Verkehrsaufkommen) möglich ist.

Das Projekt wird gefördert im Rahmen des Bayerischen Klimaforschungsprogramms

BayFORKLIM



LITERATUR

- GERTH, W.-P., Heizung, Lüftung, Haustechnik 40, (1989) 189-193.
 HUPFER, P., u. F.-M. CHMIELEWSKI, Das Klima von Berlin. Akadem. Verlag Berlin (1990) 288 S.
 RASSOW, L., Ztschr. f. Meteor., 20 (1968) 214-216.
 SACHWEH, M., Klimatologie winterlicher autochthoner Witterung im nördlichen Alpenvorland, (1991) Diss. Univ. München (1991) 171 S.
 STRATHMANN, F.-W., Münchner Geogr. Abh. 34 (1985).

DER EINFLUSS DER BLATTNÄSSE IN REBBESTÄNDEN AUF DIE EPIDEMIOLOGIE DER REBENPERONOSPORA (PLASMOPARA VITICOLA)

Dr. Dieter Hoppmann

Deutscher Wetterdienst

Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle Geisenheim

Kreuzweg 25 - W 6222 Geisenheim

1 Einleitung

Die Rebenperonospora (*Plasmopara viticola*) ist die wichtigste Pilzerkrankung in den Deutschen Weinbaugebieten. Der Rebschutzdienst ruft üblicherweise um die Monatswende Mai/Juni zum erstenmal zur routinemäßigen Peronosporabekämpfung auf. Diesem ersten Spritztermin folgen dann während der Vegetationsperiode 5 bis 6 Behandlungen nach. Mit einem gezielten witterungsabhängigen Prognosesystem zur Peronospora lassen sich erhebliche Einsparungen an Fungiziden erzielen.

2 Grundlagen des Prognosesystems

Die Untersuchungen zur Biologie und Witterungsabhängigkeit des Pilzes führten insbesondere BLAESER (1978), HILL (1990) und GEHMANN (1987) durch. Der Peronosporapilz überwintert in Form von dickwandigen Wintersporen im Fallaub der oberen Bodenschichten. Bei Eintreten stärkerer Regenfälle etwa ab Mitte Mai, ist eine erste Primärinfektion der jungen Rebblätter vom Boden aus möglich.

Der Zeitraum zwischen Primärinfektion und Sichtbarwerden der ersten Symptome (gelblich ölig wirkende Flecken auf der Blattoberseite) wird als Inkubationszeit bezeichnet. Die Länge der Inkubationszeit ist temperaturabhängig. Der Erstinfektion folgen in der Regel zwei bis sechs Sekundärzyklen nach, bevor ein gefährlicher Befallsdruck entsteht. Eine Neuinfektion, d.h. die Vermehrung der sogenannten Ölflecke, tritt in der Folge nächstlicher Blattnässeperioden unter bestimmten Mindesttemperaturen und bei ausreichend hoher Luftfeuchtigkeit auf.

Die Länge der Nässeperiode entscheidet darüber, ob eine Neuinfektion beginnt.

Für die Witterungsprognose der Peronospora werden die Tagesmitteltemperatur und der Niederschlag in der Zeit von Januar bis Juni und die Temperatur, die relative Luftfeuchtigkeit und die Benetzungsdauer in stündlicher Auflösung in der Zeit von Mai bis September benötigt.

3 Ergebnisse

Blattnässezeiten und Temperaturen bestimmen im wesentlichen die Entwicklung der Epidemie. Die Blattnässe wird mit künstlichen Modellkörpern sehr unterschiedlicher Bauart erfaßt. Die Tab. 1 zeigt die Simulation der Peronospora für 1990 in Geisenheim mit den z.Zt. auf dem Markt gängigen Blattnässefühlern.

Tab. 1 Simulation Peronospora Geisenheim 1990
Vergleich verschiedener Blattnässemessungen
Zahl der Oelflecke pro ha

Datum	EI-BI-Ben	RH= 96%	Biomat	Lufft
10.5	0	0	0	0
20.5	50	50	50	50
30.5	237	50	279	50
10.6	1139	206	1195	235
20.6	4941	735	4358	1038
30.6	59786	735	53310	12471
10.7	59786	735	53310	61495
20.7	59786	735	276559	61495
30.7	59786	735	276559	61495

EI-BL-Ben = Elektronischer Blattnässefühler am Blatt

RH= 96% Berechn. Blattnässe mit Schwellenwert Rel. Feuchte

Biomat = Blattnässefühler FA. Berghof

Lufft = Blattnässefühler FA. Lufft

Aus dem Modellansatz resultiert ein stufenförmiger Aufbau der Epidemie, der das Resultat der sich an die Neuinfektion anschließende Inkubationszeit oder eine Folge von Trockenperioden ist, in denen sich der Pilz nicht weiter vermehren kann.

Die Simulation führt mit verschiedenen Blattnässefühlern am gleichen Standort zu unterschiedlichen Modellergebnissen.

Blattnässezeiten von mehr als 4 Stunden während der Nacht führen zur Neuinfektion. Die Tab.2 vermittelt einen Überblick über die Häufigkeit, mit der die verwendeten Meßsysteme Blattnässezeiten von mehr als 4 Stunden ausweisen. Als Vergleich dienen elektronische Blattnässegeber des Wetterdienstes, die die Blattnässe direkt am Blatt in 3 Höhen der Laubwand erfassen. Die Aufschlüsselung erfolgt nach Niederschlags- und Tauperioden. Darüberhinaus wird versucht, die Blattnässe mit Hilfe des Schwellenwertes der relativen Luftfeuchtigkeit $> 96\%$ zu ermitteln. Die oberen Teile der Laubwand zeigen deutlich längere Tauperioden während der Nacht an. Die verwendeten Meßsysteme weichen vor allem bei Tau stark voneinander ab. Der Schwellenwert 96% relative Luftfeuchtigkeit simuliert die Blattnässe bei Tau relativ gut, bei Regenperioden ist die Nässe-dauer zu kurz.

Tab.2 Häufigkeit Blattbenetzung $> 4h$ (Tag-Nacht)
Vergleich verschiedener Blattbenetzungsfühler
Geisenheim Mai - Juli 1990

Gerätetyp	Benetzung bei Niederschlag		Benetzung bei Tau	
	Tag	Nacht	Tag	Nacht
EI-BI-Ben Laubw.unt	16	25	0	1
EI-BL-Ben Laubw.mit	16	25	1	3
EI-BI-Ben Laubw.oben	17	25	1	5
Biomat FA. Berghof	11	40	17	29
Lufft Fa. Lufft	21	30	0	5
RH $> 96\%$	8	14	0	5

EI-BI-Ben = Elektron. Blattnässefühler am Blatt
RH $> 96\%$ Berechn. Blattnässe mit Schwellenwert Rel. Feuchte
Tag = 6 bis 18 Uhr Nacht = 18 bis 6 Uhr

Die unterschiedlichen Blattnässezeiten der Meßfühler führen in der Modellrechnung zu unterschiedlichen Vermehrungsquoten der Ölflecke. Die Simulation der Peronospora mit dem Schwellenwert der relativen Luftfeuchtigkeit ($> 96\%$) weist eine zu niedrige Befallsquote aus. Das haben Vergleiche mit Bonituren ergeben.

4 Schlußfolgerungen

Neben möglichen Verbesserungen des Modells kommt es vor allen Dingen auf eine möglichst exakte Datenerfassung der meteorologischen Größen an. Insbesondere führen Sensoren mit relativ geringer Präzision zu einer Überschätzung der Zahl der Sporulationen. Es ist erforderlich, mindestens zwei Blattnässefühler einzusetzen, um den Beginn von Tauperioden sowie das Ab-trocknungsverhalten nach Regenperioden richtig zu erfassen. Dabei sollte ein Fühler im oberen Bereich der Laubwand und der zweite Fühler inmitten der Laubwand eingesetzt werden. Blattnässe-messungen direkt am Blatt sind künstlichen Meßfühlern vorzuziehen.

LITERATURVERZEICHNIS:

BLAESER, M.:1978, Untersuchungen zur Epidemiologie des falschen Mehltaus an Weinreben, *Plasmopara viticola* (Berk. et Curt.ex de Bary)Berl. et de Toni. Thesis, Univ. of Bonn (FRG)

GEHMANN, K.: 1987, Untersuchungen zur Epidemiologie und Bekämpfung des falschen Mehltaus der Weinrebe, verursacht durch *Plasmopara viticola* (Berk. et Curt.ex de Bary)Ber. et de Toni. Thesis Univ. Hohenheim (FRG)

HILL, G.K.: 1990b, *Plasmopara Risk Oppenheim -A, Deterministic Computer Model for the Viticultural extension. Atti des Convegno su Modelli Euristici e Operativ per la Difesa Integrate in Agricoltora Caserta, 27-29. Sept.1990, Societa Italiana di Fitoiatria editor, 182-194*

EINFLUSS VERSCHIEDENER UMWELTFAKTOREN AUF DIE METHAN-EMISSION AUS REISFELDERN

Reiner Wassmann und Klaus Butterbach

Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung

Kreuzeckbahnstr. 19

D-8100 Garmisch-Partenkirchen

Die Reisfelder zählen neben den natürlichen Feuchtgebieten und den Verdauungstrakten von Wiederkäuern zu den wichtigsten Quellen im globalen Haushalt des Treibhausgases Methan. Daher ist es naheliegend, einen kausalen Zusammenhang zwischen der Expansion der globalen Reisanbaufläche und dem Konzentrationsanstieg des troposphärischen Methans, der jährlich ca. 1% beträgt, zu vermuten. Eine Extrapolation der vorliegenden Emissionsdaten mit dem Ziel einer globalen Abschätzung der Quellstärke der Reisfelder wird jedoch durch die sehr breite ökologische Amplitude erschwert, die den Reisanbau von allen anderen pflanzenbaulichen Nutzungsformen unterscheidet. Da eine vollständige Erfassung der unterschiedlichen Kombinationen physiographischer und anthropogener Faktoren ausgeschlossen ist, müssen die Feldmessungen durch deduktive Ansätze ergänzt werden, die auf eine Aufklärung des ökosystemaren Beziehungsgefüges ausgerichtet sind. Der Methan-Kreislauf in einem Reisfeld wird durch die Interaktion von drei Prozessen bestimmt: (1) die Methan-Produktion in den anaeroben Bodenschichten, (2) die Oxidation von Methan in den aeroben Zonen in Boden und Wassersäule sowie (3) die Methan-Emission, die ihrerseits entscheidend von Transporteigenschaften des Ökosystems für den vertikalen Gastransfer abhängig ist. Zahlreiche Umweltfaktoren wirken direkt oder indirekt auf dieses Beziehungsgefüge ein, allerdings können die Effekte einzelner Veränderungen regionalspezifisch divergieren, wie anhand der Ergebnisse aus italienischen und chinesischen Reisfeldern deutlich wird.

In italienischen Reisfeldern konnte im Tagesverlauf eine deutliche Korrelation zwischen Bodentem-

peratur und Methan-Emission festgestellt werden. Demgegenüber waren die diurnalen Verläufe der Emissionsraten in chinesischen Reisfeldern wesentlich variabler, in vielen Fällen trat das Tagesmaximum in den Nachtstunden auf. Ähnlich variierende Befunde ergaben sich beim Vergleich unterschiedlicher Düngungsformen. In italienischen Reisfeldern wurde eine Reduzierung der Methan-Emissionen durch anorganische Düngung beobachtet, während die gleiche Düngungsform in chinesischen Reisfeldern keinen nachweisbaren Effekt hervorrief. Demgegenüber scheinen organische Einträge in den Boden generell zu einer Steigerung der Emissionen zu führen. Neben den Bodenparametern kommt der Entwicklung des Pflanzenbestandes in Reisfeldern eine zentrale Bedeutung für die Methan-Emission zu. Die Reispflanzen fungieren zum einen als Transportmedium für den diffusiven Methantransfer, zum anderen können Wurzelexudate die Methan-Produktion stimulieren.

STOFFAUSTAUSCH ZWISCHEN BODENNAHER ATMOSPHERE UND EINEM GRUNLANDÖKOSYSTEM - BEURTEILUNG DER S- UND N-FLÜSSE IM HINBLICK AUF EINE STOFFBILANZ INTENSIV GENUTZTER AGRARSYSTEME

Ludger Grünhage^{*)}, Ulrich Dämmgen^{**)}, Hans-Dieter Haenel^{***)} & Hans-Jürgen Jäger^{*)}

^{*)} Institut für Pflanzenökologie, Justus-Liebig-Universität Gießen

^{**)} SFB 179 "Wasser- und Stoffdynamik in Agrar-Ökosystemen", TU Braunschweig

^{***)} Deutscher Wetterdienst, Zentrale Agrarmeteorologische Forschungsstelle, Braunschweig

1 EINFÜHRUNG

Die Bestimmung der Flüsse S- und N-haltiger Gase und Partikel zwischen bodennaher Atmosphäre und Biosphäre ist Voraussetzung für die Erstellung entsprechender Stoffbilanzen. Die Biosphäre kann für alle reaktiven S- und N-Spezies Senke sein, für einige auch Quelle. Die meßtechnische Erfassung dieser Flüsse setzt die Trennung nach Gasen, Aerosolen und sedimentierenden Partikeln voraus (GRÜNHAGE & JÄGER 1992, Kap. II). Bei der Bestimmung der Flüsse gasförmiger Spezies werden in der Regel mikrometeorologische Verfahren eingesetzt. Die großen Zeitkonstanten der chemischen Analytoren lassen bei den betrachteten Spezies (SO₂, NH₃, NO, NO₂) nur Gradientenverfahren (aerodynamische Profilverfahren) zur Bestimmung des turbulenten vertikalen Flusses zu.

Hier werden Ergebnisse vorgestellt, die in der Vegetationsperiode 1990 auf einem grundwasserfernen, mit 240 kg/ha·a N gedüngten Dauergrünland (*Lolium-Cynosuretum typicum*) erhalten wurden.

2 SCHWEFEL- UND STICKSTOFF-BILANZ

Mit den bei GRÜNHAGE & JÄGER (1992) im Detail beschriebenen Meß- und Auswerteverfahren wurden folgende Ein- bzw. Austräge ermittelt:

2.1 Schwefel

Mit sedimentierenden Partikeln (Bulkdeposition) wurden in der Vegetationsperiode 4,5 kg/ha SO₄-S und 0,2 kg/ha SO₃-S eingetragen, aus der Gasphase (SO₂) 2,0 kg/ha S. Durch Mahd wurden dem System 19,0 kg/ha S entzogen. Der S-Eintrag aus der Atmosphäre deckt demnach bei weitem nicht den S-Bedarf des Systems.

2.2 Stickstoff

Als Bulkdeposition wurde 3,1 kg/ha NO₃-N und 5,4 kg/ha NH₄-N gemessen. Über die Gasphase wurden mit NO₂ 0,5 kg/ha N eingetragen, mit NO und NH₃ jeweils 0,4 kg/ha N ausgebracht. Vergleicht man dies mit den über die Düngung zugefügten Mengen (240 kg/ha N) und den durch Mahd entzogenen (198 kg/ha), so sind die betrachteten mit der Atmosphäre ausgetauschten N-Mengen für dieses intensiv bewirtschaftete Ökosystem bedeutungslos. Derartig mit N hochgedüngte Agrarsysteme sind hinsichtlich der reaktiven gasförmigen N-Spezies NO_x und NH₃ bei der Betrachtung der Nettoflüsse offenbar Quellen und keine Senken. Für die Bilanzen wurden alle in der Vegetationsperiode erhobenen 6577 kohärenten Halbstundendatensätze unter der Annahme zugrunde gelegt, daß sich die Meß- und Auswertefehler statistisch aufheben. In einem weiteren Auswertungsschritt wurden diese Datensätze einer Qualitätsüberprüfung unterzogen.

3 EINSCHRÄNKUNGEN DER ANWENDUNG "KLASSISCHER GRADIENTVERFAHREN" IN MITTEL-EUROPÄISCHEN AGRARLANDSCHAFTEN

Prinzipiell ist die Anwendung von Gradientenverfahren zur Bestimmung der Flüsse reaktiver Spezies dadurch eingeschränkt, daß die Voraussetzung eines höhenunabhängigen Flusses aufgrund luftchemischer Reaktionen nicht gegeben ist. Insbesondere trifft dies für die Flüsse solcher Spezies zu, deren Hauptreaktionspartner die umgekehrte Flußrichtung hat (SO₂, HNO₃, HNO₂, HCl - NH₃; O₃ - NO). Es besteht Grund anzunehmen, daß die unmittelbar oberhalb des Bestandes zu beobachtende Zone "resuspendierten Materials" (Kokondensationszone; vgl.

GRÜNHAGE & JÄGER 1992, Kap. IV.3.1) eine Zone hoher luftchemischer Aktivität darstellt. Eine weitere Einschränkung besteht darin, daß die durch die chemische Analytik vorgegebene minimale Masthöhe von 3 - 5 m einen selten realisierbaren Fetch erfordert. Schließlich wird die in der Literatur häufig genannte Geschwindigkeitsschwelle von 1 m/s im Meßgebiet in 30 % aller Datensätze unterschritten.

3.1 Einführung von Qualitätskriterien für gemessene Profile

Die von uns eingesetzten Monitore ergaben erst bei Konzentrationsunterschieden ≥ 2 ppb "sinnvolle" Flüsse (z.B. keine O_3 -Emissionen). Aufgrund "chemischer" Kriterien reduzierte sich der verfügbare Datensatz für O_3 auf 59,6 %, für SO_2 auf 9,5 %, für NO_2 auf 16,7 %, für NO auf 3,6 % und für NH_3 auf 1,7 %. Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur wurden in 6 Höhen ermittelt. Als Gütekriterium für die gemessenen Windgeschwindigkeits- und Temperaturprofile wurde gefordert, daß die Quadratwurzeln aus der Summe der Quadrate der Abweichungen zwischen Messung und iterativ angepaßtem loglin-Profil die für gute handelsübliche Meßgeräte typischen Reproduzierbarkeiten von Größenordnungsmäßig 0,1 m/s bzw. 0,1 K nicht überschreiten sollte. Selbst "ideale" Geschwindigkeits- und Temperaturprofile können demzufolge entsprechende Abweichungen aufweisen. Bei Anwendung dieses Kriteriums (zu Details vgl. GRÜNHAGE & JÄGER 1992, Kap. III.2.2.5) verringert sich der verfügbare Datensatz auf 36,7 %, bei Verschärfung des Kriteriums auf 0,05 m/s bzw. 0,05 K auf 9,3 %. Gleichzeitige Erfüllung der "chemischen" und der nicht verschärften meteorologischen Qualitätskriterien schränkt den Datensatz für O_3 auf 20,3 %, für SO_2 auf 2,6 %, für NO_2 auf 4,1 %, für NO auf 1,1 % und für NH_3 auf 0,5 % ein. Der Einsatz modernerer Meßtechniken für die Gasanalyse erhöht die Anzahl verwertbarer Konzentrationsprofile deutlich. Für diese Datensätze sollten dann aber auch hinreichend genaue Windgeschwindigkeits- und Temperaturprofile zur Verfügung stehen. Dies ist mit im

Routinebetrieb eingesetzten Schalenkreuzanemometern und belüfteten PT-100-Meßfühlern nicht zu erreichen.

3.2 Variationsbreite der Ergebnisse

Rechenergebnisse, die mit Vorgabe und ohne Vorgabe von d und z_0 sowie bei sukzessivem Weglassen der Meßwerte für die niedrigen Höhen erhalten wurden, wichen deutlich voneinander ab. Die beispielhafte Auswertung eines sehr guten realen Datensatzes ($u_{5m} = 2,26$ m/s; $u_{3m} = 2,07$ m/s; $u_{1,5m} = 1,81$ m/s; $u_{1m} = 1,63$ m/s; $u_{0,75m} = 1,55$ m/s; $u_{0,5m} = 1,36$ m/s; $T_{5m} = 17,32$ °C; $T_{3m} = 17,42$ °C; $T_{1,5m} = 17,46$ °C; $T_{1m} = 17,55$ °C; $T_{0,75m} = 17,71$ °C; $T_{0,5m} = 17,80$ °C; $c_{5m}(O_3) = 71,9$ $\mu\text{g}/\text{m}^3$; $c_{0,5m}(O_3) = 66,8$ $\mu\text{g}/\text{m}^3$; Bestandeshöhe = 15,5 cm) ergab, daß die O_3 -Flüsse zwischen 200 und 325 $\text{ng}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ variierten.

4 EDDY-GRADIENT-MISCHVERFAHREN - EIN MÖGLICHER AUSWEG

Wir gewinnen deshalb den turbulenten Fluß durch Kombination von Eddy-Korrelation und Gradientverfahren so, daß sich der vertikale Stofffluß $F_c(A)$ ausschließlich aus Meßgrößen ohne Iteration berechnen läßt (vgl. GRÜNHAGE & JÄGER 1992, Kap. IV.3.2). Für nicht-neutrale Schichtungen gilt:

$$F_c(A) = \overline{w' \cdot T'} \cdot \frac{dc(A)}{dT}$$

Bei neutraler Schichtung gilt entsprechend:

$$F_c(A) = \overline{w' \cdot u'} \cdot \frac{dc(A)}{du}$$

Eine Reihe der Schwierigkeiten in der Meßtechnik und der Auswertung kann mit diesem Eddy-Gradient-Mischverfahren überwunden werden.

LITERATUR

GRÜNHAGE, L.; JÄGER, H.-J.: Auswirkungen luftgetragener Stoffe auf ein Grünlandökosystem - Ergebnisse siebenjähriger Ökosystemforschung - Teil I. Landbauforschung Völkenrode, Sonderheft (1992), im Druck.

VALIDATION OF A RADIATION MODEL FOR THE ESTIMATION OF THE LONGWAVE NET RADIATION AT THE EARTH'S SURFACE

Gonima Leonardo

C.E.F.E. - C.N.R.S.

Route de Mende, BP 5051, F-34033 Montpellier Cedex, France.

1 ABSTRACT

Longwave radiation measurements and calculations have been compared for the South of France. The integration of the radiative transfer equation is used to calculate the longwave net radiation at the Earth's surface under all sky conditions. Good agreement is obtained between measured and calculated values using appropriate radiosounding data for the atmospheric profiles. Further, some simple empirical equations are proposed for the calculation of temperature, humidity and pressure profiles in order to simplify the calculations of the longwave net radiation at the surface.

2 INTRODUCTION

The main focus of the present study is the prediction of the total longwave net radiation at the Earth's surface under all sky conditions.

There are several means of representing empirically longwave net radiation, for example: BRUNT(1932) and BRUTSAERT (1975). Unfortunately, all the empirical formulae are not able to achieve reasonable agreement with experimental results, specially for short periods of time like hours or days (GONIMA 1988a).

3 METHOD

The following equation (GONIMA 1988b) based on the assumption that the cloud base acts as a blackbody,

is used to compute the hourly values in J/cm^2 of the longwave net radiation at the surface under all sky conditions, L_c :

$$L_c = 2(1-N) \sum_{\lambda} \left[S_{\lambda}(T(H)) E_3(\tilde{\kappa}_{\Delta\lambda} \cdot m(H)) - \frac{hc}{k\lambda} \int_0^H \frac{S_{\lambda}(T(z'))}{T^2(z')} \delta(z') E_3(\tilde{\kappa}_{\Delta\lambda} \cdot m(z')) dz' \right] - 2N \sum_{\lambda} \left[\frac{hc}{k\lambda} \int_0^{h_0} \frac{S_{\lambda}(T(z'))}{T^2(z')} \delta(z') E_3(\tilde{\kappa}_{\Delta\lambda} \cdot m(z')) dz' \right]$$

The present equation includes a band model to describe atmospheric absorption. The spectral range from 5 μm to 100 μm is used to calculate the mean absorption coefficients $\tilde{\kappa}_{\Delta\lambda}$ for the mainly atmospheric absorbers: water vapor, carbon dioxide, and ozone.

4 PROCEDURE

Since the above equation requires the use of aerological data, the 12:00 UTC radiosounding measurements of the Station de Radiosondage de Nîmes-Courbessac (France) were selected for the calculation of the L_c values. On the other hand, the hourly values of the measured longwave net radiation L_m acquired at the Station de Météorologie de Carpentras-Serres (France), situated about 65 km from Nîmes-Courbessac, were also selected for the comparison between measured and calculated longwave net radiation values.

5 RESULTS AND DISCUSSION

The results obtained for 26

selected radiosounding data sets of the year 1990, and the regression analysis between measured and calculated values verify the good correlation ($r=0.9937$) between the L_m and L_c values for different atmospheric conditions. The differences in percentage between both variables lie always within the actual accuracy of the measurements.

The calculated L_c values for a clear atmosphere were also compared to the results of an empirical formula (CHOISNEL 1988), used for the calculation of the longwave net radiation for the South of France. The results confirm the necessity of including the radiative contribution of the atmospheric layers above the surface in order to get a more accurate estimation of the longwave net radiation at the surface. Therefore, empirical equations based only on surface data, represents a rough description of the longwave net radiation for most of the cases. These results also corroborates the conclusions exposed by GONIMA (1988a) for Central Europe.

Finally, some empirical equations for the calculation of atmospheric profiles of temperature, humidity and pressure are proposed and tested. Although the accuracy of the results obtained in this part of the present work could be sufficient for many agrometeorological applications, the use of empirical profile equations for the calculation of the longwave net radiation is restricted to the area of study.

6 CONCLUSIONS

A procedure for calculating accurate

values of the longwave net radiation at the Earth's surface have been established.

The new validation of the present algorithm confirms the results previously obtained by the author for Central Europe. Therefore, it seems to be possible to couple the proposed model to global climate models, if atmospheric profile data are available over the region of interest.

7 REFERENCES

- BRUNT, D.: Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 58 (1932), S. 389-418.
- BRUTSAERT, W.: On a derivable formula for longwave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11 (1975), S. 742-744.
- CHOISNEL, E.: Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir des données météorologiques. *La Météorol.* 23 (1988), S.19-27.
- GONIMA, L.: Die Berechnung der effektiven Ausstrahlung am Erdboden aus klimatologischen Daten. *Z. Meteorol.* 38 (1988a), Heft 1, S. 26-30.
- GONIMA, L.: Eine Untersuchung über die langwellige Strahlungsbilanz am Erdboden unter verschiedenen Bedingungen. *Z. Meteorol.* 38 (1988b), Heft 3, S. 136-144.

DER VEGETATIONSINDEX VON FEHMARN JAHRESGANG 1989 UND 1990, VALIDIERUNG MIT BODENMESSUNGEN UND ABSCHÄTZUNG VON ATMOSPÄRENKORREKTUREN

Ute Katergiannakis und Wolfgang Tonn
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin

Seit Frühjahr 1983 wird im Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin regelmäßig der NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) aus den NOAA - AVHRR Daten bestimmt. Man benutzt dazu das unterschiedliche Reflexionsvermögen von chlorophyllhaltigen und aktiven Pflanzen im VIS und NIR (Blümel, K., et al., 1988, Bole, H.-J., 1990, Koslowsky, D., 1989).

Eine Interpretation des NDVI soll hier am Beispiel der Ostseeinsel Fehmarn erfolgen. Die Insel läßt sich in den Satellitenaufnahmen leicht lokalisieren, und die Vegetation ist verhältnismäßig einheitlich, auf nahezu 80% der Inselfläche werden Winterweizen, Winterraps und Wintergerste angebaut.

1989 und 1990 traten in der Hauptwachstumsperiode März bis Juli längere wolkenarme Perioden auf, so daß mehrere NDVI - Darstellungen erstellt werden konnten, die eine genaue Verfolgung der Werte erlauben. Sowohl der Winter 1988/89 als auch der Winter 1989/1990 waren außergewöhnlich mild, so daß die Vegetation auf Fehmarn kaum eine Winterruhe hatte. Ende März 1989 liegen die NDVI - Werte auf der Insel im allgemeinen schon >0.4 , vereinzelt auch schon >0.5 . Noch weiter fortgeschritten ist die Vegetation Ende März 1990. Zu diesem Zeitpunkt liegen die NDVI - Werte schon vielfach >0.5 (Abb.1), der höchste Wert beträgt 0.59. Bei günstigen meteorologischen Bedingungen macht die Vegetation in beiden Jahren im April rasche Fortschritte. 1989 treten Anfang Mai und Mitte bis Ende Juni (Abb.2) die höchsten NDVI - Werte auf. Innerhalb dieses Zeitraumes konnte für insgesamt fünf Perioden der NDVI berechnet werden. Dabei zeigt sich, daß diese Werte Schwankungen unterliegen. Da nicht nur einzelne Werte diese Schwankungen aufweisen, sondern jeweils gleichzeitig die ganze Insel und das gegenüberliegende Festland eine Erniedrigung des NDVI zeigen, scheint die Ursache in der Atmosphäre zu liegen. Mit Hilfe von Atmosphärenkorrekturen, die z.Z. am Institut für Meteorologie getestet werden, erfolgt eine genauere Untersuchung dieser Erscheinung. Ende Juni/Anfang Juli 1989 beginnt dann ein echter Rück-

gang des NDVI. Wie gleichzeitige Bodenmessungen (Eckardt, et al., unveröffentlicht) aus der Hildesheimer Börde zeigen, nimmt der NDVI von Getreide schon vor der Ernte erheblich ab. Es fehlt zu diesem Zeitpunkt schon der für aktive Pflanzen charakteristische starke Anstieg der Albedo bei 700 nm (Kurve 5 in Abb.4). Mitte Juli 1989 ist die Ernte auf der Insel in vollem Gange. Innerhalb von nur einer Woche nimmt der NDVI in der ersten Julihälfte von Werten, die teilweise noch >0.5 liegen, auf <0.3 ab. Das Minimum der Vegetationsperiode 1989 wird Ende August erreicht. Danach steigt der NDVI wieder an, weil infolge der milden Witterung das neue Wintergetreide aufläuft und sich kräftig entwickelt.

1990 tritt die Abnahme des NDVI im Mai nicht auf, vielmehr steigen die Werte kontinuierlich von Februar bis Ende Mai an (Abb.5): Das Maximum wird mit 0.66 in der 3. Mai - Dekade angetroffen und liegt damit etwas höher als 1989. Infolge der geringen zeitlichen Auflösung, läßt sich die Abnahme - der NDVI konnte nur für Ende Mai und Ende Juni bestimmt werden -, nicht so gut wie im Vorjahr verfolgen. Die Ernte setzt auf jeden Fall etwas früher als 1989 ein. Das Minimum wird im August erreicht, mit dem Auflaufen und der Entwicklung des neuen Wintergetreides steigt der NDVI bis Ende Oktober erneut auf 0.3 an.

Die aus Satellitendaten gewonnenen NDVI - Werte sind ohne Korrektur nur relativ miteinander vergleichbar. So liegen die Ende Juni 1989 gleichzeitig aus Bodenmessungen (HIBE '89) bestimmten NDVI - Werte von Weizen ca 25% über den aus Satellitendaten bestimmten Werten. Innerhalb unserer Arbeitsgruppe werden z.Z. Korrekturen für die atmosphärischen Einflüsse berechnet. Wendet man diese Korrekturen gleichzeitig mit der aktualisierten "pre - flight calibration" für den VIS- bzw. für den NIR - Spektralbereich an (Kidwell, K., 1991), so kommt man ebenfalls zu einer Erhöhung des NDVI von etwa 25%.

Leider ist an dieser Stelle ein Farbdruck nicht möglich. Für eine aktualisierte Farbdarstellung verweisen wir auf unser Poster.

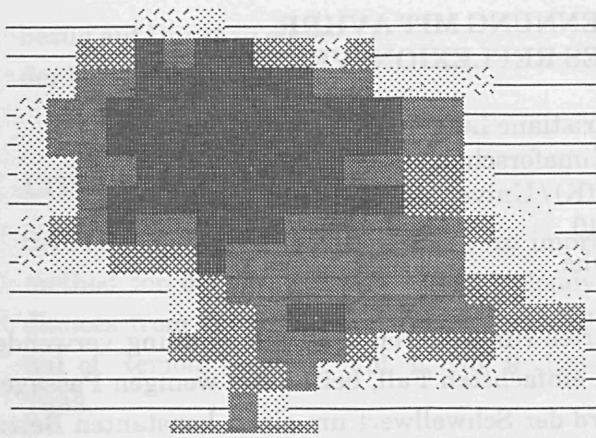


Abb.1 Pixeldarstellung des NDVI März 1990/3.Dekade

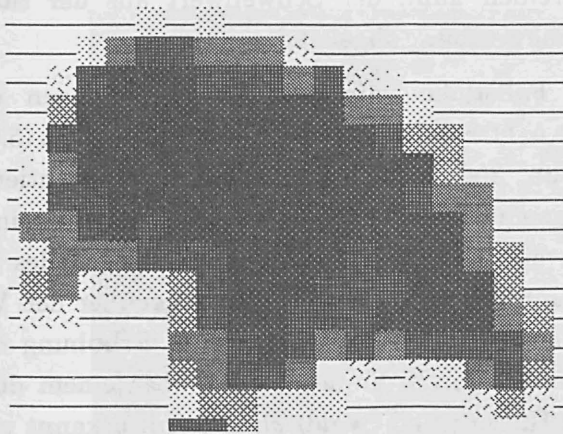


Abb.2 Pixeldarstellung des NDVI Juni 1989/3.Dekade

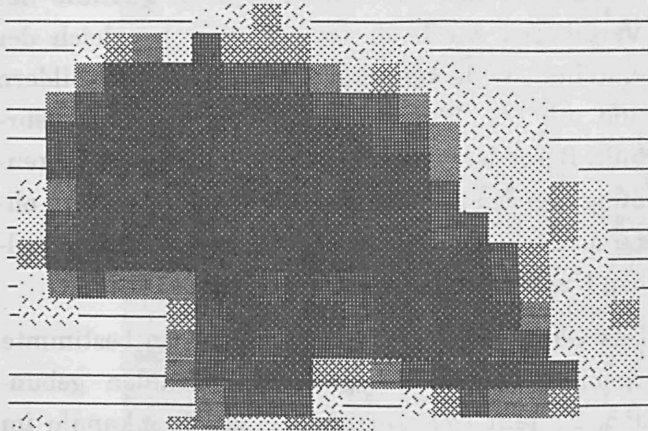


Abb.3 Pixeldarstellung des NDVI Mai 1990/3.Dekade

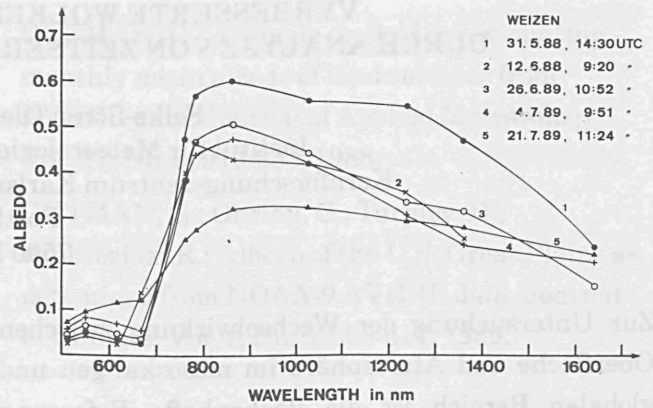
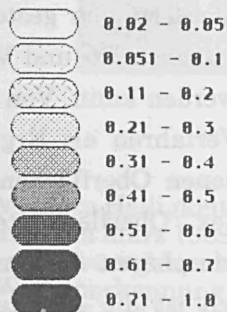


Abb.4 Albedo von Weizen in unterschiedlichem Reifezustand

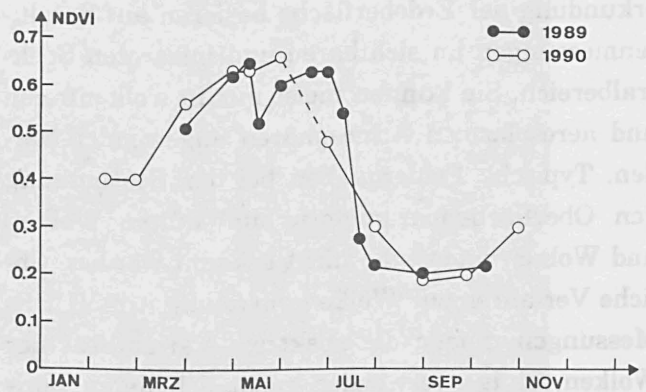


Abb.5 Jahresgang des NDVI auf Fehmarn (1989+1990)

BLÜMEL, K.; BOLLE, H.-J.; ECKARDT, M.; LESCH, L.; TONN, W.: Der Vegetationsindex für Mitteleuropa 1983-1985. Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, 1988

BOLLE, H.-J.: Vegetationsindices. promet meteorologische fortbildung, 1990

BOLLE, H.-J.; KATERGIANNAKIS, U.; TONN, W.: Der Vegetationsindex 1989 für Mitteleuropa anhand zweier ausgewählter Beispiele. Wetter und Leben - Lauscher Jubiläumsheft, 1991 (im Druck)

ECKARDT, M.; LANGER, I.; WOHLFART, U.: HIBE 88 und HIBE 89, unveröffentlicht.

KIDWELL, K.: NOAA POLAR ORBITER DATA, NOAA NESDIS, 1991

KOSLOWSKY, D.: On - line processing of NDVI maps. Proc. 4th AVHRR Data Users' Meeting, Rothenburg, EUMETSAT EUM06, 1989

VERBESSERTE WOLKENERKENNUNG MIT AVHRR DURCH ANALYSE VON ZEITSERIEN DES REFLEXIONSVERMÖGENS

Folke-Sören Olesen, Christiane Lutz
Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK)
Kernforschungszentrum Karlsruhe (KfK) / Universität Karlsruhe
Postfach 3640
7500 Karlsruhe
FRG

Zur Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Oberfläche und Atmosphäre im mesoskaligen und globalen Bereich ist die flächenhafte Erfassung von Oberflächenparametern mit Fernerkundungsverfahren erforderlich. Viele Verfahren zur Fernerkundung der Erdoberfläche basieren auf Satellitenmessungen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Sie können meist nur in wolkenfreien und aerosolarmen Atmosphären angewendet werden. Typische Fehlerquellen bei der Bestimmung von Oberflächenparametern sind dünne Wolken und Wolkenränder, die nicht erkannt werden. Übliche Verfahren zur Wolkenerkennung in AVHRR-Messungen nutzen die spektrale Variabilität der Wolken, einige verwenden zusätzlich deren horizontale Struktur. Da bei vielen Anwendungen mehrtägige Zeitreihen vorliegen, wurde ein Verfahren entwickelt, das die starke Variabilität der Wolken gegenüber einem konstanten Hintergrund im sichtbaren Spektralbereich nutzt.

Zur Bestimmung des Hintergrundes wird zunächst jede einzelne Mittagspassage mit APOLLO (AVHRR Processing Over Land cLOUD and Ocean); Saunders 1988) entwölkt. Damit ist gewährleistet, daß bei der weiteren Bearbeitung nur fast wolkenfreie Bildpunkte in Betracht gezogen werden. Außerdem werden die Helligkeiten bezüglich des Sonnenstandes korrigiert. Erst nach diesen Schritten folgt die Transformation in eine Mercatorprojektion. Damit ist es möglich, Zeitreihen der Helligkeiten eines bestimmten geographischen Ortes zu betrachten. Aus der Zeitserie der fast unbewölkten Bildpunkte wird die mittlere Helligkeit der Oberfläche bestimmt; die minimale Helligkeit ist nicht sinnvoll, da diese eventuell durch Wolken Schatten definiert ist, also keinen mittleren Zustand darstellt. Der so gebildete Hintergrund wird zur Ableitung eines horizontal variablen Schwell-

wertes zur weiteren Wolkenerkennung verwendet. Im einfachsten Fall, bei relativ wenigen Passagen, wird der Schwellwert um einen konstanten Betrag über dem Hintergrund angesetzt, bei längeren Zeitreihen kann der Schwellwert aus der Standardabweichung abgeleitet werden.

Als Fallstudie wurden 8 Mittagspassagen des NOAA-11 Satelliten vom März 1989 benutzt (5.-8.; 27.; 28.; 30. und 31.). Die Passagen repräsentieren Anfang und Ende des Monats, geben also einen Hinweis auf die Variation des Hintergrundes innerhalb dieses Monats. Sie ist gegenüber der Variation durch Wolken gering. Die Erhöhung der Reflexion durch dünne Wolken über einem dunklen Hintergrund (Wald) kann damit erkannt und sicher von benachbarten, relativ hellen Flächen (Sand) unterschieden werden. Die Qualität des Verfahrens wurde durch visuellen Vergleich der erstellten Wolkenmasken mit IR- und VIS-Bildern und mit den Wolkenmasken von APOLLO beurteilt. Besonders bemerkenswert ist die gute Erkennung von Dunstschleiern und Wolkenrändern, ohne dabei Fehlklassifikationen über besonders hellem Untergrund zu erzeugen.

Das vorgestellte Verfahren ist nicht an bestimmte Kombinationen von spektralen Kanälen gebunden. Es läßt sich auf andere Satellitenkanäle im sichtbaren Spektralbereich übertragen. An die Qualität der vorgeschalteten Wolkenerkennung werden keine sehr hohen Anforderungen gestellt, so daß die Anwendung mit einfachen IR- und VIS-Schwellwerten durchgeführt werden kann. Von besonderem Interesse ist das Verfahren als Ergänzung von Algorithmen, mit denen Oberflächenparameter (z.B. Vegetationsindex, Oberflächentemperatur) nur in klaren Atmosphären bestimmt werden können. Problematisch ist die Ableitung von Wolkenstatistiken, da die hohe Sensibilität in

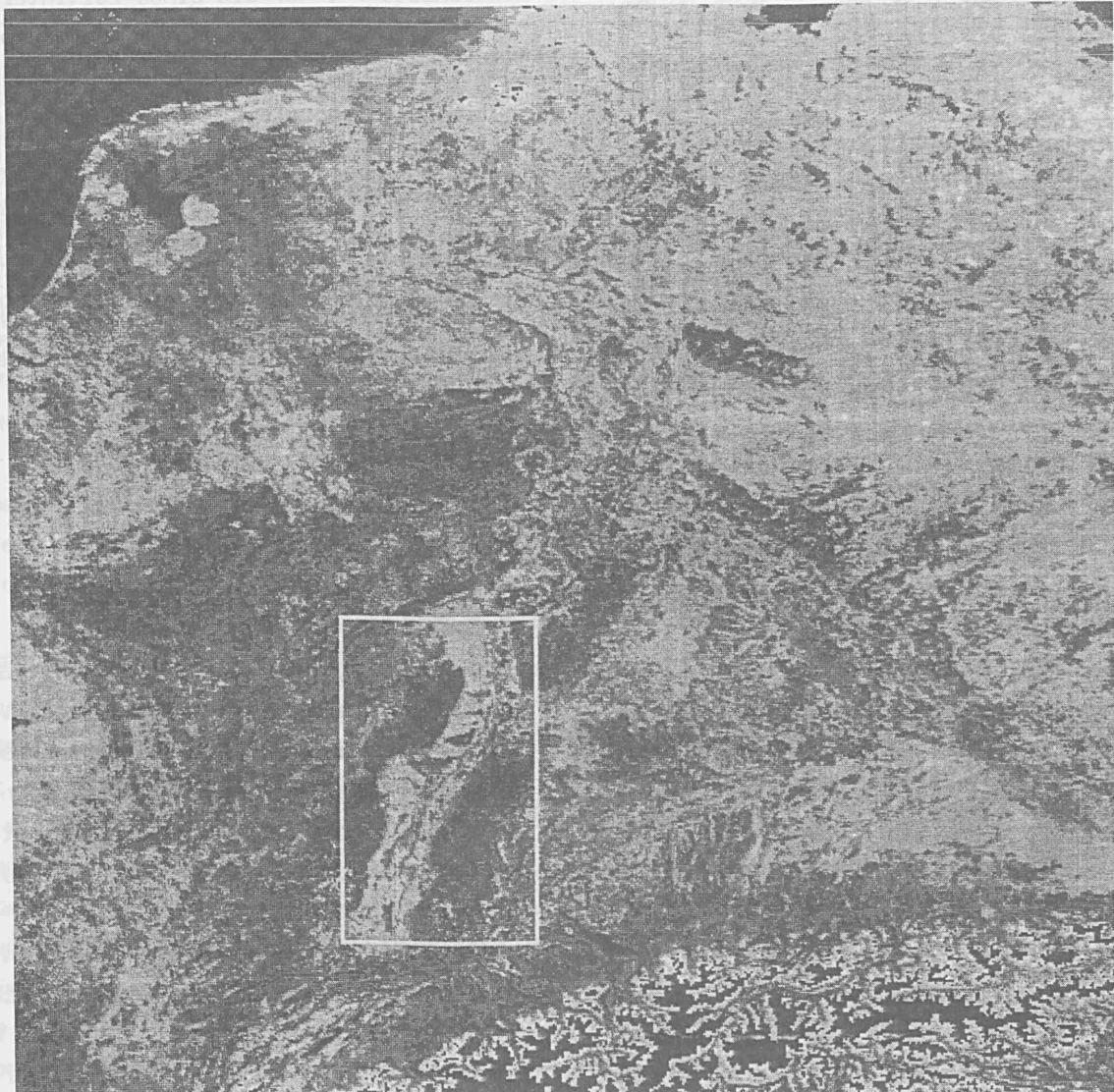
bezug auf Dunst zu einer der Bewölkung führt.

LITERATUR

SAUNDERS, R. W.; Kriebel, K. T.: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 6, No. 9, 123-150, 1988.

GUTMAN, G.: A simple method for estimating monthly mean albedo of land surfaces from AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 27, No. 9, 973-988, 1988.

GUTMAN, G.; Ohring, G.; Tarpley, D.; Ambroziak, R.: Albedo of the U.S. Great Plains as determined from NOAA-9 AVHRR data. *Journal of Climate*, Vol. 2, No. 6, 608-617, 1989.



Mittlere Helligkeit der Erdoberfläche im nahen Infrarot. Aus einer Zeitreihe von NOAA-11 Daten aus dem März 1989 wurde die mittlere Helligkeit des Bodens bestimmt. Der helle Oberrheingraben mit den umgebenden dunklen Waldgebieten (im weißen Rechteck) zeigt deutlich die Problematik der Wolkenerkennung mit Schwellwert- und Histogrammverfahren. Die mittlere Helligkeit erlaubt, den Schwellwert horizontal zu variieren. So sind auch dünne Wolken über dem dunklen Wald zu erkennen, ohne daß dabei über hellen Sandflächen Fehlklassifikationen auftreten.

DER VEGETATIONSFAKTOR BEI DER ABSCHÄTZUNG DER AKTUELLEN VERDUNSTUNG - EIN BEITRAG ZUM WASSERHAUSHALT VON KULTURPFLANZENBESTÄNDEN

Jurik Müller¹, Georg Müller² und Hans-Georg Schellin¹

1 Deutscher Wetterdienst, Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle, 0 - 4050 Halle/Saale, Am Donnersberg 12

2 Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Landwirtschaftliche Fakultät, Institut für Standortkunde und Agrarraumgestaltung, Lehrstuhl Agrarmeteorologie, 0 - 4020 Halle/Saale, Ludwig-Wucherer-Straße 75

1. EINLEITUNG

Insbesondere in niederschlagsärmeren Gebieten (z.B. Regenschattengebiet des Harzes und Thüringer Becken) oder in Trockenjahren allgemein macht sich der Wassermangel negativ auf den Pflanzenproduktionsprozeß bemerkbar. Durch optimale Zusatzwassergaben kann man Ertragseinbußen zumindest auf einem Teil der landwirtschaftlichen Nutzflächen weitgehend entgegenwirken. Die Bemessung der Wassergaben erfordert jedoch detaillierte Kenntnisse über die bestandsspezifische Evapotranspiration. Unter Nutzung des auf der Grundlage eines ungarischen Verfahrens (ANTAL 1968) entwickelten Modells von J. u. G. MÜLLER, das eine Berücksichtigung der im Jahresverlauf veränderlichen Interzeptionskapazität, der effektiv wirksamen Durchwurzelungsschichtdicke und des bei POSZA und STOLLAR (1983) beschriebenen biologisch-physiologischen Parameters eines Bestandes ermöglicht, wurden deshalb in jüngster Vergangenheit für 24 Kreise, 14 Kulturpflanzengruppen und den 10-Jahreszeitraum 1971 bis 1980 (MÜLLER u. MÜLLER 1989, MÜLLER et al. 1991 a) Halbdekadenraten der aktuellen Evapotranspiration berechnet und zu Monats- und Jahressummen verdichtet. Im Anschluß an eine in kurzen Zügen vorgenommene Erläuterung des Modells von J. u. G. MÜLLER und Hinweisen zum genutzten Datenmaterial erfolgt im Hinblick auf den Einfluß der Vegetation eine kulturbezogene Bewertung der für den Saalkreis innerhalb der Monate Mai bis August erhaltenen Verdunstungswerte.

2. THEORETISCHER HINTERGRUND DER BERECHNUNGEN

Die aktuelle Evapotranspiration einer Vegetationsdecke innerhalb eines Zeitintervalls setzt sich aus 3 Komponenten, der Evaporation unmittelbar aus dem Boden, der stomatären und cuticulären Transpiration der Pflanzen und der Interzeptionsverdunstung (Verdunstung von Benetzungswasser) zusammen. Das Verhältnis von Transpiration der Pflanzen zu Evaporation aus dem Boden wird im wesentlichen durch die Bestandesentwicklung bestimmt. Der Berechnung des gemeinsamen Anteils dieser beiden Komponenten (ET) wurde der Ansatz

$$ET = R_K \cdot PET \quad (1)$$

mit dem korrigierten Reduktionsfaktor

$$R_K = \frac{W_* + \beta}{1 + \beta} \cdot W_* + \frac{1 - W_* \cdot (W_* + \beta) / (1 + \beta)}{4} \quad (2)$$

zugrunde gelegt. Dabei entspricht PET der potentiellen Evapotranspiration, W_* dem Verhältnis von tatsächlichem pflanzennutzbarem zu maximal möglichem pflanzennutzbarem Wasservorrat in der Durchwurzelungsschicht, β dem bereits erwähnten biologisch-physiologischen Parameter und der Ausdruck $W_* \cdot (W_* + \beta) / (1 + \beta)$ dem von ANTAL (1968) entwickelten Reduktionsfaktor R, der durch MÜLLER (1987) gemäß Gleichung (2) eine additive Korrektur um $(1-R)/4$ erfahren hat. Bei der Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration wurde angenommen, daß die Verdunstung des nach Niederschlägen auftretenden Interzeptionswassers pro Zeiteinheit um 30 Prozent über der potentiellen Evapotranspiration nach TURC liegt. Es kann davon ausgegangen werden, daß während der Verdunstung von Interzeptions-

wasser, bei der ein hoher Prozentsatz der vorhandenen Energie aufgebraucht wird, der Anteil der pflanzlichen Transpiration und der Evaporation aus dem Erdreich vernachlässigbar klein ist. Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration, die für die landwirtschaftlichen Kulturpflanzenbestände um 15 % erhöht wird, erfolgte auf der Grundlage von Lufttemperatur und Sonnenscheindauer nach dem TURC-Verfahren (siehe WENDLING und SCHELLIN 1986). Zur Ermittlung der Größe W_* wurde ein Teilmodell mit zwei Sektoren, einem Entzugssektor und einem Nachlieferungssektor, entwickelt, welches nicht nur die Durchwurzelungszone, sondern die gesamte Ausschöpfungszone einbezieht, wobei für die Reduktion der potentiellen Evapotranspiration nur der Wasservorrat im Entzugssektor bedeutsam ist (MÜLLER und MÜLLER 1988 a, b). Neben dem Halbdekadenmittel der Lufttemperatur, der Halbdekadensumme der Sonnenscheindauer und des Niederschlages geht zur Berechnung der Verdunstung in den Monaten November bis Februar mit Hilfe der bei WENDLING und MÜLLER (1984) beschriebenen Methode auch das Halbdekadenmittel der relativen Luftfeuchte als meteorologische Größe in das Modellsystem ein.

3. VERWENDETES DATENMATERIAL

Als meteorologischer Modellinput stand im Falle der für den Saalkreis durchgeführten Berechnungen das Beobachtungsmaterial der meteorologischen Station Halle-Kröllwitz sowie von 20 Niederschlagsmeßstellen zur Verfügung. Auf der Grundlage der bei MÜLLER (1987) beschriebenen Verfahrensweise wurden als Kreismittel bezogen auf die Schicht 0 - 200 cm für die Feldkapazität des Bodens 522 mm und für den Welkepunkt 224 mm errechnet. Tabelle 1 gibt den für den Zeitraum Mai bis August für die Kulturpflanzengruppen Rüben und Mais verwendeten pflanzlichen Modellinput wieder. Die vegetationsabhängigen Größen für die Nutzpflanzengruppen Weizen (WZN), Roggen (RGN), Gerste (GST), Hafer (HFR), Hülsenfrüchte (HNF),

Tabelle 1: Halbdekadenwerte des biologisch-physiologischen Parameters β , der effektiv wirksame Durchwurzelungsschichtdicke Z_D in cm und der Interzeptionskapazität IK in mm für Rüben und Mais für die Monate Mai bis August

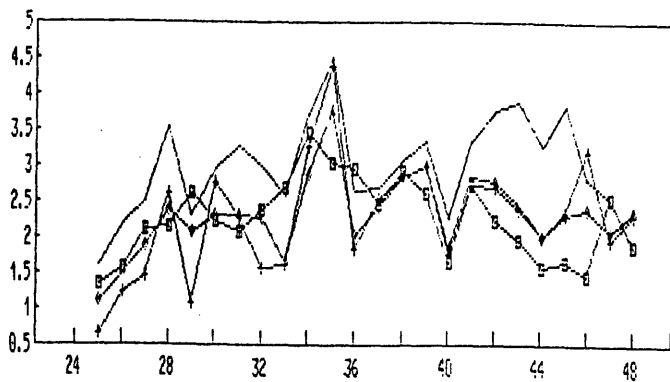
Mon.	Halbd.-Nr.	Rüben (RBN)			Mais (MS)			
		β	Z_D	IK	β	Z_D	IK	
MAI	1	25	0,00	30	0,00	0,00	30	0,00
	2	26	0,00	30	0,00	0,00	30	0,00
	3	27	0,01	30	0,01	0,00	30	0,00
	4	28	0,02	31	0,02	0,00	30	0,00
	5	29	0,03	31	0,02	0,02	30	0,05
	6	30	0,05	32	0,04	0,03	61	0,08
JUN	1	31	0,07	33	0,05	0,04	31	0,10
	2	32	0,10	34	0,08	0,05	31	0,13
	3	33	0,13	36	0,10	0,07	31	0,18
	4	34	0,16	37	0,12	0,08	32	0,20
	5	35	0,21	39	0,16	0,10	32	0,25
	6	36	0,29	43	0,22	0,13	33	0,33
JUL	1	37	0,42	48	0,32	0,18	34	0,45
	2	38	0,61	57	0,46	0,24	35	0,60
	3	39	0,78	64	0,59	0,32	36	0,80
	4	40	0,89	69	0,67	0,44	39	1,10
	5	41	0,96	72	0,72	0,55	41	1,38
	6	42	1,00	74	0,75	0,68	44	1,70
AUG	1	43	0,96	72	0,75	0,82	46	2,05
	2	44	0,91	70	0,75	0,94	49	2,35
	3	45	0,85	67	0,74	1,00	50	2,50
	4	46	0,78	64	0,74	0,97	49	2,50
	5	47	0,68	60	0,73	0,93	49	2,50
	6	48	0,57	55	0,73	0,88	48	2,50

Ölfrüchte (OLF), Kartoffeln (KTF), Klee (KL), Luzerne (LUZ), Feldfutter (FFR), Wiesen/Weiden (WW) und Obst/Gemüse (OG) sind bei MÜLLER (1987) angeführt.

4. ERGEBNISSE

MÜLLER et al. (1991 a) haben unter anderem Ergebnisse von Untersuchungen zum Evapotranspirationsverhalten landwirtschaftlicher Nutzpflanzenbestände unter den Bedingungen eines trockenen und eines feuchten Jahres vorgestellt. Abbildung 1, der Halbdekadenraten der aktuellen Evapotranspiration, die mit Hilfe des Modells von J. u. G. MÜLLER erhalten worden sind, zugrunde liegen, zeigt für den Zeitraum Mai bis August (25. - 48. Halbdekade) des in bezug auf den Wasserhaushalt im Saalkreis durchschnittlich ausgefallenen Jahres 1974 am Beispiel der Nutzpflanzengruppen Weizen, Rüben und Luzerne deutlich das sich voneinander unterscheidende Verdunstungsverhalten ver-

Abbildung 1: Aktuelle und potentielle Verdunstung, Saalkreis, 1974, 25. bis 48. Halbdekade



Verdunstung in mm/d

□ Weizen + Rüben ◇ Luzerne - PET Korr.

schiedener Vegetationsdecken. Dabei fallen die im Vergleich zum Weizen und zur Luzerne größeren Schwankungen im Verdunstungsgang bei den Rüben ins Auge. Auch Tabelle 2, welche die für den Saalkreis mit dem Modell von J. u. G. MÜLLER für alle 14 Nutzpflanzengruppen bestimmten maximalen, mittleren und minimalen Monatsraten der aktuellen Evapotranspiration für den Zeitraum Mai bis August der Jahre 1971 bis 1980 widerspiegelt, verdeutlicht die zwischen verschiedenen Pflanzenbeständen auftretenden vegetationspezifischen Unterschiede im Verdunstungsverhalten.

5. SCHLUßFOLGERUNGEN

Die Verfügbarkeit sowohl von räumlich als auch zeitlich detaillierten Angaben zu den Wasserbilanzgrößen insbesondere in industriell stark belasteten Regionen stellt in der Zukunft eine wesentliche Grundlage für effektive Planungs- und Leitungsentscheidungen im Sinne ökologischer Landnutzung und Agrarraumgestaltung dar. Aus diesem Grunde sind Untersuchungen im Hinblick auf die Wasserbereitstellung, den Wasserbedarf und die Wasserabgabe landwirtschaftlicher Kulturpflanzenbestände an die Atmosphäre zur Bewertung von Agrarökosystemen, aber auch für die Steuerung der Ertragsbildung unter

Tabelle 2: Maximale, mittlere und minimale Monatsraten der aktuellen Evapotranspiration 14 verschiedener Nutzpflanzengruppen in mm

Zeitraum: Mai bis August 1971 bis 1980, Ort: Saalkreis

Monat		WZN	RGN	GST	HFR	HNF	OLF	KTF
MAI	Max.	93	93	87	85	82	88	80
	Mittel	77	78	73	70	67	76	66
	Min.	62	63	56	50	43	62	38
JUN	Max.	96	97	95	95	91	96	88
	Mittel	78	79	76	75	66	75	63
	Min.	62	60	61	63	52	55	45
JUL	Max.	80	82	78	80	81	78	81
	Mittel	71	70	66	72	63	60	71
	Min.	55	55	49	58	41	43	54
AUG	Max.	86	83	81	90	86	79	84
	Mittel	54	51	52	57	54	50	61
	Min.	35	33	34	36	33	31	39

Monat		RBN	MS	KL	LUZ	FFR	WW	OG
MAI	Max.	80	80	93	92	85	82	89
	Mittel	66	64	77	76	73	70	76
	Min.	39	37	60	59	56	51	59
JUN	Max.	88	88	91	92	90	90	99
	Mittel	64	63	77	73	69	66	87
	Min.	46	44	69	62	56	53	81
JUL	Max.	81	84	88	84	81	81	106
	Mittel	71	69	72	73	68	66	87
	Min.	53	50	52	55	47	44	77
AUG	Max.	85	93	84	84	81	83	89
	Mittel	67	66	66	65	59	60	74
	Min.	43	40	44	43	34	37	52

Berücksichtigung des Ertragspotentials und zur standortspezifischen Kennzeichnung (Boden) unbedingt erforderlich. Ausgehend von der Tatsache, daß zwischen pflanzlichem Biomassezuwachs und der Verdunstung als komplexer meteorologischer Größe und als Bindeglied zwischen Wasser- und Wärmehaushalt eine enge Korrelation besteht, können mit dem Modell von J. u. G. MÜLLER die Folgen verschiedener künftiger Landnutzungsvarianten bezüglich Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Versickerung unter Berücksichtigung möglicher Klimaänderungen abgeschätzt werden (MÜLLER et al. 1991 b).

6. LITERATUR

ANTAL, E.: Az öntözés előrelézése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés, Budapest 1968, 147 S.

MÜLLER, J.: Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete in ausgewählten Vegetationsabschnitten und deren statistische, modellmäßige und kulturbezogene Bewertung. Diss. A., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1987

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 1. Mitt.: Beschreibung des zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von Kulturpflanzenbeständen erarbeiteten Modells. Z. Meteorol., Berlin 38(1988 a)5, S. 332-336

MÜLLER, J. u. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 2. Mitt.: Überprüfung des Modells von J. u. G. MÜLLER am Beispiel Kartoffel auf lehmigem Sand. Z. Meteorol., Berlin 38(1988 b)6, S. 361-365

MÜLLER, J. U. MÜLLER, G.: Berechnung der Verdunstung landwirtschaftlicher Produktionsgebiete. 3. Mitt.: Ermittlung gebietsbezogener Verdunstungswerte durch Anwendung des Modells von J. MÜLLER und G. MÜLLER. Z. Meteorol., Berlin 39(1989)3, S. 142-149

MÜLLER, J.; MÜLLER, G.; KRÜGER, R. u. THOMÄ, M.: Zum Evapotranspirationsverhalten landwirtschaftlicher Nutzpflanzenbestände in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen. Z. Meteorol., Berlin 41(1991 a)2, S. 130-141

MÜLLER, J.; KRÜGER, R. u. SCHELLIN, H.G.: Zum Trend der Evapotranspiration im Zeitraum 1901 - 1985. - Eine Untersuchung auf der Grundlage von Modellrechnungen für einen Standort im mitteldeutschen Raum. DWD intern Nr. 41, Beiträge zur Agrarmeteorologie Nr. 3/91 b, Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., 1991, S. 1 - 9

POSZA, I. u. STOLLAR, A.: A tényleges párolgás számításához használt növénykonstansok értékei többévi mérés alapján. Időjárás, Budapest 88(1983)3, S. 170-177

WENDLING, U. u. MÜLLER, J.: Entwicklung eines Verfahrens zur rechnerischen Abschätzung der Verdunstung im Winter. Z. Meteorol., Berlin 34(1984)2, S. 82-85

WENDLING, U. u. SCHELLIN, H.G.: Neueste Ergebnisse zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration. Z. Meteorol., Berlin 36(1986)3, S. 214-217

UNTERSUCHUNGEN ZUM EINFLUSS DER WITTERUNG AUF DEN CO₂-Gehalt DES BodENS (UNTER BRACHE, GRAS, HAFER UND KARTOFFELN)

Müller, Georg; Müller, Jurik; Jalab, Adham
Institut für Standortkunde und Agrarraumgestaltung der Martin-Luther-Universität
Halle-Wittenberg, Ludwig-Wucherer-Str. 79, O-4020 Halle/S.
Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle Halle,
Am Donnersberg 12, O-4050 Halle/S.

1 AUFGABENSTELLUNG

Die ständige Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre und damit verbundene Gefahren für das Klima erfordern eine Erweiterung der Kenntnisse über die Qualität und Quantität des vielseitigen Kohlenstoffkreislaufes. Eine wesentliche Komponente dieses Kreislaufes ist die CO₂-Bildung und -Abgabe des Bodens.

Dem derzeitigen Kenntnisstand entsprechend wird die CO₂-Bildung im Boden primär durch die Bodentemperatur und -feuchte beeinflusst, andere Witterungsparameter haben mittelbare Wirkung.

Die Quantifizierung des Witterungseinflusses auf die Bodenatmung im Freiland ist durch zeitlich differenzierte, standort- und nutzungsspezifische Verhältnisse sowie die zeitliche Änderung des Atmungspotentials erschwert, so daß gleiche Temperaturfeuchte-Konstellationen zu verschiedenen Jahreszeiten unterschiedliche standort- und nutzungsspezifische Bodenatmungswerte bewirken werden.

Ziel der am Lehrstuhl Agrarmeteorologie der Martin-Luther-Universität durchgeführten Arbeiten ist es unter anderem, zu einer weiteren Klärung und Quantifizierung des Einflusses der Witterung auf die CO₂-Konzentration der Bodenluft beizutragen.

2 MATERIAL UND METHODE

Grundlage der Untersuchungen war der Dauerversuch ZÖ I in der agrarmeteorologischen Station Zöberitz bei Halle.

Parallel zum Stationsbetrieb werden im ZÖ I während der Vegetationsperiode wöchentlich die Bodenfeuchte, der CO₂-Gehalt der Bodenluft, sowie täglich die Extremwerte der Lufttemperatur 5 cm über dem Boden im Bestand und die Bodentemperatur in 5, 10 und 20 cm Tiefe in 9 Kulturen, Gras und Brache gemessen.

Die Bestimmung des CO₂-Gehaltes der Bodenluft unter Feldbedingungen erfolgte nach der Methode von MÜLLER (1978).

3 ERGEBNISSE

Im Mittel des Zeitraums 1980...1990 sind in der Vegetationsperiode die CO₂-Gehalte des Bodens unter Brache am geringsten, bei Gras wurde die höchste Atmungsaktivität gemessen dazwischen liegen die Kulturen Kartoffeln

und Hafer. Die Abstufungen sind in den einzelnen Jahren sehr differenziert. Im Durchschnitt der 4 Kulturen ergaben die Jahre 1980, 1981, 1984 höhere und die Jahre 1983, 1986 und 1990 geringere CO₂-Konzentration. Die Schwankung der Werte von Jahr zu Jahr ist größer als die Differenzierung zwischen den Kulturen.

Im zeitlichen Verlauf der CO₂-Konzentration der Bodenluft besteht ein deutliches Maximum in allen Kulturen Mitte Juni. Bis zum Maximum ist eine Parallelität der CO₂-Konzentration zur Bodentemperatur vorhanden, danach zur Bodenfeuchtigkeit. Der Rückgang im Sommer ist durch Trockenheit, Mangel an leicht verwertbarer organischer Substanz, Abnahme der Wurzelaktivität, bodenbiologische Änderungen u.a. bedingt.

Man kann davon ausgehen, daß bis zum Erreichen des Maximums der CO₂-Konzentration die Bodenfeuchte im Optimalbereich lag und erst unter einem Grenzwert dezimierend auf die Bodenatmung wirkt. Die ermittelten Bodenfeuchtegrenzwerte betragen bei Hafer 20.4 Vol.%, Gras 21.2 Vol.%, Brache 24.8 Vol.% und bei Kartoffeln 20.2 Vol.%.

Sehr umfangreiche statistische Analysen (JALAB 1991) unter Einbeziehung aller parallel erfaßten Witterungs- und phänologischen Daten der Station Zöberitz zeigten, daß die Faktoren Bodentemperatur und Bodenfeuchte in verschiedenen phänologischen Entwicklungsphasen auf die CO₂-Konzentration der Bodenluft differenziert wirken und daß allein mit agrarmeteorologischen Größen die Dynamik der CO₂-Konzentration im Boden nicht ausreichend klärbar ist.

Im Laborexperiment ermittelte quantitative Zusammenhänge zwischen CO₂-Gehalt, Bodentemperatur und -feuchte sind nicht auf natürliche Feldbedingungen übertragbar.

Im Poster werden dargestellt:

- Abb.1: Dauerversuch ZÖ I, Versuchsplan und Durchführung ab 1988
- Abb.2: Funktionsschema der Freilandversuchsanlage zur Bestimmung des CO₂-Gehaltes im Boden
- Abb.3: Verlauf der CO₂-Konzentration der Bodenluft unter verschiedenen Kulturen im Mittel der Jahre 1980...1990,
- Abb.4: Verlauf: CO₂-Konzentration der Bodenluft, Bodentemperatur (10 cm Tiefe), Bodenfeuchte (0...30 cm) im Kartoffelbestand, Mittel 1980...1987, geglättet über 5 Wochen, Station Zöberitz

4 LITERATUR

MÜLLER, G.: Die Bodenatmung, ein Kriterium der Reproduktion der Bodenfruchtbarkeit. Diss. B., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1978

JALAB, A.: Untersuchungen zum Einfluß der Witterung auf den CO₂-Gehalt des Bodens unter Brache, Gras, Hafer und Kartoffeln. Diss. A., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1991

Abb.1:

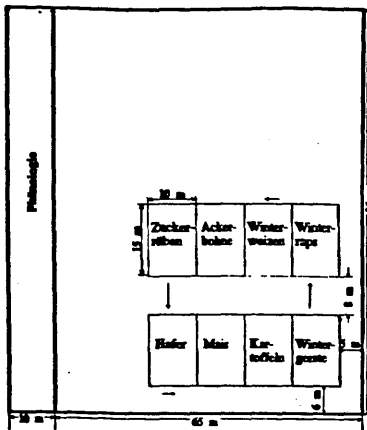


Abb.2:

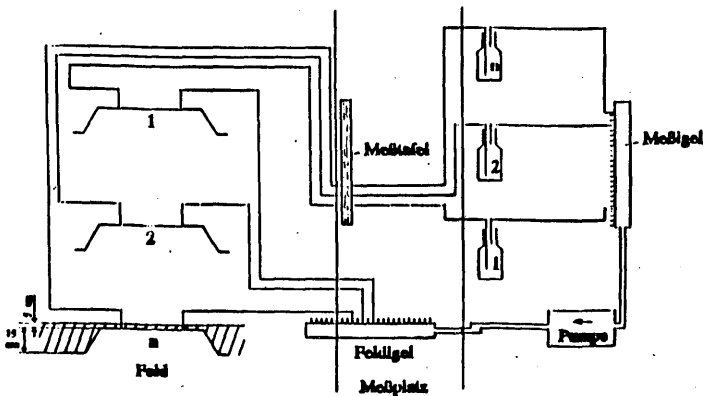


Abb.3:

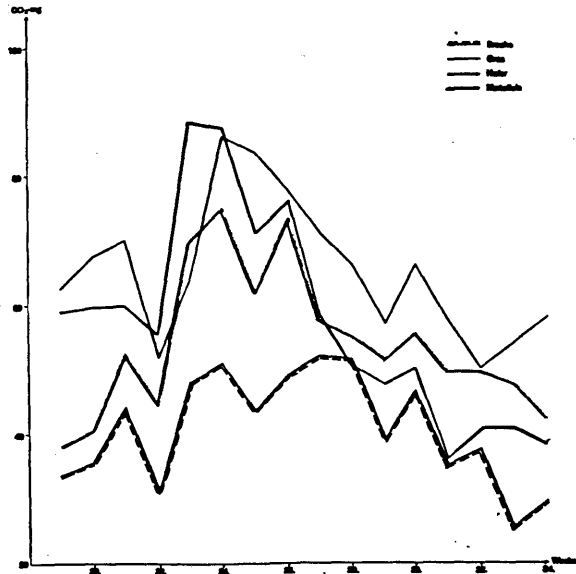
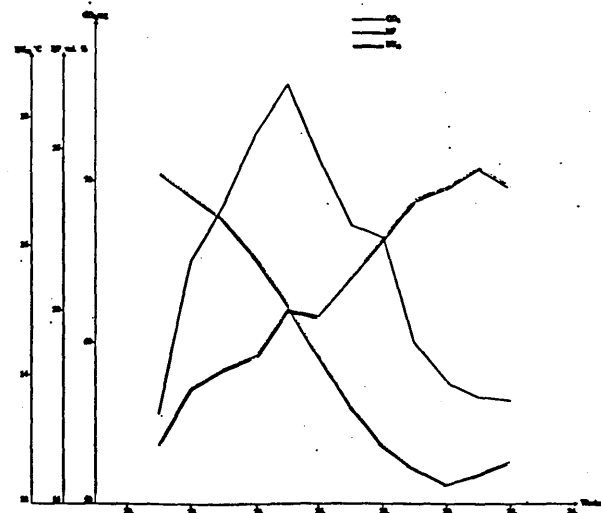


Abb.4:



DIE REALZEITMÄSSIGE OPERATIONELLE NUTZUNG VON NOAA/TIROS-N HRPT UND METEOSAT DATEN

K. Dieter Klaes

Amt für Wehrgeophysik, Mont Royal, D-5580 Traben-Trarbach

1 EINFÜHRUNG

Seit August 1989 werden die Nutzer der Beratungszentrale des Amtes für Wehrgeophysik quasi realzeitmäßig mit HRPT (High Resolution Picture Transmission) Daten auf dem Interaktiven Graphischen System (IGS) versorgt. Ende 1991 ist die Versorgung mit METEOSAT PDUS (Primary Data User Station) Daten hinzugekommen. Alle "konventionellen" meteorologischen Daten wie SYNOPSIS, METARS, AIREPS, Modellergebnisse, sowie alle Satellitendaten, können zusammen auf einer polarstereographischen Projektion von Mitteleuropa korrekt positioniert/navigiert dargestellt werden.

Die Nutzung von von Satellitendaten mit einem Interaktiven Graphischen System ist eine wesentliche Verbesserung gegenüber der vorherigen Nutzung von nicht entzerrten und nicht navigierten Schwarz/Weiß Papierbildern.

2 HARDWARE

Im Amt für Wehrgeophysik ist das DV-System GEOVOR zur Verarbeitung des großen meteorologischen — ein- und ausgehenden — Datenstroms installiert. Die im Jahr 1988 installierte Subkomponente Satelliten daten Verarbeitungsanlage (SaDaVa), (KLAES, 1990), bietet die Möglichkeit, Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Daten in Realzeit zu verarbeiten. Es gibt zwei Hauptkomponenten der Hardware (Fig. 1):

1. den Prozessierungs Teil, bestehend aus

- Prozessierungsteil NOAA/HRPT mit folgenden Aufgaben:
 - Datenempfang
 - Datenvorprozessierung, z.B. Navigation der Daten (KLAES und GEORG, 1991),
 - Datenprozessierung, z.B. Kalibrierung,

- Erstellung von IGS Bildern, Aktualisierung der Satellitendatenbasis
- Verteilung der Daten an die IGS VAXen über ETHERNET

- Prozessierungs teil METEOSAT mit den gleichen Aufgaben wie oben, aber für METEOSAT Daten.

2. Der Graphik Teil ist eine μ VAX II. Sie steuert zwei RAMTEK 4660 Graphik Controller mit 20 individuell programmierbaren Bit-Ebenen. 12 davon werden für das IGS genutzt, die verbleibenden 8 Bit werden zur Satellitenbild Darstellung benutzt. Die Bilder werden auf einem 1280 x 1024 Pixel Farbmonitor dargestellt.

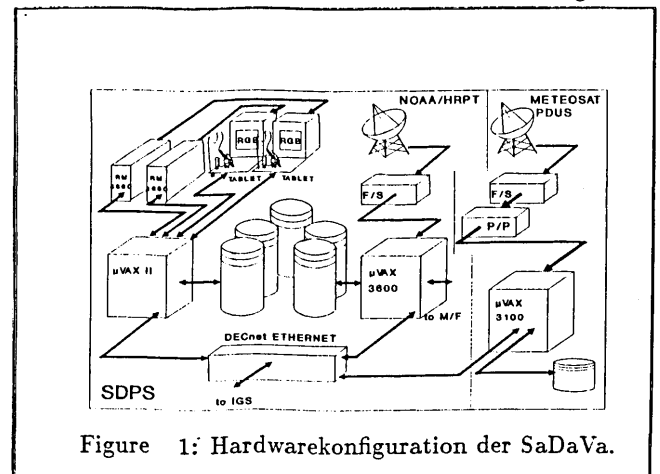


Figure 1: Hardwarekonfiguration der SaDaVa.

3 PRODUKTE

3.1 ROUTINE VERARBEITUNG

Die Routine Verarbeitung ist in einen Realzeit Anteil und in einen Nicht Realzeit Anteil aufgeteilt.

3.1.1 REALZEIT VERARBEITUNG

Realzeit Verarbeitung wird 24 Stunden am Tag an 7 Tagen in der Woche durchgeführt.

Die Daten eines NOAA Überfluges werden in Realzeit navigiert und kalibriert und stehen dem Nutzer etwa fünf

Minuten nach Ende des Überfluges (verarbeitet werden ca. 95 MByte pro Überflug) an seinem Arbeitsplatz zur Verfügung. Die Navigation beruht auf einem von KOSLOWSKY (1977) entwickelten Verfahren und ist bei KLAES und GEORG (1991) detailliert beschrieben. Die METEOSAT Bilder werden nach Sendeliste realzeitmäßig empfangen und zu den IGS-Arbeitsplätze transferiert.

3.1.2 NICHT REALZEIT VERARBEITUNG

Hier werden Verfahren angewendet, die viel Rechenzeit erfordern und die nicht auf jeden Datensatz angewendet werden müssen.

3.2 SONDER VERARBEITUNG

Sonderverarbeitung heißt, daß spezielle Verfahren wie z.B. See-Eis Erkennung oder die Verarbeitung von Daten der SPOT oder LANDSAT Satelliten durchgeführt werden.

4 AUSBLICK

Mit Beginn des Jahres 1992 werden die Daten des TOVS Instrumentes der NOAA/TIROS-N Satelliten auf der Sa-DaVa prozessiert. Benutzt werden dazu die Software Pakete "3I" (Improved Initialization Inversion) (Chedin et al, 1985, KLAES et al., 1991) und ITPP (International TOVS Retrieval Package) (Smith et al., 1984).

LITERATUR

CHEDIN, A., N. A. SCOTT, C. WAHICHE and P. MOULINIER: The Improved Initialization Inversion Method: A High Resolution Physical Method for Temperature Retrievals from Satellites of the TIROS-N Series. J. of Climate and Applied Meteorology, (1985) Vol. 24, No. 2, 128-143.

GEMEIN, Hans Peter, Manfred ENGELS und Dieter SCHIESSL: An Operational Interactive Graphics System. Fachliche Mitteilungen Nr. 302, Amt für Wehrgeophysik (1982), Traben-Trarbach, 31 pp.

KLAES, K. Dieter: A System for Operational Realtime Satellite Data Processing. Fifth Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, September, 3 - 7, 1990, London, England, American Meteorological Society (1990), 414 - 415.

KLAES, K. Dieter, Bernard BONNET and Juan ESCOBAR: A 3I-VAX Version. A System to process TOVS-data from the antenna to the end-product. Technical Report. LMD Internal Note No.164 (1991), 50 pp.

KLAES, K. Dieter und Rüdiger GEORG: An efficient algorithm to process NOAA-AVHRR Data in Real Time. Accepted by Remote Sensing of the Environment. (1991).

KOSLOWSKY, D.: Digitale Bearbeitung der am Meteorologischen Institut der FU empfangenen Scanning Radiometerdaten der NOAA-Wettersatelliten. Teil IV: Geographische Entzerrung und Darstellung in stereographischer Landkartenprojektion. Beilage zur Berliner Wetterkarte des Instituts für Meteorologie der Freien Universität Berlin (1977), 31 pp.

SMITH, W.L., H.M. WOOLF, C.M. HAYDEN, A.J. SCHREINER and J.M. Le MARSHALL: The Physical Retrieval TOVS Export Package. First International TOVS Study Conference, Tech. Proc. (1984).

DIE BESTIMMUNG DER TROCKENEN DEPOSITION VON AEROSOLPARTIKELN AUF WALDFLÄCHEN MIT DER KONZENTRATIONSMETHODE

Klaus Peters

Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung, Abteilung Klimatologie
Postfach 101251
W-8580 Bayreuth

1 EINFÜHRUNG

Als *Konzentrationsmethode* wird das Verfahren zur Bestimmung von Stoffeinträgen auf Vegetationsdecken bezeichnet, bei dem der Vertikalfluß F als Produkt der luftgetragenen Konzentration c oberhalb des Bestandes und einer Depositionsgeschwindigkeit v_g errechnet wird. Zur Bestimmung von v_g kann ein mathematisches Modell dienen, in das wichtige meteorologische Parameter und Kenngrößen zur Morphologie der Vegetation eingehen.

Im folgenden wird ein Modell dieser Art vorgestellt, mit dem v_g für verschiedene Fichtenbestände ermittelt wurde (PETERS und EIDEN, 1992). Anschließend werden einige Probleme bei der Anwendung auf horizontal inhomogene Bestände diskutiert.

2 DAS MODELL

Das Modell basiert auf den Arbeiten von BACHE (1979a,b, 1984) zur Deposition von Nebeltröpfchen auf Pflanzenteile durch Impaktion und Sedimentation. Um die Anwendbarkeit auf kleinere Partikel auszuweiten, wurde die Beschreibung der Partikeldiffusion durch die laminare Grenzschicht über Pflanzenoberflächen neu hinzugefügt. Der Partikeltransport innerhalb des Kronendaches wird simuliert durch eine Beziehung, die turbulente Diffusion und Sedimentation berücksichtigt.

Hohe Vegetation, wie z.B. Wald, wird in mehrere vertikal homogene Intervalle unterteilt. Auf jedes dieser Intervalle wird eine analytische Lösung des Massentransportmodells angewendet. Ausgehend von Anfangswerten wird schrittweise die Vertikalverteilung von v_g und c errechnet. Die wesentlichen Eingabeparameter sind die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit $u(z)$, der Temperatur $\Theta(z)$ und der Bestan-

desdichte $\rho(z)$ (= Oberfläche der Vegetation pro Volumeneinheit des Kronenraumes). Für Fichtenwald kann $\rho(z)$ mit einer Chi-Quadrat-Funktion aus dem Blattflächenindex (LAI) errechnet werden, wenn direkte Messungen fehlen.

3 ERGEBNISSE

Das Modell wurde auf je einen Fichtenbestand im Fichtelgebirge (Station Wülfersreuth) und im Bayerischen Wald (Station Schachtenau, Nationalpark) angewendet. Abb. 1 zeigt v_g in Abhängigkeit vom Partikeldurchmesser d_p für ausgewählte Meßzeiträume. Obwohl der Bestand im Fichtelgebirge niedriger ist (mittlere Höhe $\bar{h} = 16,5$ m) als der im Bayerischen Wald ($\bar{h} = 28$ m), sind die Depositionsgeschwindigkeiten im Fichtelgebirge höher, was durch höhere Windgeschwindigkeiten während der Meßperioden erklärt

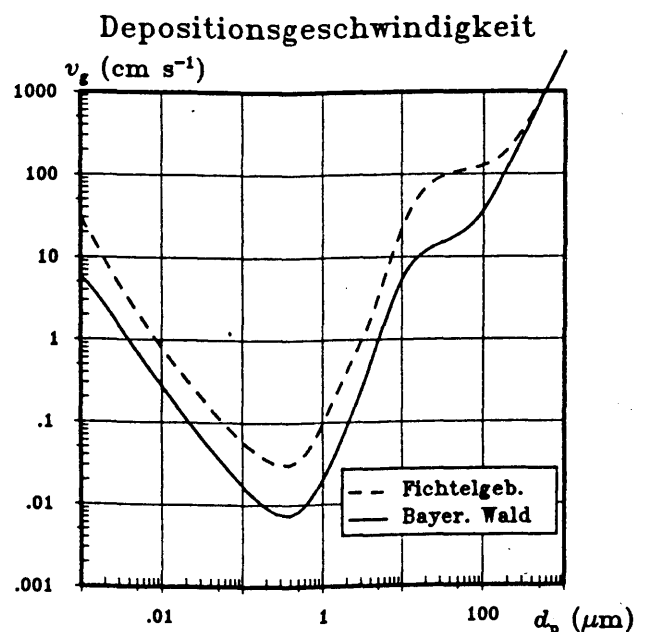


Abb. 1. Mittlere Depositionsgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Partikeldurchmesser für zwei verschiedene Fichtenwälder.

werden kann. Mit Hilfe von Messungen der größen-spezifischen Konzentration der Aerosolpartikel können daraus Materialflüsse errechnet werden.

4 DISKUSSION

Der Vorteil dieser Methode zur Bestimmung von v_g liegt darin, daß die meisten Parameter für das mathematische Modell innerhalb des Bestandes gemessen werden. Damit wird das Verfahren auch für Bestände in horizontal inhomogenem Gelände anwendbar, wo klassische mikrometeorologische Verfahren (z.B. die Gradientenmethode) nicht mehr brauchbar sind. Der Meßort im Fichtelgebirge weist ebenfalls eine geringe Neigung des Geländes und Änderungen der Bestandeshöhe innerhalb kurzer Distanzen auf. Die ermittelten Depositionsflüsse gelten deshalb zunächst nur für den Ort, an dem die Meßdaten gewonnen wurden. Es ist jedoch bekannt, daß das vertikale Windprofil nach Änderungen der Oberflächenbeschaffenheit innerhalb von Pflanzendächern in einer kürzeren Distanz horizontale Homogenität erreicht, als das oberhalb der Vegetation der Fall ist (FRITSCHEN, 1985). So erscheint die Extrapolation der Ergebnisse auf einen größeren Umkreis um den Meßpunkt möglich.

Dennoch ergeben sich Probleme bei der Abschätzung der turbulenten Diffusion im Kronenraum. Für jedes Höhenintervall werden Werte für die Schubspannungsgeschwindigkeit $u_*(z)$ und für den turbulenten Diffusionskoeffizienten $K_M(z)$ benötigt. Sie werden aus dem gemessenen Windprofil errechnet durch

$$u_*(z) = l(z) \frac{du}{dz} \Phi_M^{-1} \quad (1)$$

und

$$K_M(z) = l^2(z) \frac{du}{dz} \Phi_M^{-2}. \quad (2)$$

Der Stabilitätsparameter Φ_M wird aus $\Theta(z)$ errechnet. Schwierigkeiten bereitet die Angabe der Mischungslänge $l(z)$ im Bestandesinneren. Es wurde dazu eine grobe Abschätzung von UNDERWOOD (1987) verwendet, in die die Verdrängungshöhe d eingeht. Danach gilt in Höhen z über dem Niveaue $z - d$: $l(z) = k(\bar{h} - d)$ und darunter $l(z) = kz$ (k = von-Kármán-Konstante). Die Bestimmung von d bereitet im Fich-

telgebirge jedoch Schwierigkeiten, weil dazu ein logarithmisches Windprofil über dem Bestand vorhanden sein muß. In heterogenem Gelände ist diese Voraussetzung in der Regel nicht erfüllt.

5 SCHLUSSFOLGERUNG

Trotz dieser Einschränkungen erscheint dieser Weg zur Bestimmung von v_g in weniger homogenem Gelände vielversprechend. Es liegen in der Literatur zahlreiche Experimente zur Abscheidung von Partikeln an Hindernissen vor. Wenn es gelingt, die aerodynamischen Verhältnisse im Bestandesinneren noch genauer zu beschreiben, sollte eine zuverlässige Angabe des Depositionsflusses von Partikeln möglich sein.

LITERATUR

- BACHE, D. H.: Particle transport within plant canopies— I. A framework for analysis. *Atmos. Environ.* **13** (1979a) S. 1257–1262
- BACHE, D. H.: Particle transport within plant canopies— II. Prediction of deposition velocities. *Atmos. Environ.* **13** (1979b) S. 1681–1687
- BACHE, D. H.: Prediction of the bulk deposition velocity and concentration profiles within plant canopies. *Atmos. Environ.* **18** (1984) S. 2517–2519
- FRITSCHEN, L. J.: Characterization of boundary conditions affecting forest environmental phenomena. In *The Forest-Atmosphere Interaction* (hrsg. von B. A. Hutchison und B. B. Hicks) Dordrecht: Reidel 1985.
- PETERS, K.; EIDEN, R.: Modeling the dry deposition velocity of aerosol particles to a spruce forest. *Atmos. Environ.* im Druck (1992)
- UNDERWOOD, B. Y.: Dry deposition to a uniform canopy: evaluation of a first-order-closure mathematical model. *Atmos. Environ.* **21** (1987) S. 1573–1585.

FLÄCHENMÄSSIGE DARSTELLUNG DER VERDUNSTUNG DURCH GITTERPUNKTWERTE

Trampf, Walter

Deutscher Wetterdienst, Abt. Agrarmeteorologie
Frankfurter Str. 135
6050 Offenbach/Main

1 Potentielle Evapotranspiration nach HAUDE

Die Evapotranspiration setzt sich aus der Verdunstung des Bodens und des dazugehörigen Bewuchses zusammen. Dabei wird zwischen der tatsächlichen (ETA) und der potentiellen Evapotranspiration (ETP) unterschieden. Die ETP beschreibt die maximale Wassermenge, die ein bewachsener Boden bei einem stets ausreichenden Bodenwassergehalt verdunsten kann.

Von den zahlreichen Beziehungen zur Berechnung der ETP wird im Bereich des DWD bevorzugt die Formel von HAUDE benutzt. Diese errechnet die tägliche ETP durch das mit einem Faktor multiplizierte Sättigungsdefizit zum Klimatermin II. Der HAUDE-Faktor ist von der betrachteten Kultur, über der die ETP errechnet werden soll, und vom jeweiligen Monat abhängig.

2 Herleitung von Gitterpunktwerten der ETP

Um die Verdunstung flächenmäßig erfassen zu können, wurden mit dem Verfahren von HAUDE an 320 Stationen des klimatologischen Beobachtungsnetzes (Gebiet der Bundesrepublik vor dem 3. Oktober 1990) Tageswerte der ETP und daraus Monatswerte errechnet. Das ausgewählte Gitterpunktnetz deckt im Abstand von 300" (ca. 9 km) in Süd-Nord-Richtung und von 500" (ca. 10 km) in West-Ost-Richtung das Untersuchungsgebiet ab. Der Höhenwert eines jeden Gitterpunktes stellt einen mittleren Wert des Gebiets um den jeweiligen Gitterpunkt dar. Dadurch wird das Landschaftsbild nur angenähert dargestellt. Für jeden Gitterpunkt wurden alle im Umkreis von 50 km an Klimastationen errechneten Werte der ETP herangezogen. Da Untersuchungen einen sehr guten linearen Zusammenhang zwischen den Stationshöhen und den Monatswerten der ETP - vor allem bei Höhen oberhalb von 100 m NN - ergaben, konnten diese auf die Gitterpunkte

reduziert werden.

Bei Gitterpunkten unterhalb von 100 m Höhe wurden nur die Verdunstungswerte derjenigen Klimastationen auf die Höhe des Gitterpunktes reduziert, die eine Höhe von mehr als 100 m aufwiesen.

Die Berechnung des Gitterpunktwerts der ETP erfolgt durch die Beziehung:

$$VSg = \frac{\sum_{i=1}^n VSr(i)/A(i)}{\sum_{i=1}^n 1/A(i)}$$

VSg ETP Wert am Gitterpunkt

n Anzahl der Klimastationen im Umkreis von 50 km

VSr(i) auf Gitterpunkthöhe reduzierter ETP Wert der Klimastation i

A(i) Abstand der Station i zum Gitterpunkt

Durch den beschriebenen Ansatz ist gewährleistet, daß die dem Gitterpunkt näher gelegenen Stationen bei der Berechnung der ETP am Gitterpunkt überproportional stärker berücksichtigt werden als entferntere Stationen.

Die Ergebnisse sind im Kartensatz: "Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland, Zeitraum 1951 - 1980" dokumentiert. Die Teile 1 und 2 enthalten Karten mit Gitterpunktwerten der ETP über Gras, Winterweizen, Mais, Zuckerrüben, Winter- und Sommergerste sowie mittelfrühen und späten Kartoffeln.

3 Literatur

DOMMERMUTH, H. u. TRAMPF, W.

Die Verdunstung in der Bundesrepublik Deutschland Zeitraum 1951 - 1980

Teil 1 (1990)

Teil 2 (1991)

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
Offenbach am Main

Mikrometeorologische Messungen im Wattenmeer

H. Lohse, A. Müller, H. Siewers

Institut für Physik, GKSS-FORSCHUNGSZENTRUM GEESTHACHT GMBH

Die physikalischen Energieumsätze an der Oberfläche von Wattsedimenten und Salzwiesen als treibende Kräfte von Verdunstung, Porenwasserbewegung und Stoffaustausch in den Sedimenten des Wattenmeeres werden mit mikrometeorologischen Methoden quantifiziert. Diese Daten dienen als Eingangsgrößen für physikalische, chemische und biologische Untersuchungen an der Grenzfläche Sediment-Wasser-Atmosphäre sowie zur Ableitung von Parametrisierungen für numerische Modelle.

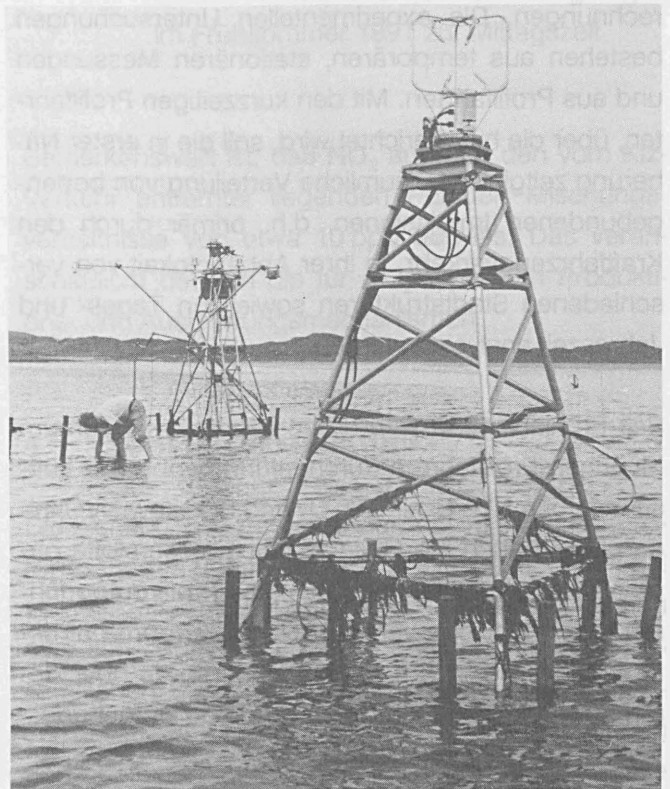
Im Rahmen des Ökosystem-Forschungsvorhabens "Sylter Wattenmeer: Austausch-Prozesse (SWAP)" stellt dieses Vorhaben für andere Teilprojekte die benötigten meteorologischen Eckdaten bereit. Insbesondere wird der Energieaustausch zwischen dem Wattboden und der Atmosphäre unter Berücksichtigung der asynchron zueinander verlaufenden Tide und des Tag-Nachtganges erfaßt und die aktuelle Verdunstung im Untersuchungsgebiet berechnet. Gemessen werden die Parameter Windgeschwindigkeit und -richtung, Lufttemperatur, -feuchte und -druck, Niederschlag, Strahlungsbilanzen, Sonnenscheindauer und -stand, Wasserbedeckung, Wellenbewegung, Wasser- und Bodentemperaturen, der Bodenwärmefluß, Bodenwassergehalt, die Bodenfeuchte und die turbulenten Flüsse von Impuls, Feuchte und fühlbarer Wärme.

Das System zur direkten Messung der turbulenten Energie- und Impulsflüsse besteht aus einem Ultraschall-Anemometer-Thermometer SONIC (Windvektor und Temperatur mit ca. 20 Hz) und einem Lyman-Alpha-Hygrometer (Feuchte mit > 20 Hz), verbunden mit einer absoluten Temperatur- und Feuchtebestimmung zur halbminütigen Eichung (Meßgrößen: Trocken-, Feuchttemperatur und Druck). Mit einem GKSS-Spezialinterface und Programmen werden die Daten einem Rechner zugeführt und on-line umgerechnet in die Absolutwerte des Windvektors, der Temperatur und Feuchte sowie deren Auto- und Kreuzkorrelationen. Daraus werden die über ein vorgegbares Mittelungsintervall gemittelten Flüsse von Impuls, fühlbarer und (mit Verdunstung und Kondensation von Wasserdampf verbundener) latenter Wärme berechnet. Die Aufnahme von Turbulenzspektren und die Bestimmung höherer Korrelationen sind möglich. Zur gleichzeitigen Bilanzierung an den Oberflächen verschiedener Watttypen und unter-

schiedlicher Wattvegetationen stehen mehrere dieser Meßsysteme zur Verfügung.

In der Vorlaufphase des Projektes SWAP wurden die Daten von Anfang Juni bis Ende August 1990 über dem Sandwatt des Sylter Königshafens bei List erfaßt, aufbauend auf ein mikrometeorologisches Experiment MIMEX89 vom 10.9. bis 30.10.89 am gleichen Standort mit Voruntersuchungen und Gerätetests. Das Vorhaben wird in der SWAP-Hauptphase fortgesetzt.

Die untenstehende Abbildung zeigt vorn rechts den Meßmast für die Turbulenzmessungen im Watt, dahinter einen Geräteträger mit Sensoren, Rechner und Datenerfassungsanlage zur Messung der übrigen meteorologischen Parameter.



Meßstation im Watt

Literatur:

LOHSE, H.; APEL, U.; CLAUSSEN, M.; MÜLLER, A.; SIEWERS, H.: Ein Meßsystem für turbulente Flüsse in der bodennahen Grenzschicht. GKSS 90/E/37

PROFILFAHRTEN ZUR UNTERSUCHUNG DER RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN VARIABILITÄT VON BODENNAHEN IMMISSIONEN IM BALLUNGSRAUM MÜNCHEN

Christoph Hausteil und Helmut Mayer
Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München
Amalienstraße 52, W-8000 München 40

1 EINLEITUNG

Der Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München (LfBAM) führt seit Januar 1989 im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen das Forschungsvorhaben "Immissionen durch Kraftfahrzeugverkehr in Ballungsräumen", abkürzend IMKRAL genannt, durch. IMKRAL beinhaltet experimentelle Untersuchungen mit einem speziellen lufthygienischen Meßwagen sowie Simulationsberechnungen. Die experimentellen Untersuchungen bestehen aus temporären, stationären Messungen und aus Profilfahrten. Mit den kurzzeitigen Profilfahrten, über die hier berichtet wird, soll die in erster Näherung zeitgleiche, räumliche Verteilung von bodengebundenen Immissionen, d.h. primär durch den Kraftfahrzeugverkehr, in ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Stadtstrukturen sowie von Tages- und Jahreszeit analysiert werden.

Seit Frühjahr 1990 werden im gesamten Großraum München Profilfahrten durchgeführt, wobei die Luftschadstoffe NO, NO₂, CO, O₃ und SO₂ sowie in einigen Fällen auch die Gesamtkohlenwasserstoffe ohne Methan gemessen werden. Die Profilrouten führen durch typische versiegelte und begrünte Strukturen einer Großstadt wie München sowie über deren Randbereich hinaus in die ländliche Umgebung.

2 MESSMETHODIK

Für die Messungen wird ein spezieller lufthygienischer Meßwagen auf der Basis eines VW-Transporters verwendet, wodurch auch engere Stadtstrukturen untersucht werden können. Der Meßwagen ist mit entsprechenden Gasanalysegeräten, meteorologischen Meßwertgebern sowie einer Datenerfas-

sungsanlage ausgerüstet. Die Stromversorgung aller Systeme des Meßwagens erfolgt über Akkus in einem Anhänger bzw. bei temporären, stationären Messungen über einen örtlichen Stromanschluß. Beim Akkubetrieb reicht die elektrische Energie für einen kontinuierlichen Meßbetrieb von ca. 8 Stunden.

Während bei den temporären, stationären Untersuchungen neben den genannten gasförmigen Luftschadstoffen auch die zur Charakterisierung der atmosphärischen Austauschbedingungen notwendigen meteorologischen Parameter erfaßt werden, beziehen sich die Profiluntersuchungen nur auf die kontinuierliche Messung der Luftschadstoffe. Dabei liegt ein Scanintervall von 10 s zugrunde. Die Probenahme erfolgt in 2 m Höhe über Grund und ca. 50 cm vor dem Meßwagen. Durch ein sekundengenaueres Protokollieren der markanten Punkte auf der Profilroute ist, unter Berücksichtigung der Verzögerungszeit der Gasanalysegeräte (ca. 30 s), eine ziemlich exakte Zuordnung von Meßpunkten zu Immissionsmeßwerten möglich. Ferner werden für die Interpretation der Immissionsmeßwerte die Verkehrsmodi während der Profilfahrten festgehalten sowie meteorologische Daten (u.a. Überdachwindrichtung und -windgeschwindigkeit) von der LfBAM-Dachstation herangezogen.

3 ERGEBNISSE

Als exemplarisches Resultat der Profilmessungen werden hier die Ergebnisse für die Profilroute "Englischer Garten" erläutert, die durch das nördliche Stadtzentrum von München führt. Sie beginnt beim LfBAM, führt durch die dicht befahrene Ludwig-/Leopoldstr. mit beiderseits hoher Randbebau-

ung durch den Englischen Garten und dann über die Prinzregentenstr. und den Altstadttringtunnel (hohe Verkehrsbelastung) zurück zum Ausgangspunkt. Die 10 markanten Punkte, für die die Abb. 1 Ergebnisse enthält, sind in der Tab. 1 genauer beschrieben.

Tab.1: Ausgewählte Meßpunkte auf der Profilroute "Englischer Garten"

Nr.	Punkt
1	Universitätshof (LfBAM)
2	Schellingstr./Leopoldstr.
3	Leopoldstr./Martiusstr.
4	Einfahrt "Englischer Garten"
5	Engl. Garten, Chinesischer Turm
6	Ausfahrt "Englischer Garten"
7	Öttingenstr./Prinzregentenstr.
8	Altstadtringtunnel
9	Theresienstr./Türkenstr.
10	Universitätshof (LfBAM)

Die Abb. 1 zeigt den mittleren Verlauf der Mischungsverhältnisse von NO, NO₂ und O₃ an den Meßpunkten aus der Tab. 1. Die dargestellten Werte resultieren aus der Mittelung von entsprechenden Werten aus sechs Einzelfahrten, die an Strahlungstagen im Frühsommer 1991, jeweils zur Mittagszeit, durchgeführt wurden. Am Startpunkt der Route (Punkt 1) erreichte das O₃-Mischungsverhältnis mit 44 ppb sein Maximum, während NO- und NO₂ aufgrund der Verkehrsferne wesentlich niedrigere Mischungsverhältnisse aufwiesen. Diese Proportion kehrte sich um, sobald der Meßwagen die Punkte mit starker Verkehrsbelastung erreichte (Punkte 2 und 3). Im Englischen Garten nahmen die Stickstoffoxide wiederum ab, während Ozon bis nahe 40 ppb anstieg. Eine erneute, noch deutlichere Umkehr der Verhältnisse fand im Altstadtringtunnel (Punkt 8) statt, wo O₃ seinen Minimalwert auf dieser Route, die Stickstoffoxide dagegen sehr hohe Werte erreichten (NO: > 1000 ppb, NO₂: ca. 100 ppb). Am

mit Punkt 1 identischen Punkt 10 stellten sich die Ausgangsbedingungen nahezu wieder ein.

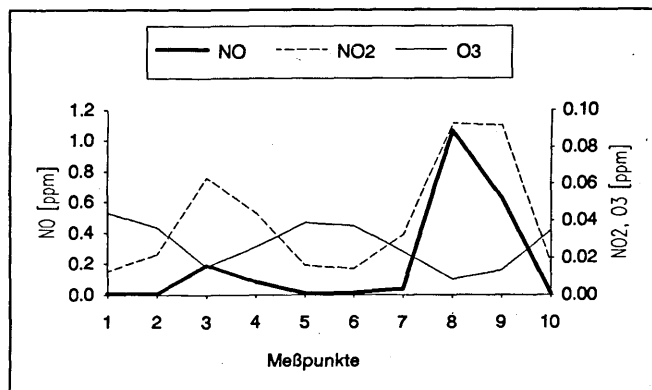


Abb. 1 Mittlere Mischungsverhältnisse von NO, NO₂ und O₃ auf der Route "Englischer Garten" in München an Strahlungstagen im Frühsommer 1991 zur Mittagszeit

Bemerkenswert ist, daß NO₂ auch an den vom Kfz-Verkehr entfernter liegenden Punkten Mischungsverhältnisse von etwa 10 ppb aufwies. Das veranschaulicht deutlich die für NO₂ typischen Produktions- und Ausbreitungsmechanismen.

4 SCHLUSSBEMERKUNG

Die bisherigen Ergebnisse der lufthygienischen Profilmessungen haben gezeigt, daß diese Methodik bei sorgfältiger Datenauswertung und -interpretation eine sehr sinnvolle Ergänzung zu ortsfesten lufthygienischen Messungen bildet. Aufgrund der unterschiedlichen Zielsetzungen von Profilmessungen und ortsfesten Messungen ermöglicht die Synthese von Resultaten aus beiden Untersuchungsmethoden eine recht detaillierte Analyse der lufthygienischen Situation im unteren Bereich der *Urban Boundary Layer*.

DER EINFLUSS VON KNICKS (WALLHECKEN) UND BAUMREIHEN AUF DIE LOKALE UND REGIONALE VERDUNSTUNG

Martin Claussen

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstr.55, 2000 Hamburg 13

1 EINLEITUNG

Knicks - dichte, auf einen kleinen Wall gepflanzte, bis zu 6 m hohe Hecken - lassen sich nahezu überall in Schleswig-Holstein finden. Diese Wallhecken wurden vor gut 200 Jahren im Zuge der Auflösung der bäuerlichen Flurgemeinschaften in Privatbesitz als Gebiets-einfriedung errichtet, bewährten sich jedoch auch als Windschutz. Selbst in diesem Jahrhundert wurden ähnliche Windschutzanlagen zum Beispiel in der Hohen Rhön nach dem Woelfle-Plan (Geiger, 1961) errichtet. Doch nicht nur in Deutschland oder gar nur Schleswig-Holstein werden Hecken, Baumreihen oder Zäune als Windschutz errichtet, sondern fast überall in der Welt, so daß dem hier behandelten Thema allgemeine Bedeutung zukommt.

Im Zuge der Industrialisierung der Landwirtschaft wurde das Knicknetz in Schleswig-Holstein stark ausgedünnt. Daher erhebt sich die Frage, inwieweit dies den Wasserkreislauf, insbesondere die regionale Verdunstung beeinflusst. Die Untersuchung der regionalen Verdunstung über einem lokal inhomogenen Gelände dient allerdings nicht allein der Lösung des klimatologischen Problems, sondern es soll ebenfalls erkundet werden, wie sich die heterogene Verdunstung in einem großskaligen Modell, das die einzelnen Hindernisse nicht räumlich aufzulösen vermag, dargestellt werden kann.

2 LOKALE VERDUNSTUNG

Bevor die regionale Verdunstung abgeschätzt werden kann, wird der lokale Prozeß, also der Einfluß von porösen Hindernissen wie Buschwerk, Hecken und Baumreihen auf die lokale mittlere Strömung und Turbulenz über einem Getreidefeld anhand von mikroskali-

gen Modellrechnungen beschrieben.

Als wichtigste Ergebnisse bezüglich der Verdunstung sind zu nennen: Etwa $5-10 x/H$ stromab vom Hindernis (mit H wird die Höhe des Hindernisses bezeichnet) ist die Verdunstung geringer als über dem offenen Feld auch dann, wenn berücksichtigt wird, daß der Blattflächenindex der Feldpflanzen in der Nähe der Hindernisse wegen des Windschutzes größer ist als im Freien. In manchen Fällen jedoch, z.B. wenn der Erdboden sehr trocken ist, so daß die Stomata der Pflanzen schließen, um weiteren Verdunstungsstress vorzubeugen, kann die Verdunstung deutlich über der über dem offenen Feld liegen. Letzteres wird auch durch Beobachtungen von McNaughton (1988) belegt.

Im Mittel über eine große Fläche sind die eben genannten Effekte aber vernachlässigbar klein, da der mittlere Abstand zwischen den Hindernissen hinreichend groß ist. (Der mittlere Abstand zwischen den Knicks in Schleswig-Holstein beträgt typischerweise etwa $40 x/H$.)

3 REGIONALE VERDUNSTUNG

Um den Einfluß eines Ensembles von Hindernissen auf die regionale Verdunstung abschätzen zu können, wurden folgende Annahmen getroffen: 1. Die turbulenten Wärmeflüsse richten sich nach den lokalen Oberflächeneigenschaften, werden also über die lokalen Rauigkeitslängen berechnet, während 2. der Impulsfluß im wesentlichen durch den Formwiderstand der Hindernisse bestimmt wird. Für die Rauigkeitslänge der Feldpflanzen wird $z_0=3\text{cm}$ angenommen, während sich für die den Formwiderstand der Hindernisse repräsentierende effektive Rauigkeitslänge nach der Schlichting'schen 'drag partition theory' im vorliegenden Bei-

spiel $z_{0eff}=24\text{cm}$ ergibt.

Die Rechnungen zeigen, daß die Verdunstung über einer Region mit Hindernissen nur geringfügig (etwa 1%) höher ist als über ungeschützten, offenen Feldern, während der Impulsfluß um gut 40% zunimmt. Die geringe Änderung der Verdunstung gegenüber der kräftigen Zunahme des Formwiderstandes wird durch Messungen von Beljaars et al. (1983) bestätigt.

Die Rechnungen wurden mit dem von Beljaars und Holtslag (1991) vorgeschlagenen Verfahren einer "effektiven" Rauigkeitslänge der Temperatur wiederholt und zeigen keine nennenswerten Unterschiede. In der Tat wird diese "effektive" Rauigkeitslänge der Temperatur mit der gleichen Annahme abgeleitet, auf der auch das oben skizzierte Verfahren beruht, nämlich daß die Bodenwärmeflüsse nicht direkt durch den Formwiderstand beeinflusst werden, sondern sich nur nach vorherrschenden Bodenbedeckung richten.

LITERATUR

Beljaars, A.C.M.; Holtslag, A.A.M.: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. Appl. Meteor. 30 (1991), S.328 - 341

Beljaars, A.C.M.; Schotanus, P.; Nieuwstadt, F.T.M.: Surface Layer unter Nonuniform Fetch Conditions. J. Climate Appl. Meteor. (1983) 22, S. 1800-1810.

Geiger R.: Das Klima der boden Luftschicht. 4. Auflage Braunschweig: F. Vieweg u. Sohn 1961.

McNaughton, K.G.: Effects of windbreaks on turbulent transport and microclimate. Agric. Ecosystems Environ. (1988) 22-23, S. 17-39

Biosphärische Aspekte des Wasserkreislaufes

Hans-Jürgen Bolle

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Zum Ausgang des zwanzigsten Jahrhunderts wird die Kopplung geophysikalischer Systeme überragendes Thema einer auf das Verstehen globaler Änderungen im "System Erde" gerichteten Forschung. Mit der modellmäßigen Beschreibung der Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und den Landoberflächen wird dabei zum ersten Mal in der Geschichte der Naturwissenschaften der Versuch unternommen, neben chemischen Abläufen auch biologische Systeme in die großräumige physikalische Beschreibung der Umwelt zu integrieren. Dem Austausch von Wasser kommt dabei eine Schlüsselfunktion zu. Ihm ist das Kernprojekt "*Biosphärische Aspekte des Hydrologischen Zyklus (BAHC)*" des Internationalen Geosphären-Biosphären Programmes (IGBP) gewidmet. Es ist auf vier Themenkreise fokussiert.

1 Modellierung des Wassertransfers zwischen Böden, der Vegetation und der Atmosphäre von einzelnen homogenen Pflanzenbeständen bis hin zu komplexen Landschaftsformationen von 10^4 bis 10^5 km² Ausdehnung. Die Vegetation wirkt einerseits als Verteiler von Niederschlag zwischen Interzeption, Oberflächenablauf und Boden. Andererseits wirken die Pflanzen als Wasserpumpe und verändern die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht und damit die Verdunstung. Das Problem besteht darin, die im Mikrobereich und für homogene Verhältnisse hinreichend gut bekannten Parameter, mit denen diese Prozesse beschrieben werden können, und ihre mathematischen Verknüpfungen an den jeweils größeren Maßstab anzupassen, ohne Genauigkeit einzubüßen. Die Modelle müssen unter kontrollierten Bedingungen getestet und die für ihren Betrieb notwendigen Parameter weltweit zusammengestellt werden. Dies geschieht im Rahmen der folgenden Aufgabenstellungen.

2 Durchführung von Feldexperimenten, um die Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und Atmosphäre und ihre Repräsentation durch Modelle im *regionalen* Maßstab zu erforschen. Ziel dieser Untersuchungen ist es, zu einer hinreichend genauen Beschreibung dieser Prozesse mittels vereinfachter Modellansätze zu gelangen, die sich auf großskalige Parameter stützen und über die kleinräumige Variabilität der Landschaft integrieren.

3 Kontinentweite Darstellung derjenigen Landoberflächen-Charakteristika, die für die Beschreibung der Kopplung mit der Atmosphäre notwendig sind. Dabei soll die flächenmäßige Auflösung der Daten der Maschenweite globaler Modelle entsprechen. Um Veränderungen an den Landoberflächen zu verfolgen wird in zunehmendem Maße von Beobachtungen aus dem Weltraum Gebrauch zu machen sein. Dabei haben die von Satelliten aus erfaßten Größen primär den Charakter von "Indices", die mit Hilfe der unter 2 beschriebenen Experimente in reale Informationen umgesetzt werden müssen.

4 Interpretation der über die Maschenweite globaler Modelle gemittelten großmaßstäblichen Aussagen über mögliche Änderungen der Struktur und Verteilung von Niederschlägen mit Blick auf die kleineren Maßstäbe mancher Ökosysteme. Dazu sind unter Berücksichtigung der Landschaftsstruktur die von Klimamodellen gelieferten Daten in statistische Informationen über sich ändernde Wetterabläufe umzusetzen ("statistischer Wettergenerator"). Diese Informationen sind wichtig, um die Reaktion von Ökosystemen und damit von Landoberflächen-Charakteristika auf Klimaänderungen abschätzen zu können.

NICHTLINEARE DYNAMIK UND STRUKTURBILDUNG

Heinz Fortak

Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie
Fachrichtung Theoretische Meteorologie

1 EINLEITUNG

Nach einer intensiven Phase numerischer Integration von Gleichungssystemen, die durch die theoretische Meteorologie sehr früh bereitgestellt worden waren, sind seit Mitte der 80er Jahre Argumente zu lesen, wie: " because of the danger that computation becomes a substitute for a non-existing theory " (LAX 1987). Diese Befürchtungen führten allgemein zu einer Neubelebung der *Grundlagenforschung* in der Theoretischen Meteorologie. Es ist schon ein Problem, den Begriff Theoretische Meteorologie verständlich zu machen, ein größeres ist es, zu verdeutlichen, was Grundlagenforschung in diesem Teilgebiet der Meteorologie ist und weshalb man sie angesichts der spektakulären Simulationserfolge auf der Basis der bisherigen Theorie braucht.

Die theoretische Meteorologie wurzelt in der *theoretischen Physik*. Von dort stammen auch heute noch die wichtigsten Impulse für die theoretische Meteorologie, wie etwa auf dem Gebiet der *nichtlinearen Dynamik* während des zurückliegenden Jahrzehnts. Zum Allgemeinwissen gehört heute die Kenntnis, daß *stark nichtlineare Systeme* bei schwacher Dissipation und Dispersion in *deterministisches Chaos* übergehen. Weniger ist über *Strukturbildung*, d. h. über den entgegengesetzten Weg eines Systems, bekannt. Dissipation stabilisiert in Richtung *dissipativer Strukturen*, Dispersion in Richtung *dispersiver Strukturen*. Betrifft das eine das Verständnis des Überganges in den turbulenten Zustand (GROSSMANN 1990), so betrifft das andere das Verständnis langlebiger Strukturen, wie etwa des blocking (SCHILLING 1986), und berührt damit entscheidend das *Problem der Vorhersagbarkeit* von atmosphärischen Zuständen.

Für die Entstehung langlebiger Strukturen ist der kurzweilige Anteil im Spektrum der Bewegung von großer Bedeutung. Sehr hoch auflösende numerische Modelle mit Dissipation simulieren die Entstehung von Wirbeln und die Wechselwirkungen zwischen ihnen (Mc WILLIAMS 1984), entsprechende Modelle mit Dispersion leisten dies für Solitone, Modone u. a. (DRAZIN and JOHNSON 1990). Die wachsende Fähigkeit, die zugrundeliegenden nichtlinearen Gleichungen analytisch zu lösen, ermöglicht ein besseres Verständnis der beteiligten physikalischen Ursachen für die Bildung und den Lebenslauf derartiger Strukturen als bei entsprechenden numerischen Modellen.

2 SCHWACH-NICHTLINEARE DYNAMIK

Die Neigung stark-nichtlinearer Gleichungssysteme, etwa der Euler'schen Gleichungen, auf Störungen mit instabiler Amplitudenvergrößerung zu reagieren (besonders augenfällig in der Gasdynamik), läßt diese *ohne Einführung zusätzlicher Terme* (Reibung o.ä.) als wenig geeignet für die atmosphärische Dynamik erscheinen. Die Einführung "numerischer Reibungsterme" zur Aufrechterhaltung der numerisch-physikalischen Stabilität, und damit der Übergang zu einer fiktiven Navier-Stokes'schen Form der Gleichungen, löst das physikalische Problem nicht, wenngleich auf niedrig auflösenden Gittern *fiktiv-dissipative Strukturen* simuliert werden. Die meist sehr begrenzte Lebensdauer derartiger Strukturen läßt darauf schließen, daß ein wichtiger physikalischer Prozeß nicht zum Tragen kommt, nämlich die vom gesamten Spektrum der Bewegung erzeugte *Dispersion*. Sie ist in der Lage, dem stark nichtlinearen Amplitudenwachstum entgegenzuwirken und somit langlebige Strukturen im System zu ermöglichen.

Der naheliegende Versuch, Dispersion durch eine entsprechende Verfeinerung der Gitter zu berücksichtigen, ist bei Modellen der großräumigen Dynamik nicht machbar. In einer *schwach-nichtlinearen Hydrodynamik* (BOUSSINESQ 1871, RAYLEIGH 1876, KORTEWEG und de VRIES 1895) ist es dagegen möglich, durch Reihenentwicklungen nach geeigneten kleinen Parametern die Dispersion explizit als Bestandteil der Bewegungsgleichungen zu erzeugen und damit als Lösungen dieser so modifizierten Gleichungen langlebige Strukturen (Solitone, Modone) zu erhalten. Man kann zeigen, daß im sog. Flachwassermodell, in dimensionsloser Formulierung, nach Überschiebung der Bewegungsgleichung mit dem Operator $(1 + (\epsilon^2/3)\nabla_h^2)$ ($\epsilon = h/L$: h vertikaler, L horizontaler Scale) auf der rechten Seite der Bewegungsgleichung ein Differentialoperator $(1 + (\epsilon^2/3)\nabla_h^2)\nabla_h$ entsteht, der zu einer (linearen) Dispersionsrelation $\omega(k) \sim k - \beta k^3$ führt, wie sie für schwach nichtlineare und strukturbildende Systeme typisch ist. Der zweidimensionale Strömungsvektor ergibt sich dabei als Mittel über Kreisflächen mit dem Durchmesser $D = 3h$. Im großräumigen Scale ist $D \approx 30 \text{ km}$! Obiger Operator ist im Rahmen einer hier stets anzuwendenden Reihenentwicklung genau dieser Mittelbildungoperator. Die hierbei entstehenden schwach-nichtlinearen Gleichungssysteme sind oft einer analytischen Lösung zugänglich.

3 GRUNDZÜGE DER MODERNEN DYNAMIK

Während für das schwach-nichtlineare Flachwassermodell der Atmosphäre sowohl die geeigneten Skalierungsgrößen als auch die damit verbundenen Reihenentwicklungen bekannt sind (u. a. BAZDENKOV, MOROZOV und POGUTSE 1985), steht die Herleitung einer *schwach-nichtlinearen Dynamik der realen Atmosphäre* z. Z. noch aus. Es besteht kein Zweifel darüber, daß eine schwach-nichtlineare Version des konventionellen Systems von Gleichungen mit explizitem Auftreten von Dispersionstermen aus der großen Lösungsmanigfaltigkeit des allgemeinen Systems diejenigen Lösungen auswählt, die wichtige Strukturbildungserscheinungen in der Atmosphäre beschreiben.

Es entsteht somit das Problem der Ableitung von "neuen atmosphärischen Bewegungsgleichungen". Das quasigeostrophische System (ERTEL 1941) bildete hierfür das erste Beispiel. Es hat sich für Zwecke des *qualitativen* Verständnisses der atmosphärischen Dynamik bewährt. Andere Beispiele sind die durch Scale-Analyse vereinfachten Versionen des Ausgangssystems. Über die hierbei entstehenden Veränderungen der inneren (Hamilton'schen) Struktur der Ausgangsgleichungen, derjenigen des Systems von Invarianten sowie der im Ausgangssystem enthaltenen Symmetrien macht man sich dabei bisher kaum Gedanken. Dies ist jedoch eine der aktuellen Aufgaben der theoretischen Meteorologie.

Zweckmäßiger Ausgangspunkt für die Herleitung und strukturelle Untersuchung von *abgeleiteten Gleichungen* ist die Dimensionslosmachung der Ausgangsgleichungen. Sie ist auch die Voraussetzung für die Durchführung geeigneter Approximationsverfahren, mit deren Hilfe schwach-nichtlineare Versionen abgeleitet werden. Im Rahmen der Flachwassertheorie bietet sich eine Scale-Analyse an, bei der neben h folgende charakteristische Zahlen Verwendung finden: $U, C = \Omega/K$, A : Charakteristische Geschwindigkeit, Phasengeschwindigkeit, Kreisfrequenz, Wellenzahl, Amplitude; $\Omega_z = C_0/h$ für interne, $\Omega_0 = C_0/K$ für externe Schwerewellen ($C_0^2 = gh$), $\Omega_{Tr} = f$ für großräumige Trägheitswellen. Die Winddivergenz skaliert sich als $\nabla_h \cdot \mathbf{V}_h = \Omega \nabla_h^* \cdot \mathbf{V}_h^*$. Burger-Zahl Bu und Rossby'scher Deformationsradius R_{def} sind durch $Bu^2 = \Omega_0/\Omega_{Tr}$, $R_{def} = (\Omega_z/\Omega_{Tr})h$ gegeben und gehen in die Scale-Analyse ein. Die konventionelle Vernachlässigung von "kleinen" Termen in den dimensionslosen Gleichungen bildet nicht den ersten Schritt dieser Approximationsverfahren; sie kommt erst im Zusammenhang mit geeigneten Reihenentwicklungen nach "kleinen" Parametern zum Tragen! Derartige Parameter sind $\epsilon = h/L$, $\mu = U/C$, $\alpha = A/h$ ($\approx \mu$) sowie die Rossby-Zahl Ro . Die schwach-nichtlineare Theorie ist durch Beibehaltung von Termen $O(\epsilon, \epsilon^2, \mu, \alpha, Ro)$ gekennzeichnet.

Das erwähnte offene Problem der Konsistenz derartiger Entwicklungen und Approximationen versucht man heute unter Anwendung von Methoden der "modernen" klassischen Mechanik zu lösen (SUDARSHAN and MUKUNDA 1983, ARNOLD 1989). Vorläufer dieser Entwicklung, mit Blickrichtung auf die Meteorologie, war H. Ertel (eine Fülle von Arbeiten zwischen 1933 und 1968). Variationsprinzipien und die Anwendung der Hamilton'schen Dynamik stehen dabei im Mittelpunkt der modernen Dynamik. Als Beispiel sei genannt, daß sich heute als geschlossenste Formulierung eines hydrodynamischen Variationsproblems ergibt
$$\delta J = \delta \int dt \iiint dV p = 0,$$
 wobei zwischen festen Werten t_1 und t_2 über die Zeit sowie über das Volumen V (unter Berücksichtigung von dynamischen und kinematischen Randbedingungen) integriert wird und wobei p der Druck ist. Führt man bei Kenntnis der Lagrange-Funktion bzw. der Hamilton'schen Prinzipalfunktion bereits mit diesen die Scale-Analyse sowie die erwähnten Reihenentwicklungen durch, dann ergeben sich als Euler'sche Gleichungen der Variationsprobleme bereits Gleichungen für die schwach-nichtlineare Dynamik. Eine erste Anwendung dieser Methode gab HOLLMANN (1962). Hinsichtlich der Anwendung der Hamilton'schen Dynamik siehe H.-F. ALBERT und P. NÉVIR in diesem Band.

Literatur

- ARNOLD, V. I.: *Mathematical methods of classical mechanics*. Second ed. Berlin: Springer Verlag 1989.
- BAZDENKOV, S. V., N. N. MOROZOV, and O. P. POGUTSE: Dokl. Akad. Nauk SSSR 293, 818 (1985) [Sov. Phys. Dokl. 32, 262 (1987)].
- BOUSSINESQ, J., RAYLEIGH, LORD, KORTEWEG, D. J. & de VRIES, G.: Zitate in DRAZIN and JOHNSON.
- DRAZIN, P. G. and R. S. JOHNSON: *Solitons: an Introduction*. Cambridge: Cambridge University Press 1990.
- ERTEL, H.: Über neue atmosphärische Bewegungsgleichungen und eine Differentialgleichung des Luftdruckfeldes. Meteorol. Z. 58 (1941), Heft 3.
- GROSSMANN, S.: Selbstähnlichkeit: Das Strukturgesetz im und vor dem Chaos. Phys. Bl. 45 (1989) Nr. 6.
- HOLLMANN, G.: Begründung der quasistatischen Approximation der hydrodynamischen Gleichungen. Beitr. Phys. Atm. 35 (1962).
- LAX, P. D.: In: *Mathematics and Computing*, Internatl. Conf. for Industrial and Applied Mathematics. Paris 1987.
- Mc WILLIAMS, J. C.: The emergence of isolated, coherent vortices in turbulent flow. In: *Predictability of Fluid Motions*, AIP Conference Proc. 106, 1984.
- SCHILLING, H.-D.: On atmospheric blocking types and blocking numbers. In: *Advances in Geophysics*, 29, 1986.
- SUDARSHAN, E. C. G. and N. MUKUNDA: *Classical Dynamics: A Modern Perspective*. Malabar, Florida: Krieger Publ. Comp. 1983.

STRUKTURUNTERSUCHUNGEN IN DER WOLKENPHYSIK MIT NICHTLINEAREN PARAMETRISIERUNGSANSÄTZEN

Ulrike Wacker

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt a.M.

1 Einleitung

Die Entwicklung des Systems "Wolke" wird durch Wechselwirkungen mit der Umgebung und internen wolkenmikrophysikalischen Prozessen bestimmt. Solche offenen nichtlinearen Systeme werden in der Theorie der Selbstorganisation (z.B. EBELING und FEISTEL 1982, NICOLIS und PRIGOGINE 1977) untersucht. Zentrale Punkte sind das Langzeitverhalten und die spontane Entstehung geordneter Strukturen. Bei der Entwicklung der Theorie spielte die Untersuchung chemischer Reaktionen, bei denen ein zeitlich periodisches Verhalten beobachtet werden kann (z.B. Belousov-Zhabotinsky-Reaktion, Briggs-Rauscher-Reaktion), eine große Rolle.

Das System "Wolke" (mit parametrisierter Mikrophysik) wird durch nichtlineare gekoppelte prognostische Gleichungen für den Wolkenwasser- und Niederschlagsgehalt beschrieben. Die Anwendung der Methoden der Nichtlinearen Dynamik auf ein vereinfachtes System "Wolke" soll zeigen, daß für die Konzentrationen unter bestimmten Bedingungen Selbstorganisation auftritt.

2 Das allgemeine Gleichungssystem

Das System "Wolke" wird hier in vereinfachter Form durch die prognostischen Gleichungen für den Gehalt von Wolkenwasser (q_c) und Niederschlag (q_p) beschrieben; die Mikrophysik ist mit einem Schema vom Kessler-Typ parametrisiert:

$$\begin{aligned} \dot{q}_c &= \Phi_c + cq_c - aq_c - bq_c q_p^\beta \\ \dot{q}_p &= \Phi_p + aq_c + bq_c q_p^\beta - dq_p^\delta + B \end{aligned} \quad \begin{array}{cccc} I & II & III & IV \end{array} \quad (1)$$

I: Quelle (Kondensation/Deposition), II: Autokonversion, III: Akkreszenz/ Bereifen, IV: Divergenz des Niederschlagsflusses. Für Einzelheiten siehe WACKER (1992). Die Gleichungen sind intern durch die nichtlineare autokatalytische Umwandlungsrate Akkreszenz/Bereifen gekoppelt. Sie haben dieselbe Struktur wie chemische Reaktionsgleichungen, wobei die wolkenphysikalischen Umwandlungen den Reaktionen entsprechen: Wolkenphysikalische Reaktionen sind von der Ordnung 1 (Kondensation, Autokonversion), $\beta + 1$ (Akkreszenz/Bereifen) und δ (Sedimentation). Der Parametersatz des Systems besteht aus Φ_c , Φ_p , a , b , c (=fkt(Übersättigung)), d , B sowie den Exponenten β , δ .

3 Warme Wolke

In der ersten Fallstudie mit Regentropfen als Niederschlagspartikel werden β, δ durch 1 approximiert und $\Phi_c, \Phi_p = 0$ angenommen. Die Akkreszenzrate ist von 2. Ordnung. Im stationären Zustand balancieren sich die Quellen und Senken des Systems, also Kondensation (cq_c), ein- (B) und ausfallender (dq_p) Niederschlag. Das Langzeitverhalten des Systems wird dadurch bestimmt, ob ein Attraktor existiert, und - wenn ja - welchen Charakter er hat. Hier wird B als variierender Parameter betrachtet. Für $0 < B < B_t = (c - a)\frac{d}{a}$ hat das System 2 stationäre Lösungen S_1, S_2 ; außerhalb dieses Bereiches ist nur S_1 für $B > B_t$ bzw. S_2 für $B < 0$ eine physikalisch sinnvolle Lösung (Abb.1). Für $B > B_t = -\frac{da}{b}$ gibt es stets eine stabile stationäre Lösung. Bei $B = B_t$ liegt eine transkritische Bifurkation vor; hier geht die Stabilität vom Ast S_2 auf S_1 über. Der Attraktor zeichnet sich durch die größtmögliche Niederschlagsrate dq_{ps} aus. Für $B > B_t$ ist der stationäre Zustand allein durch B bestimmt. Bei schwächerem Antrieb sind die internen Wechselwirkungen von größerer Bedeutung, und der Attraktor ist u.U. ein Strudel. Die Zeitkonstante für die Einstellung des stationären Zustandes liegt mit ≈ 20 min in einer wolkenphysikalisch sinnvollen Größenordnung. Für negative B -Werte ($B < B_t < 0$) ist das Gesamtsystem instabil, weil ihm ständig Niederschlag entzogen wird, ohne daß er durch Koagulationsprozesse hinreichend rasch nachgeliefert werden kann.

4 Mischwolke

In der 2. Fallstudie werden sehr flache Eisteilchen (Ansammlungen von Dendriten) mit Eigenschaften nach LOCATELLI und HOBBS (1974) als Niederschlagspartikel angenommen ($\beta = 1.41, \delta = 1.09$). Mit den Annahmen $\delta \approx 1, c = 0, B = 0, \Phi_c > 0, \Phi_c + \Phi_p > 0$ existiert stets ein stationärer Zustand. Das Stabilitätsdiagramm (Abb.2) zeigt, daß es für nicht zu große Quellen Φ_c einen kritischen Wert der Quelle von Eis $\Phi_{p,crit}(\Phi_c)$ gibt, an dem der stationäre Zustand seine Stabilität verliert und die Ljapunov-Exponenten die imaginäre Achse überqueren (Hopf-Bifurkation). Für $\Phi_p < \Phi_{p,crit}(\Phi_c)$ besitzt das System dennoch einen Attraktor (Abb.3): Störungen des stationären Zustandes S wachsen zwar zunächst an; die Trajektorie mündet aber in eine geschlossene Kurve, den Grenzzyklus. Dieser periodische Attraktor wird auch erreicht, wenn die Trajektorie außerhalb des Grenzzyklus startet. Der mit

einer Periode von ca. 25min schwankende Eisgehalt verursacht einen Niederschlag mit Schauercharakter.

5 Diskussion

Beide Fallstudien zeigen, daß das System mit schwächer werdendem externen Antrieb (B bzw. Φ_c, Φ_p) zunehmend interne Freiheitsgrade nutzt; es treten – je nach Antrieb – gedämpfte und ungedämpfte Schwingungen auf. Die Ordnung $\beta+1$ der nichtlinearen autokatalytischen Umwandlungsrate Akkreszenz/Bereifen entscheidet darüber, ob nur ein punktförmiger oder auch ein periodischer Attraktor möglich ist. Eine selbsterregte Schwingung ist möglich; falls $\beta+1 > 2$. Da bei chemischen Reaktionen nur ganzzahlige Exponenten auftreten, erfordert ein Grenzyklus mindestens eine Reaktion 3. Ordnung. In wolkenphysikalischen Systemen sind dagegen β, δ reelle Zahlen. Eine notwendige (nicht hinreichende) Bedingung für einen periodischen Attraktor von (1) lautet $\beta > \delta$ mit $\delta \geq 1$ (WACKER 1992). Dies ist nur für sehr flache Eisteilchen erfüllt, nicht aber für Regentropfen und Graupel.

Die Änderung des Charakters des Attraktors bei einem kritischen Wert β_{crit} zeigt, daß das System strukturell instabil ist. Wählt man einen Teilchentyp mit $\beta > \beta_{crit}$, so ist ein periodischer Attraktor möglich. Diese strukturelle Instabilität der Modellgleichungen im Rahmen einer Parametrisierung vom Kessler-Typ ist bei der Festlegung der Niederschlagspartikel zu beachten.

6 Literatur

EBELING, W.; FEISTEL, R.: Physik der Selbstorganisation und Evolution. Berlin: Akademie-Verlag 1982
 LOCATELLI, J.D.; HOBBS, P.V.: Fall speed and masses of solid precipitation particles. J.Geophys.Res. 79 (1974), 2185-2197

NICOLIS, G.; PRIGOGINE, I.: Self-Organization in nonequilibrium systems. New York etc.: J.Wiley & Sons 1977

WACKER, U.: Structural stability in cloud physics using parametrized microphysics. Wird bei Beitr.Phys. Atmosph. eingereicht (1992)

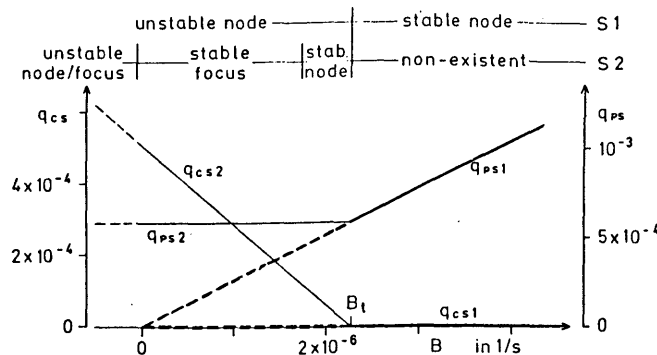


Abb.1: Warme Wolke. Stationäre Zustände S1, S2 der Massenkonzentrationen q_c, q_p und ihr Charakter als Funktion des Parameters "einfallender Niederschlag" B . Weitere Parameter: $\beta=1, \delta=1, a=10^{-4}/s, b=7.5/s, c=4.45 \times 10^{-3}/s, d=3.88 \times 10^{-3}/s$.

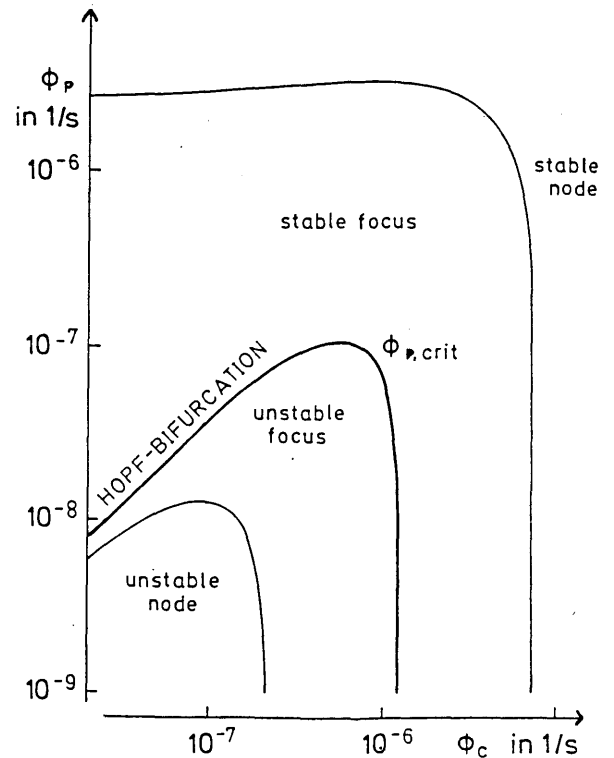


Abb.2: Mischwolke. Stabilitätsdiagramm für die Quellen Φ_c, Φ_p . Parameter: $\beta=1.41, \delta=1, b=1081.8/s, d=9.21 \times 10^{-3}/s$.

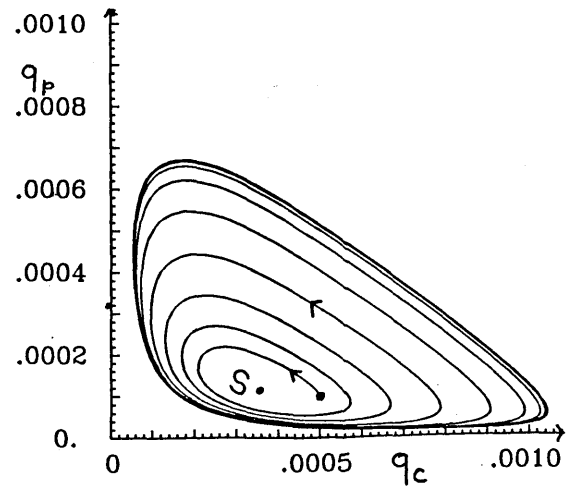


Abb.3: Mischwolke. Trajektorie im q_c, q_p -Phasenraum. Parameter wie in Abb.2 sowie $\Phi_c=1.1 \times 10^{-6}/s, \Phi_p=0$.

Das Kaltstartproblem bei Klimasimulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen

Klaus Hasselmann¹, Robert Sausen², Ernst Maier-Reimer¹ und Reinhard Voß³

¹ MPI für Meteorologie, Bundesstraße 55, W-2000 Hamburg 13

² DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, W-8031 Oberpfaffenhofen

³ Meteorol. Inst., Universität Hamburg, Bundesstr. 55, W-2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Seit längerer Zeit ist bekannt, daß die Wirkung des transienten Anstiegs der anthropogenen Treibhausgase auf das globale Klima mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodellen untersucht werden sollte. Allerdings stehen erst in jüngster Zeit ausreichend realistische Modelle und hinreichend leistungsfähige Supercomputer zur Verfügung, um derartige Simulationen über längere Zeiträume durchführen zu können. Trotzdem begrenzen die vorhandenen Computerkapazitäten immer noch solche Simulationen. Keine der in jüngster Zeit abgeschlossenen Treibhausgas-Szenarienrechnungen konnte den gesamten Zeitraum des Anstiegs der CO_2 -Konzentration seit Beginn des 19. Jahrhunderts einschließen und gleichzeitig einen entsprechend langen Zeitraum in die Zukunft integrieren. Um die Rechenzeit zu begrenzen, wurde als Anfangszustand ein Gleichgewichtszustand nahe dem heute beobachteten Klima gewählt.

Die Hamburger Simulationen der globalgemittelten bodennahen Lufttemperatur (Cubasch et al., 1991; siehe auch Abb. 2) zeigen während der ersten 40 Modelljahre deutliche geringere Temperaturerhöhungen als die IPCC-Ergebnisse (Houghton et al., 1990), die mit einfachen Advektions-Diffusions-Modellen berechnet wurden. Hier stellt sich nun die Frage, ob die verzögerte Erwärmung einen wirklichen Unterschied zwischen beiden Modellen widerspiegelt und auch in der Realität zu erwarten ist oder ob die Verzögerung eine Folge der unterschiedlichen Anfangsbedingungen ist.

2 Der Kaltstartfehler

Im folgenden betrachten wir nur kleine Störungen des Gleichgewichtszustandes, so daß wir lineare Approximationen anwenden dürfen. Sei $\vec{R}(t)$ die lineare Antwort eines Klimamodells auf eine stufenförmige Störung der Höhe 1. Dann ist die lineare Antwort des Modells $\vec{\Phi}$ auf eine beliebige Störung $F(t)$ (mit $F(t) = 0$ für $t \leq 0$) gegeben durch

$$\begin{aligned}\vec{\Phi}(t) &= \int_0^t \frac{dF}{du}(u) \vec{R}(t-u) du \\ &= \int_0^t F(u) \vec{G}(t-u) du.\end{aligned}\quad (1)$$

Hierbei ist $\vec{G}(t) = \frac{d\vec{R}}{dt}$ die Responsefunktion (Greenfunktion) des Systems.

Der Kaltstartfehler ist definiert als die Differenz aus zwei Klimaänderungsexperimenten:

- Im Warmstart-Experiment (wu) mit dem Klimasignal $\vec{\Phi}_{wu}(t)$ wird der Antrieb $F_{wu} \equiv F(t)$ zum Zeitpunkt $t = t_a$ eingeschaltet.
- Im Kaltstart-Experiment (cs) mit dem Klimasignal $\vec{\Phi}_{cs}(t)$ wird zur Zeit $t = t_b > t_a$ der Antrieb

$$F_{cs}(t) = F(t) - F(t_b) \quad (2)$$

eingeschaltet.

Für beide Fälle betrachten wir für den Zeitraum $t > t_b$ die Klimaänderung $\Delta\vec{\Phi}$ relativ zum Klimazustand zur Zeit t_b :

$$\Delta\vec{\Phi}_{wu}(t) = \vec{\Phi}_{wu}(t) - \vec{\Phi}_{wu}(t_b) \quad (3)$$

$$\Delta\vec{\Phi}_{cs}(t) = \vec{\Phi}_{cs}(t) \quad (4)$$

Mit (1) und (2) ergibt sich dann für den Kaltstartfehler

$$\begin{aligned}\delta\vec{\Phi}(t) &= \Delta\vec{\Phi}_{cs}(t) - \Delta\vec{\Phi}_{wu}(t) \\ &= - \int_{t_a}^{t_b} F(u) [\vec{G}(t-u) - \vec{G}(t_b-u)] du \\ &\quad - F(t_b) \vec{R}(t-t_b).\end{aligned}\quad (5)$$

Die Greenfunktion $G(t)$ läßt sich für nicht degenerierte lineare Systeme als Linearkombination von Einzelmoden mit komplexen Eigenwerten $\mu_j = \lambda_j - i\omega_j$, $\lambda_j > 0$ darstellen:

$$G(t) = \sum_j \alpha_j e^{-\mu_j t} \quad (6)$$

$$R(t) = \sum_j \frac{\alpha_j}{\mu_j} (1 - e^{-\mu_j t}) \quad (7)$$

Für den Kaltstartfehler ergibt sich jetzt

$$\delta\vec{\Phi}(t) = - \sum_j R_j(t - t_b) K_j(t_b - t_a) \quad (8)$$

mit

$$K_j(t_b - t_a) = -\mu_j e^{-\mu_j t_b} \int_{t_a}^{t_b} F(u) e^{\mu_j u} du - F(t_b). \quad (9)$$

3 Anwendung auf die Hamburger Szenarierechnungen

Cubasch et al. (1991) simulierten mit dem Hamburger gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell ECHAM-1/LSG die Wirkung von vier CO_2 -Anstiegsszenarien (Abb. 1): In zwei Simulationen steigt die äquivalente CO_2 -Konzentration gemäß der IPCC-Szenarien A und D (Houghton et al., 1990), in der dritten ("2 × CO_2 ") wird ein plötzlicher Anstieg von 390 ppm auf 720 ppm untersucht. Im vierten Experiment ("1 × CO_2 ") wird die Konzentration auf den Ausgangswert (390 ppm) fixiert. Alle Experimente starten 1985 von einem Gleichgewichtszustand. Hier betrachten wir nur Szenario A. Abb. 2 zeigt die Entwicklung der globalgemittelten bodennahen Lufttemperatur. Zusätzlich ist auch die entsprechende IPCC-Kurve ("best estimate") eingetragen.

Für unseren linearen Response nehmen wir an, daß der Antrieb proportional zum Logarithmus der äquivalenten CO_2 -Konzentration ist:

$$F(t) = \frac{\ln(c(t)/c(t_b))}{\ln(c_2/c(t_b))}. \quad (10)$$

Hierbei ist $t_b = 1985$ und c_2 ist die Konzentration im "2 × CO_2 "-Experiment.

Wenn man nur einen Mode berücksichtigt und den linearen Response gemäß (1) an die Temperaturänderung für Szenario A anpaßt, so erhält man $\mu = 1/(36.8a)$ und $\alpha/\mu = 2.246K$. Der mittlere quadratische Fehler dieser Approximation (siehe Abb. 2) ist 0.06 K. Der sich gemäß (8) und (9) ergebende Fehler konvergiert für große Zeiten gegen 0.51 K.

In Abb. 2 wurde der Kaltstartfehler von der von ECHAM-1/LSG simulierten Temperaturänderung subtrahiert. Wie man sieht, kann die verzögerte Erwärmung des komplexen Modells durch den Kaltstartfehler erklärt werden. Die restlichen Unterschiede zwischen dem IPCC-Modell und ECHAM-1/LSG könnten auf eine unterschiedliche Sensitivität der Modelle zurückgeführt werden. Aber auch

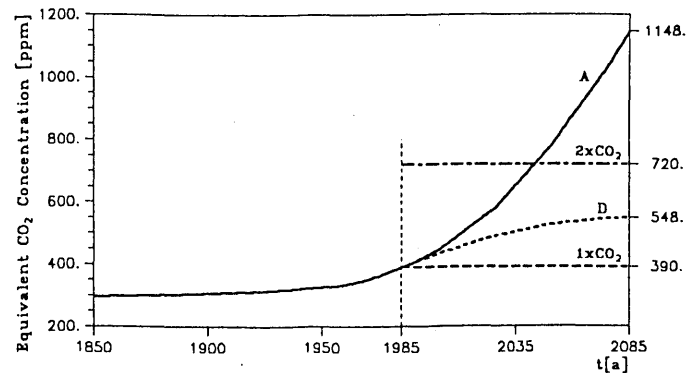


Abbildung 1: Vergangene äquivalente CO_2 -Konzentration und Entwicklung in vier Szenarien.

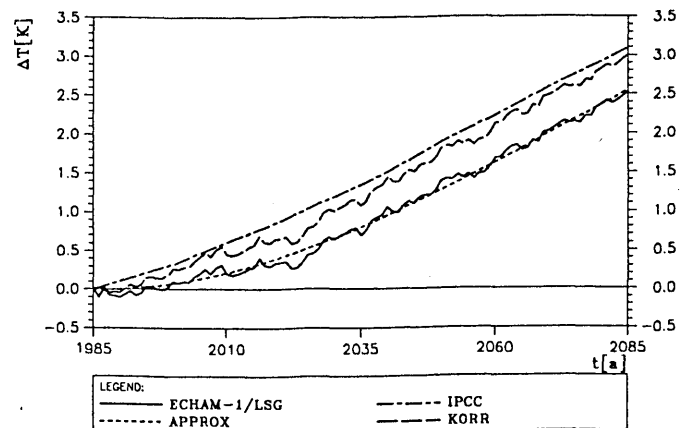


Abbildung 2: Globales Mittel der bodennahen Lufttemperatur bei Szenario A: Simulation mit ECHAM-1/LSG, IPCC-Resultat ("best estimate"), lineare Approximation der ECHAM-1/LSG-Simulation (APPROX) und um den Kaltstartfehler korrigierte ECHAM-1/LSG-Simulation (KORR).

interne Variabilität und/oder nichtlineare Effekte könnten die Ursache für diese Unterschiede sein.

Literaturverzeichnis

- CUBASCH, U., K. HASSELMANN, H. HÖCK, E. MAIER-REIMER, U. MIKOLAJEWICZ, B.D. SANTER and R. SAUSEN, 1991: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 67, Hamburg, 18 pp.
- HOUGHTON, J.T., G.J. JENKINS and J.J. EPHRAUMS (EDS.), 1990: Climate change. The IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, Cambridge, 365 pp.

DYNAMISCHE STRUKTUR UND SENSITIVITÄT DES PLANETAREN MONSUNSYSTEMS IN EINEM GROBGITTER-ZIRKULATIONSMODELL DER TROPOSPHÄRE

Peter Carl

Zentralinstitut für Elektronenphysik,
Hausvogteiplatz 5-7, Berlin - 1086 (0)

Die Klimamaschine der Erde arbeitet wahrscheinlich in der Nähe einer Hopf-Bifurkation (NICOLIS, 1987). Einer ihrer Schrittmacher ist das planetare Monsunsystem (WEBSTER, 1987). Obwohl Modelle der Allgemeinen Zirkulation (GCMs) diese Möglichkeiten bieten, werden sie bisher für die Aufklärung des Monsuns als dynamisches Phänomen, wie für systemdynamische Untersuchungen generell, nur zögernd eingesetzt.

Die Analyse der Phasenraum-Topologie des Klimasystems ist Voraussetzung für die Beantwortung der Frage, wie nahe einer Bifurkation welchen Typs sich der gegenwärtige Klimazustand befindet. Für das Verständnis kritischer Grenzen anthropogener Klimabelastung und des daraus resultierenden Handlungsbedarfs ist es dringlich, die Strukturinstabilitäten des Systems sicher zu kennen. Der planetare Sommermonsun ist offenbar Resultat einer solchen "symmetriebrechenden" Instabilität im Zirkulationssystem der Atmosphäre. Seine (beobachtbare!) Dynamik ist daher von besonderem Interesse.

Numerische Experimente mit einem Grobgitter-Zirkulationsmodell der Troposphäre (vgl. STENCHIKOV, 1990), die zur Untersuchung von Klimarisiken der Ölbrände am Golf durchgeführt wurden (CARL, 1991a), lieferten Hinweise auf eine hohe Sensitivität des planetaren Monsunsystems und wurden daher unter klimadynamischen Gesichtspunkten eingehender analysiert (CARL, 1991b). Die vorläufigen Ergebnisse zeigen, daß

sich eine Anzahl allgemeiner (und für 1991 auch konkreter) Beobachtungstatistiken zumindest qualitativ auf systemdynamische Ursachen und wenige Strukturparameter zurückführen läßt:

1. Der Sommermonsun ist eine eigenständige dynamische Struktur vom Typ Grenzzyklus, mit inhärenter Wechselwirkung zwischen Tropen und mittleren Breiten im Bereich der 30...60-tägigen Oszillationen.
2. Mit dem Einsetzen des Sommermonsuns passiert das hemisphärische Zirkulationssystem offenbar eine subkritische Hopf-Bifurkation höherer Ordnung (GHIL, CHILDRESS, 1987, S. 408).
3. Die wichtigsten dynamischen Charakteristika des nördlichen Sommermonsuns sind der Zeitpunkt des Eintritts in den Grenzzyklus, dessen Amplitude und Schwingungsdauer, sowie die Zahl der Umläufe bis zum Monsun-Rückzug.
4. Ein summarisches 'Gedächtnis' für Randbedingungen und Störungen während des Sommers ist durch die aktuelle Phasenlage zur Zeit des Monsun-Rückzugs gegeben, die die Herbst-Trajektorie des Systems (und damit auch markante Unterschiede zwischen Frühjahrs- und Herbstzirkulation) bestimmt.
5. Pro Umlauf kommt es im Rahmen dieser dynamischen Struktur zu genau einem Monsun-Abbruch.
6. Die hohe Sensitivität des Sommermonsuns äußert sich in allen seinen dynamischen Charakteristika und deutet auf Bifurkationsnähe hin.
7. Die qualitative Vorhersagbarkeit

des gesamten hemisphärischen Monsunge-
schehens oberhalb synoptischer Skalen
beruht ebenfalls auf der Tatsache, daß
der Monsun ein strukturelles Phänomen
(mit eigenem Existenzbereich im Pha-
senraum des Klimasystems) ist.

8. Diese dynamische Determiniertheit
betrifft nicht nur Zirkulations- und
mit ihnen verbundene Niederschlags-
strukturen, sondern u.a. auch Hoch-
druckeinflüsse in mittleren Breiten,
einschließlich des "Altweibersommers"
als einer typischen Relaxationsstruk-
tur des planetaren Sommermonsuns.

Die hier skizzierte Systemdynamik legt
Schlußfolgerungen nahe, die sowohl die
Klimageschichte der Erde und Konse-
quenzen einer anthropogenen globalen
Erwärmung betreffen als auch die Klima-
modellierung selbst und den Modellver-
gleich (CARL, 1991b):

9. Das Modell-Klimaregime "permanenter
Juli" ist aus topologischer Sicht eine
fragwürdige Konstruktion; selbst bei
oszillatorischer Systemdynamik kann
ein 'mittlerer' Antrieb kaum das mitt-
lere Juli-Klima liefern.

10. Klimatologische Mittelungen müssen
aus der inneren Klimadynamik her abge-
leitet werden und dürfen nicht vorder-
gründig am Kalender oder an der Posi-
tion von Meßstationen orientiert sein.

11. Einflüsse auf den Monsun können de-
pressiver (Vulkanausbrüche, "nuklearer
Winter") oder anregender Natur sein
(Ölbrände am Golf, Treibhausgase).

12. Längerfristige Veränderungen ex-
terner oder interner Klimagrößen wer-
den über den Monsunmechanismus ver-
stärkt in den Klimarecord geprägt;
schwache Einflüsse (wie die Exzentrizi-
tät der Erdbahn) können sich damit ins-
besondere in Bifurkationsnähe deutli-
cher niederschlagen als es der relati-
ven Stärke ihres Antriebes entspricht
(vgl. NICOLIS, 1987).

13. 'Abrupte' Klimawechsel ohne drama-
tische Ursachen können durch die all-
mähliche Annäherung an ein Klimaregime
ohne (bzw. mit) Sommermonsun bedingt
sein, wenn die entsprechende Bifurka-
tion nachhaltig nicht mehr (bzw. wie-
der) erreicht wird.

14. Der Monsunmechanismus kommt als
'missing link' bei der Erklärung so-
wohl kurz- als auch langzeitiger tro-
pischer und subtropischer Einflüsse
auf höhere Breiten in Frage.

Die hier referierten Ergebnisse bele-
gen erneut, daß GCMs neben ihrer Be-
deutung für Sensitivitätsstudien auch
als Werkzeuge der dynamischen Struk-
turanalyse und damit zur Aufklärung des
topologischen Hintergrundes niederfre-
quenter Prozesse im Klimasystem dienen
können.

Literatur

CARL, P. a: Notes on the Climate Re-
sponse in the Aftermath of Gulf War II.
Z. Meteorol. 41 (1991) Nr. 6, 476-480.
-- b: Persistent Localized Lower Tropo-
sphere Smoke Within the Planetary Mon-
soon System. Eingereicht: Nature, 1991.

GHIL, M.; CHILDRESS, S.: Topics in Geo-
physical Fluid Dynamics: Atmospheric
Dynamics, Dynamo Theory, and Climate
Dynamics. Springer Verlag, New York
1987.

NICOLIS, C.: Climatic Predictability
and Dynamical Systems. In: Irreversible
Phenomena and Dynamical Systems Analy-
sis in Geosciences (C. NICOLIS,
G. NICOLIS, Eds.), D. Reidel, Hingham
1987, S. 321-354.

STENCHIKOV, G.L.: Computer Modelling of
the Global Behaviour of the Atmosphere-
Ocean System and Its Sensitivity to At-
mospheric Effects. In: Induced Critical
Conditions in the Atmosphere
(A. TARTAGLIA, M. VADACCHINO, Eds.),
World Scientific, Singapore 1990, S.
84-121.

WEBSTER, P.J.: The Elementary Monsoon.
In: Monsoons (J.S. FEIN, P.L. STEPHENS,
Eds.), J. Wiley & Sons, New York 1987,
S. 3-32.

Zur Rolle der Entropieerzeugungsrate in der Klimatheorie

Joachim Pelkowski

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt a.M.

1. Einleitung

Der Entropieerzeugungsrate fällt bekanntlich in der Thermodynamik gleichgewichtsnaher Zustände eine bedeutende Rolle als Stabilitätspotential zu. Diese Rolle ist bei der Untersuchung von thermodynamischen Systemen entdeckt worden, deren Energieaustausch in Form von Strahlung außer acht gelassen werden konnte. Fern vom thermodynamischen Gleichgewicht jedoch verliert im allgemeinen die Entropieerzeugungsrate jene ausgezeichnete Rolle. Sollte dies unter bestimmten Umständen oder bei Einbeziehung von Strahlung nicht der Fall sein, so muß das überraschen. Spätestens 1975, als Paltridge seine kühne Hypothese aufstellte, wonach der stationäre Klimazustand mit einer Extremaleigenschaft der Entropieerzeugung in Zusammenhang gebracht werden kann, dürfte sich der Mangel bemerkbar gemacht haben, die bei der Absorption und Aussendung von Strahlungsenergie erzeugte Entropie nicht berechnen zu können (diesbezügliche Arbeiten, die das hätten ermöglichen können, waren kaum bekannt, zumindest hatten ihre Ergebnisse den Weg in die einschlägigen Lehrbücher noch nicht gefunden). In der Meteorologie konnte diesem Mangel durch die Arbeiten von Callies und Herbert abgeholfen werden.¹

Der Energieaustausch zwischen einem Strahlenbündel und der von ihm durchdrungenen Materie ist ein nichtlinearer Prozeß, der in der Atmosphäre (und im Ozean) fern vom thermodynamischen Gleichgewicht stattfindet, auch wenn das Feld der Materie örtlich als im thermodynamischen Gleichgewicht befindlich angenommen werden darf. Es ist daher kaum zu erwarten, daß die Entropieerzeugungsrate in diesem Fall allgemeingültige Eigenschaften besitzt, welche sie bei der Betrachtung von anderen, fern vom thermodynamischen Gleichgewicht unumkehrbar statthabenden Prozessen entbehrt. Und doch fanden Callies, Herbert und Essex heraus, daß der bestrahlte schwarze Körper eine Entropieerzeugungsrate P besitzt, deren Minimierung die stationäre Energiebilanz liefert (was nichts anderes heißt, als daß P ein Variationsprinzip für dieses Beispiel ist). Zudem will Essex (1984) gefunden haben, daß P im sogenannten Strahlungsgleichgewicht einer grauen Schicht minimiert werde. Vergewärtigt man sich noch Paltridges Hypothese, so scheint doch manches dafür zu sprechen, daß im Falle der Wechselwirkung zwischen Materie und Strahlung der Entropieerzeugung eine besondere Rolle zukommt, namentlich als Variationsprinzip.

¹Die mehr in der Traditionslinie der Astrophysik stehenden, dasselbe Ziel verfolgenden Arbeiten von Essex, die hier nicht unerwähnt bleiben dürfen, behandeln auch die Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie, aber sie wurden nicht folgerichtig im Rahmen der unter dem Namen Thermodynamik irreversibler Prozesse bekannten Theorie durchgeführt.

In diesem kurzen Bericht soll lediglich auf in den letzten Jahren durchgeführte Untersuchungen aufmerksam gemacht werden, die das Ziel hatten, einen Beitrag zur besseren Beurteilung des im vorigen Absatz angedeuteten Sachverhalts zu leisten. Bereits 1980 wurde von Nicolis & Nicolis der Versuch unternommen, zu prüfen, ob Paltridges Hypothese zutrifft, wenn man Prigogines Satz minimaler Entropieerzeugung auf solche Fälle erweitert, in denen, wie bei Klimamodellen, Strahlung nicht vernachlässigt werden darf. Sie kamen zum Schluß, daß die Entropieerzeugungsrate ihre Rolle, die sie in Gleichgewichtsnähe besitzt, in jedem Falle verliert. Dieser Schluß ist indes anfechtbar, weil die Behandlung der Strahlungsvorgänge nicht in dem methodologischen Rahmen der Thermodynamik irreversibler Prozesse, von der sie ja ausgegangen waren, erfolgte.

2. Klimamodell des meridionalen Temperaturverlaufs

Um den grundsätzlichen Gedanken so klar wie möglich hervortreten zu lassen, wird in diesem ersten Beispiel ein vereinfachtes Klimamodell aus der Budyko-Sellers-Klasse untersucht. Man denke sich den Erdball „aufgerichtet“ (d.h. ohne Achsenneigung), vielleicht aus Wasser bestehend, aber einem Wasser, das keiner Phasenumwandlung fähig sei; so darf die globale Albedo des Klimamodells gleich Null gesetzt werden. Sonst seien die Verhältnisse wie bei den bekannten eindimensionalen Klimamodellen des meridionalen Temperaturverlaufs; die Ausstrahlung gehorche dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz, und auf die Treibhauswirkung wollen wir auch verzichten; der meridionale Wärmefluß sei linear in dem Temperaturgradienten. Die stationäre Klimagleichung, die sich aus der Energiebilanz ergibt, läßt sich wie folgt schreiben:

$$\sigma T_{st}^4 - Q(y) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\kappa \frac{\partial T_{st}}{\partial y} \right) \quad (1)$$

Um die globale Entropieerzeugungsrate berechnen zu können, greife ich auf den Ausdruck von Callies & Herbert (1988) zurück:

$$P = \int_V \sigma dV = \int_V \mathbf{J}_q \cdot \nabla \left(\frac{1}{T} \right) dV + \int_V \int_0^\infty \int_{S^2} J_\nu(\omega, \mathbf{r}) X_\nu(\omega, \mathbf{r}) d\omega d\nu dV \quad (2)$$

σ bedeutet die Entropieerzeugungsrate je m^3 , \mathbf{J}_q ist der Wärmefluß; $J_\nu = \kappa_\nu (B_\nu - I_\nu)$ mit B_ν als Planckscher Funktion, I_ν als Strahldichte, κ_ν als Massenabsorptionskoeffizient; X_ν ist die thermodynamische Kraft, $\omega \in S^2$ ist ein Einheitsvektor, ν die Schwingungszahl, V das von der Materie beanspruchte Volumen, \mathbf{r} ein Ortsvektor. Schneidet

man die P auf das fragile eindimensionale Klimamodell zu, erhält man den nachstehenden Ausdruck für P :

$$P = 2\pi R_0^2 \int_{-1}^1 \left\{ \frac{\sigma T^3}{3} + \frac{Q(y)}{T} - \frac{4Q(y)}{3T_s} + \mathcal{K} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right\} dy$$

y ist der Sinus der geographischen Breite, T_s die Sonnentemperatur; in $Q(y) = (1 - y^2)^{1/2} Q_0 / \pi$ bedeutet Q_0 die Solarkonstante, während $\mathcal{K}(y)$ die Wärmeleitfähigkeit des Klimamodells - allein aufgrund der Geometrie von y abhängt (sonstige Abhängigkeiten sollen nicht berücksichtigt werden). Damit P als Variationsprinzip Geltung beanspruchen kann, muß die notwendige Bedingung $\delta P = 0$ die stationäre Gleichung (1) liefern; allein, man erhält

$$\sigma T_{ex}^4 - Q(y) = 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\mathcal{K} \frac{\partial T_{ex}}{\partial y} \right) - \mathcal{K} \left(\frac{\partial T_{ex}}{\partial y} \right)^2 \left(1 + \frac{2}{T_{ex}} \right)$$

welche Gleichung offenkundig nicht mit (1) übereinstimmt. P ist somit in diesem Beispiel kein Variationsprinzip. Dies entkräftet Paldrides Hypothese und bestätigt den von Nicolis & Nicolis gezogenen, auf einer falschen Vorstellung der Strahlungsvorgänge beruhenden Schluß.

3. Graue Atmosphäre im Strahlungsgleichgewicht

Als ein zweites Modell zur Untersuchung der Rolle der globalen Entropieerzeugungsrates als Variationsprinzip, möge das vertikale Temperaturprofil einer parallel-geschichteten Atmosphäre dienen. Diese ruhe auf einem als schwarzen Körper einheitlicher Temperatur vorausgesetzten Boden mit verschwindender Wärmekapazität. Im kurzwelligen Bereich des Spektrums sei sie vollkommen durchsichtig, grau dagegen im langwelligen Teil (mit τ_b als gesamter optischer Tiefe). Der Energieaustausch zwischen dem Boden, der die Sonnenenergie vollständig aufnimmt, und der Atmosphäre finde lediglich durch Strahlung statt. Im stationären Zustand gehorcht das Temperaturprofil der Atmosphäre, wie man mit Hilfe der Strahlungsübertragungsgleichung und der Energiebilanz zeigen kann, der linearen Integralgleichung

$$2B(\tau) - \int_0^{\tau_b} B(s)K(\tau, s) ds = \frac{Q_0}{\pi} E_2(\tau_b - \tau) \quad (3)$$

wobei τ die optische Tiefe darstellt, und $B = \sigma T^4(\tau) / \pi$; K ist ein symmetrischer Kern, und E_2 ist das zweite Exponentialintegral. Die Entropieerzeugung kann, ausgehend von der Gl. (2) - mit $J_q \equiv 0$ -, als Funktional des vertikalen Temperaturprofils geschrieben werden, was zu tun ich aus Platzgründen unterlasse. Auch hier gilt, daß die unter der Nebenbedingung, alle Temperaturprofile seien energetisch vergleichbar; durchgeführten Variation von P Gl.(3) nicht hervorbringt (ganz zu schweigen von der freien

Variation). Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zur von Essex (1984) auf leicht veränderter Grundlage aufgestellten und bewiesenen Behauptung, daß, wie in der Einleitung bereits angeführt, im Strahlungsgleichgewicht die Entropieerzeugungsrates minimiert werde.

4. Zwei Variationsprinzipien

Nun könnte man zu dem Schluß neigen, daß das Versagen der Entropieerzeugung als Variationsprinzip, und damit auch als Stabilitätspotential, ein Hinweis darauf sei, daß unter Umständen der stationäre Zustand seine Stabilität einbüßt, um einer neuen Lösung Platz zu machen. Mitnichten! In den zwei geschilderten Beispielen lassen sich nämlich jeweils (sog. Ljapunovsche) Potentiale finden, die eine solche Vermutung als unzutreffend erweisen. Solche Potentiale gewährleisten die Stabilität der entsprechenden stationären Temperaturprofile. Für das einfache Klimamodell ist es ein von North et al. (1979) entlehntes, entsprechend angepaßtes Funktional:

$$\mathcal{F}[T] = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left\{ \frac{\mathcal{K}}{2} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 + \frac{\sigma T^5}{5} - Q(y)T \right\} dy$$

Für das Modell des vertikalen Temperaturprofils im Strahlungsgleichgewicht sieht das Potential so aus:

$$\mathcal{J}[T] = \frac{1}{2} \int_0^{\tau_b} \left\{ B^2(\tau) - \frac{Q_0}{\pi} E_2(\tau_b - \tau) B(\tau) - \frac{1}{2} B(\tau) Q(\tau) \right\} d\tau,$$

wobei $Q(\tau) = \int_0^{\tau_b} B(s)K(\tau, s) ds$. Man weist ohne weiteres nach, daß $\delta \mathcal{F} = 0$ und $\delta \mathcal{J} = 0$ als notwendige Bedingungen mit den Gleichungen (1) bzw. (4) identisch sind. Eine innere Verwandtschaft mit der Entropieerzeugung habe ich noch nicht feststellen können. Auch kann ich eine thermodynamische Bedeutung dieser Potentiale nicht erkennen. Wenn also, wie in den besprochenen Beispielen, Stabilität vorliegt, so scheint sie nicht eine Folge des zweiten Hauptsatzes zu sein, anders als bei gleichgewichtsnahen, unumkehrbaren Prozessen.

LITERATURHINWEISE

- Callies, U. und F. Herbert, 1988: *Radiative processes and non-equilibrium thermodynamics*, J. Appl. Math. Phys. 39, 242-266.
- Essex, C., 1984: *Minimum entropy production in the steady state and radiative transfer*, Astrophys. J. 285, 279-484.
- Nicolis, G. und C. Nicolis, 1980: *On the entropy balance of the earth-atmosphere system*, Quart.J.R.Met. Soc. 106, 691-706.
- Paltridge, G.W., 1975: *Global dynamics and climate - a system of minimum entropy exchange*, Quart.J.R.Met. Soc. 101, 475-484.

Fritz Herbert

Universität Frankfurt a.M., Institut für Meteorologie und Geophysik

Die Wirkung von CORIOLIS-Kräften auf den Transport von Wärme (wie auf andere irreversible Phänomene auch) wird schon im ONSAGERSchen Reziprozitätsgesetz dem Prinzip nach erfaßt. Auf diese Weise (Karussellwirkung) hervorgerufene Wärme-flüsse sind transversaler Natur und unter atmosphärischen Bedingungen nur im großräumigen Maßstab relevant. Die Ursache nämlich für die Systemabhängigkeit dissipativer Transporteffekte beruht darin, daß die Bahnen der Fluid-elemente durch die CORIOLIS-Kraft gekrümmt werden. Bezogen auf Wärme-flüsse bedeutet dies, daß durch einen Temperaturgradienten $\partial_x T$, der im Inertialsystem nur einen parallelen Wärmestrom H_x erzeugt, im Nichtinertialsystem hingegen unter der Wirkung von CORIOLIS-Kräften zusätzlich eine zu H_x senkrechte Flußkomponente verbunden ist.

Somit spielen derartige Karussell-effekte in kleinskaligen atmosphärischen Wärmetransporten sicher keine Rolle, wohl aber können sie unter dynamischen Bedingungen, die im Maßstab der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation gelten, relevante Beiträge liefern. In diesem Sinn hat Welander (1966) über den Einfluß der Erdrotation auf atmosphärische Diffusionsprozesse nachgedacht. Offenbar war ihm klar, daß atmosphärische Diffusionsprozesse im Zirkulationsmaßstab nur allein durch Gesetze vom FOURIERSchen oder FICKSchen Typ grundsätzlich nicht ausreichend beschrieben werden - und dies wegen des effektiven Einflusses von CORIOLIS-Kräften. Die Frage nun, ob man solche

sekundären Flüsse im Zusammenhang verstehen und so fassen kann, daß ihre relativen Beiträge in einem geschlossenen Flußgesetz bestimmbar sind, wird mit Hilfe eines theoretischen Modells für den Wärmetransport in mittleren Breiten behandelt.

Zur Beschreibung großskaliger Geschwindigkeitsschwankungen wird eine Parametrisierungsbeziehung entwickelt. Dem Schwankungs-Dissipationsprinzip entsprechend werden irreversible Wechselwirkungen durch ein einfaches, lineares Reibungsgesetz mit einem Dämpfungstensor berücksichtigt. Da die Schwankungsdynamik unter großskaligen atmosphärischen Bedingungen gelten soll, werden quasi-geostrophische Näherungen in Q-Vektorform sowie eine Integration über die Höhe der Atmosphäre ausgeführt. Aufgrund dieser Annahmen leitet man ein Temperatur-Geschwindigkeits(\bar{T} - \mathbf{v}_t)-Gesetz ab, welches lautet:

$$\mathbf{v}_t = aD^{-1} (\mathcal{H}_S \cdot \nabla \bar{T} + \epsilon \mathbf{K} \times \nabla \bar{T}).$$

Es sind $\nabla = (\partial_x, \partial_y)^T$, a : ein vertikaler Skalierungsfaktor, D : eine Systemdeterminante sowie \mathcal{H}_S : ein symmetrischer Tensor und $\epsilon \mathbf{K}$: ein axialer Vektor, welche hier nicht näher ausgeführt werden.

Durch homogene Kombination der " \mathbf{v}_t -Dynamik" mit einer Äquivalentwärme $\chi_{\bar{a}}$ wird ein Wärme-flußgesetz definiert. Die Bestimmung von $\chi_{\bar{a}}$ durch Dimensionalbe-trachtung (mit Bezug zu Golitsyn, 1968) erfolgt unter der Prämisse $\text{Dim } \chi_{\bar{a}} = \text{Masse} \cdot \text{Länge}^{-1} \cdot \text{Zeit}^{-2}$, und in Abhängigkeit von 6 "externen" Dimensions-

parametern (u.a. $a_E = 6370 \text{ km}$; $c_p = 1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$; Q' : mittlere tägliche Aufnahme solarer Strahlung, $<340 \text{ Wm}^{-2}$) sowie von Größenkriterien, die einen thermodynamischen Wirkungsgrad ($k \approx 10\%$) und eine charakteristische Höchsttemperatur ($T_m \approx 310 \text{ K}$) enthalten. Die genaue Analyse führt zu der Formel:

$$\chi_{\dot{a}} = Q'(\pi a_E k)^{1/2} (2Lc_p T_m)^{-1/2};$$

darin sind Kombinationen von Grundgrößen in einer synoptischen Längenskala L ($\approx 3000 \text{ km}$) zusammengefaßt.

Nun liefert $\chi_{\dot{a}} \mathbf{V}_t$ sofort das Wärme-flußgesetz; es wird hier unter Verzicht auf Terme, die zur Interpretation und speziell zum Vergleich mit Daten bedenkenlos vernachlässigt werden können, ausgeführt:

$$\begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} = -\rho_c c_p k_h \left[\begin{pmatrix} 1 & -1 \\ -1 & 1 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & f_o/B \\ -f_o/B & 0 \end{pmatrix} \right] \begin{pmatrix} \partial_x \bar{T} \\ \partial_y \bar{T} \end{pmatrix} \quad (1)$$

worin k_h den Wärmetransportkoeffizient, gegeben durch die Formel

$$k_h = \chi_{\dot{a}} a_B (\rho_c c_p)^{-1} f_o^{-2} \quad (\text{in } \text{m}^2\text{s}^{-1}), \quad (2)$$

bezeichnet (ρ_c : charakteristische Luft-dichte). In (1) erkennt man einen FOURIERSchen (anisotrop-symmetrischen) Transporttensor sowie einen rein anti-symmetrischen, der vom Verhältnis CORIOLIS-Frequenz f_o und Dämpfungsfaktor B abhängt.

Dieser sekundäre, axiale Flußvektor $-k_h f_o B^{-1} \mathbf{K} \times \nabla \bar{T}$ liefert rein transversale Komponenten und besitzt damit den Charakter eines RIGHI-LEDUCschen Wärme-flusses. Sein direktes Analogon, der elektrische HALL-Fluß, beschreibt die Abweichung vom symmetrischen OHMSchen Gesetz; Ursache hierfür ist ein äußeres Magnetfeld und die LORENTZ-Kraft in Entsprechung der CORIOLIS-Kraft im vor-liegenden Fall. Für gaskinetische Be-dingungen leitet die sog. Erweiterte

Thermodynamik (Müller, 1985) ein ähnli-ches Gesetz wie (1) ab. Erwähnt sei auch, daß mit den Aussagen von (1) dem Prinzip der materiellen Objektivität widersprochen wird - ein Konflikt, der hier nicht weiter diskutiert werden soll.

Aus Formel(2) folgt bei angenommenen k_h -Werten von $(10^4-10^7)\text{m}^2\text{s}^{-1}$ mit Größen-ordnungsgenauigkeit, daß $B \approx (10^{-4} - 10^{-1})\text{s}^{-1}$. Offenbar ist also der Effekt des sekundären RIGHI-LEDUCschen Flusses nicht generell vernachlässigbar. Wenn die Austauschintensität nur so stark ist, daß $B < 10^{-2}\text{s}^{-1}$, so gewinnen in (1) neben den FOURIERSchen Termen auch die $f_o B^{-1}$ -Terme Bedeutung. So liefert die Erweiterung gegenüber dem klassi-schen Flußgesetz die Besonderheit, daß strukturell der Wärme-fluß insgesamt einen deutlich asymmetrischen Charakter annehmen kann. Diese Eigenschaft in der Theorie führt auch auf das Problem der countergradient eddy heat fluxes; aus Beobachtungen des troposphärischen-stratosphärischen wie auch des ozeani-schen Transports ist die Erscheinung solcher inverser Diffusionsprozesse bekannt. Solch eine Situation wird im Wärme-flußgesetz möglich, wenn die nicht-isotropen Komponenten und spezi-ell die antisymmetrischen sekundären, die von CORIOLIS-Effekten herrühren, größer werden als die gewöhnlichen FOURIERSchen. Möglicherweise ist aber zur Erklärung des inversen counter-gradient-Verhaltens auch ein gegenüber (1) modifiziertes Gesetz zu verwenden.

Literatur:

- Golitsyn, G.S. (1968), *Izv.Akad.Nauk. SSSR, Fiz.Atmos.Okeana* 4, 1131-1138
Müller, I. (1985), *Thermodynamics*, Pitman (London) S.145 ff.
Welander, P. (1966), *Tellus* 18, 63-66

Hans-Joachim Lange

FU Berlin, Institut für Meteorologie, Thielallee 49, 1000 Berlin 33

1. VERALLGEMEINERTES "EKMAN-PUMPING"

In LANGE (1985) ist ein sphärisches, barotropes Zweischichten-Modell beschrieben worden, welches die Wechselwirkung zwischen einer horizontal-inhomogenen Planetarischen Grenzschichtströmung und der Freien Atmosphäre simuliert. Die letztere wird beschrieben durch eine Flachwassergleichung, welche als untere Randbedingung eine reibungsbedingte Vertikalgeschwindigkeit verwendet. Diese wird jedoch nicht aus der *Vorticity der Freien Atmosphäre* berechnet, (das wäre das klassische Ekman-Pumping), sondern aus der *Divergenz der Grenzschichtströmung*. Hier wird die Bewegungsgleichung für den vertikal gemittelten Wind (FORTAK 1969) zeitabhängig gelöst. Bei der Mittelung wird die Höhenabhängigkeit der Variablen berücksichtigt, es liegt also kein sogenanntes "well mixed layer" - Modell vor. Dadurch wird die Gleichung zusätzlich nicht-linear, nicht nur im Advektionsterm:

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{v}}_b}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}}_b \cdot \nabla_h \bar{\mathbf{v}}_b = -f \mathbf{k} \times \bar{\mathbf{v}}_b -$$

$$-g \nabla_h H_f - \frac{1}{\rho H_b} \tau|_0 - (\nabla_h \cdot \bar{\mathbf{v}}_b) [\bar{\mathbf{v}}_b - \mathbf{v}_f]$$

\mathbf{v}_b ist der horizontale Grenzschichtwind, \mathbf{v}_f der Wind der Freien Atmosphäre. H_f , H_b bzw. H_0 sind die Höhen der Freien Atmosphäre, der Grenzschicht bzw. der Orographie.

Die letztere wird zunächst Null gesetzt, (vergleiche jedoch Abschnitt 4). Der Querstrich bedeutet vertikale Mittelung über die Grenzschichthöhe H :

$$\int_{H_0}^{H_b} dz \Psi = H \bar{\Psi} \quad \text{mit} \quad H = H_b - H_0 \quad (2)$$

Die nichtlinearen Terme in (1) beschreiben eine Koppelung zwischen beiden Schichten, die über das klassische (lineare) Ekman-Pumping weit hinausgeht, sie wurde in LANGE (1985) "verallgemeinertes Ekman-Pumping" genannt. Es soll hier gezeigt werden, daß das gleiche Modell auch eine Verallgemeinerung der Low-Level-Jet Theorie von BLACKADAR (1957) darstellt, so daß beide Prozesse in einem Modell enthalten sind.

2. BLACKADAR'S LLJ - THEORIE

BLACKADAR (1957) geht vom geostrophisch-antitriptischen Gleichgewicht aus:

$$0 = f \mathbf{k} \times [\mathbf{v}_g - \mathbf{v}_b] + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (3)$$

Durch nächtliche Stabilisierungen kann die Turbulenz und damit auch der turbulente Impulstransport τ stark reduziert werden oder ganz verschwinden. Dann ist das antitriptische Gleichgewicht gestört, und es treten lokale Beschleunigungen auf:

$$\frac{\partial \mathbf{v}_b}{\partial t} = f \mathbf{k} \times [\mathbf{v}_g - \mathbf{v}_b] \quad (4)$$

Stellt man \mathbf{v}_b dar als Abweichung $\delta \mathbf{v}$ vom geostrophischen Wind, $\mathbf{v}_b = \mathbf{v}_g + \delta \mathbf{v}$, und vernachlässigt $\partial \mathbf{v}_g / \partial t$, so folgt

$$\frac{\partial \delta \mathbf{v}}{\partial t} = -f \mathbf{k} \times \delta \mathbf{v}$$

Diese lineare Gleichung läßt sich analytisch lösen. Es ergibt sich für $\delta \mathbf{v}(t)$ eine Kreisbewegung mit der Periode $2\pi/f$, einem "halben Pendeltag". Die Periode dieses Trägheitskreises ist also breitenabhängig und nimmt nach Norden ab. Der LLJ müßte also in nördlicheren Breiten eher einsetzen als in südlichen, was durch Beobachtungen allerdings nicht bestätigt werden konnte (BONNER 1968).

3. VERGLEICH BEIDER FORMULIERUNGEN

Als Anfangsbedingungen wurden in LANGE (1985) sphärische Wellen vorgegeben. In LANGE (1990) ist gezeigt worden, daß bei Vorgabe höherer Wellenzahlen in der Freien Atmosphäre die gesteuerte Grenzschicht (1) mit strahlstromartigen Strömungsmustern antwortet, die nicht von der Tageszeit abhängen. Um (1) in eine mit (3) bzw. (4) vergleichbare Form zu bringen, verwendet man die Beziehungen

$$-g \nabla_h H_f = f \mathbf{k} \times \mathbf{v}_f \quad \text{und} \quad -\frac{1}{\rho H_b} \tau|_0 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z}$$

Damit geht (1) über in die Gleichung

$$\frac{\partial \overline{\mathbf{v}}_b}{\partial t} + \overline{\mathbf{v}}_b \cdot \nabla_h \overline{\mathbf{v}}_b = - (\nabla_h \cdot \overline{\mathbf{v}}_b) [\mathbf{v}_f - \overline{\mathbf{v}}_b] + f \mathbf{k} \times [\mathbf{v}_f - \overline{\mathbf{v}}_b] + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (5)$$

Durch Vergleich von (5) mit (3) wird die Verallgemeinerung der Blackadar-Theorie offensichtlich, denn das Vertikalmittel über (3) ist identisch mit den beiden letzten Termen von (5). (Allerdings wird der Wind \mathbf{v}_f durch eine eigene Gleichung prognostiziert, und nicht als steuernder geostrophischer Wind \mathbf{v}_g fest vorgegeben). Auch in (5) würde ein plötzlicher Wegfall des letzten Termes durch eine lokale Beschleunigung aufgefangen werden, die jedoch nicht, wie in (4), einzig aus der Unbalance zwischen Coriolis- und Druckbeschleunigung resultieren.

Die Winddifferenz $\mathbf{v}_f - \overline{\mathbf{v}}_b$ in Gleichung (5) entspricht dem Blackadarschen - $\delta \mathbf{v}$. Die gesamte Beschleunigung enthält aber den Term $\delta \mathbf{v}$ noch ein zweites Mal, und zwar mit der Reibungskonvergenz $-\nabla_h \cdot \overline{\mathbf{v}}_b$ multipliziert. Durch diesen nichtlinearen Term ergibt sich im Tief eine Beschleunigung in Richtung Tief, die vom Ausmaß der bereits vorhandenen Ablenkung zum Tief abhängt. Da eine Abweichung zum Tief die Ursache für die Vergrößerung dieser Abweichung ist, liegt positive Rückkopplung vor, und dieser Selbstverstärkungsprozeß führt zum "LLJ" in den Ergebnissen der numerischen Integration, denn die Coriolisbeschleunigung stabilisiert erst bei höheren Windgeschwindigkeiten. Es ist gezeigt worden (LANGE 1990), daß dieser Term seine Ursache in der vertikalen Impulsadvektion der ungemittelten Ausgangsgleichung hat, ein Term also, der in "well mixed layer"-Modellen nicht enthalten ist.

4. MODELLERWEITERUNG DURCH OROGRAPHIE

Auch nach dem hier zu beschreibenden Einbau des Einflusses von großräumiger Orographie kann die resultierende vertikal gemittelte Grenzschichtgleichung gedeutet werden als (zusätzlich) verallgemeinerte vertikal gemittelte Blackadar'sche LLJ-Gleichung. Die Orographie wird nicht durch Transformation auf orographieangepaßte Vertikalkoordinaten eingebaut, sondern die vertikal integrierte Beschreibungsweise wird beibehalten.

Die Orographie wird dann dadurch berücksichtigt, daß in (2) zwischen *variablen* Grenzen vertikal gemittelt wird, d.h. im Gegensatz zu vorher ist nun die untere Integrationsgrenze nicht mehr konstant, sondern

$$H_0 = H_0(x, y)$$

Das liefert, wegen der nun nicht mehr gegebenen Vertauschbarkeit von Vertikal-

integration und Ableitung, einen weiteren Zusatzterm gegenüber Gleichung (5) (siehe auch FORTAK 1980):

$$\frac{\partial \overline{\mathbf{v}}_b}{\partial t} = \dots - \frac{1}{H_b - H_0} \overline{\mathbf{v}}_b \cdot \nabla_h H_0 [\mathbf{v}_f - \overline{\mathbf{v}}_b]$$

Das "Blackadar - Analogon" - $\delta \mathbf{v}$ taucht also ein zweites Mal zusätzlich auf, diesmal multipliziert im wesentlichen mit dem inneren Produkt aus Grenzschichtströmung und Gradient des Bodenniveaus. Zusammen mit der Advektion ergeben sich drei nichtlineare Terme, die die Blackadar-Theorie verallgemeinern.

Ferner ergibt sich auch eine weitere Verallgemeinerung des "Ekman-Pumpings", denn die Vertikalgeschwindigkeit errechnet sich nicht mehr ausschließlich aus der Reibungskonvergenz, sondern zusätzlich aus einem orographisch bedingten Anteil:

$$v_z(H_b) = -(H_b - H_0)(\nabla_h \cdot \overline{\mathbf{v}}_b) + \overline{\mathbf{v}}_b \cdot \nabla_h H_0 \quad (6)$$

Um diese Erweiterungen in das Modell aufzunehmen, wurden verschiedene "Bergformen" vorgegeben. Die Ergebnisse der numerischen Integrationen zeigen wandernde Vertikalwindzentren, die durch den ersten Term von (6) verursacht werden. Beim Auftreffen auf die stationären, orographiebedingten Zentren (zweiter Term von (6)) kommt es zu nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen beiden.

LITERATUR

- BLACKADAR, A.K.: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull. Amer. Meteor. Soc. 38, 283-290, 1957
- BONNER, W.D.: Climatology of the low level jet. Mon. Wea. Rev. 96, 833-850, 1968
- FORTAK, H.: Die Parameterisierung der Divergenz des vertikal gemittelten Impulsstromensors der planetarischen Grenzschicht. Veröffentlichung des Instituts für Theoretische Meteorologie der FU Berlin, 1969
- FORTAK, H.: Untersuchungen zur Modellbildung für die Simulation des Mesoscale-Klimas topographisch gegliederter Regionen. In: Meteorologisches Simulationsgebiet Oberrheingebiet. Abschlußbericht Teilprojekt IV, Bonnenberg u. Drescher Ingenieurgesellschaft mbH, 1980
- LANGE, H.J.: Numerical Simulation of Generalized Ekman-Pumping. Beitr. Phys. Atmos., 58, (Part I, II), 304-345, 1985
- LANGE, H.J.: On the Role of Vertical Momentum Advection for the Formation of Jet-Like Structures in the Fields of Frictionally Induced Horizontal and Vertical Velocities. Beitr. Phys. Atmos., 63, 41-51, 1990

INERTIAL-RANGE-SPEKTRUM EINES FRAKTALEN TURBULENZMODELLS

Richard Blender

Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie

Thielallee 50, 1000 Berlin 33

1 EINLEITUNG

Voll entwickelte Turbulenz zeigt einen Skalenbereich, den sogenannten inertial range, in dem das Energiespektrum einem Potenzgesetz $E(k) \sim k^{-\alpha}$ mit $\alpha \approx 5/3$ gehorcht. Verantwortlich für dieses Verhalten ist das Zusammenspiel zwischen den Nichtlinearitäten der Bewegungsgleichungen und der Dämpfung durch die molekulare Viskosität. Die bis heute einfachste Möglichkeit durch theoretische Überlegungen den Wert $\alpha = 5/3$ zu erhalten, stellt die Dimensionsanalyse dar, wie sie von Kolmogorov durchgeführt wurde (siehe z.B. Hinze, 1959). In der vorgestellten Arbeit (Blender, 1991) wird ein Turbulenzmodell behandelt das auf einer reduzierten Zahl selbstähnlich angeordneter Wellenvektoren basiert. Das Modell ist vergleichbar mit Kaskadenmodellen, gehorcht jedoch den hydrodynamischen Gleichungen.

2 MODELL

Wir verwenden die Navier-Stokesschen Gleichungen im Wellenzahlraum

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \nu k^2\right) u_\alpha(\mathbf{k}, t) = -i \sum_{\beta, \gamma=1}^3 k_\beta \left(\delta_{\alpha, \gamma} - \frac{k_\alpha k_\gamma}{k^2}\right) \times \sum_{\mathbf{j}} u_\beta(\mathbf{j}, t) u_\gamma(\mathbf{k} - \mathbf{j}, t)$$

$$\sum_{\alpha} k_\alpha u_\alpha(\mathbf{k}, t) = 0$$

Die Geschwindigkeitskomponenten u_α , $\alpha = 1, 2, 3$, hängen ab von den Wellenvektoren \mathbf{k} und \mathbf{j} , δ ist das Kronecker-Symbol und ν die molekulare Viskosität. Die verwendeten Vektoren \mathbf{k}_s bilden eine fraktale Menge, die sich als Satz von konzentrischen Würfeln vorstellen läßt. Dieser wird erzeugt aus einem Grundwürfel $\mathbf{k}_0 = 2\pi(n_1, n_2, n_3)/l$ mit $n_\alpha = 0, \pm 1$, aber $\mathbf{n} \neq 0$ (l ist die Dissipationslänge). Die restlichen Wellenvektoren \mathbf{k}_s werden gebildet durch $\mathbf{k}_s = 2^s \mathbf{k}_0$ (s ganz). Das Energiespektrum wird iterativ durch eine Monte Carlo Renormierung berechnet. Dabei

wird eine eddy-Viskosität ν^e verwendet, die zu Beginn der Renormierung am kurzwelligen Rand des inertial range vernachlässigt wird.

3 ERGEBNISSE

Bei der Berechnung der Energieverteilung sowie der eddy-Viskosität zeigen sich nach wenigen Iterationsschritten Potenzgesetze $E(k) \sim k^{-\alpha}$, $\alpha = 1.68 \pm 0.07$ und $\nu^e(k) \sim k^{-\sigma}$, $\sigma = 1.3 \pm 0.1$ (vgl. $5/3$ und $4/3$ aus der Dimensionsanalyse). Wir haben demnach ein Turbulenzmodell vor uns, welches trotz der drastischen Reduktion der Freiheitsgrade das beobachtete Verhalten im inertial range wiedergibt. Die Fig.1 zeigt die eddy-Viskosität $\nu^e(k)$ aufgetragen gegen die Wellenvektoren $\log_2(k/k_0) = -s$, $k_0 = 2\pi/l$. Die Iteration beginnt am rechten Rand der Figur.

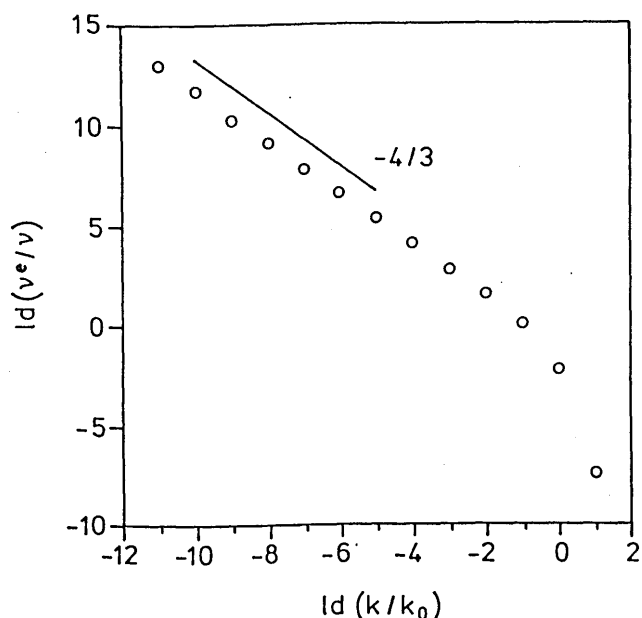


Fig.1: eddy-Viskosität $\nu^e(k)$ gegen die Wellenvektoren k

4 LITERATUR

- Blender, R.: Inertial range spectrum of a fractal model for turbulence, Zeitschrift für Physik B 83 (1991) 425-7
 Hinze, J.O.: Turbulence. New York, McGraw Hill 1959.

VERGLEICH DER ERGEBNISSE DER SCHLIEBUNG 2.ORDNUNG MIT DATEN DER DIREKTEN NUMERISCHEN SIMULATION FÜR DIE TURBULENTE DIFFUSION IN GESCHICHTETEN SCHERSTRÖMUNGEN

Andreas Dörnbrack

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, 8031 Oberpfaffenhofen

Ergebnisse von direkten numerischen Simulationen (DNS) homogener Scherströmungen werden genutzt, um das Verhalten der turbulenten Momente, insbesondere das des Tensors der turbulenten Diffusion $D_{ij} = -\overline{u_i c} / (\partial C / \partial x_j)$ in neutral und stabil geschichteten Medien zu untersuchen. Die Simulationsdaten für die turbulenten Geschwindigkeiten, die Temperatur- und Konzentrationsfluktuationen stammen von den in KALTENBACH *et al.* (1991) dokumentierten Simulationen. Aus ihnen lassen sich durch Mittelwertbildung die turbulenten Flüsse und - durch die Kenntnis der mittleren Konzentrationsgradienten - die Komponenten des Tensors D_{ij} ableiten. Speziell die mit der vertikalen Diffusion verbundenen Komponenten D_{31} und D_{33} zeigen eine starke Stabilitätsabhängigkeit (Abb. 1).

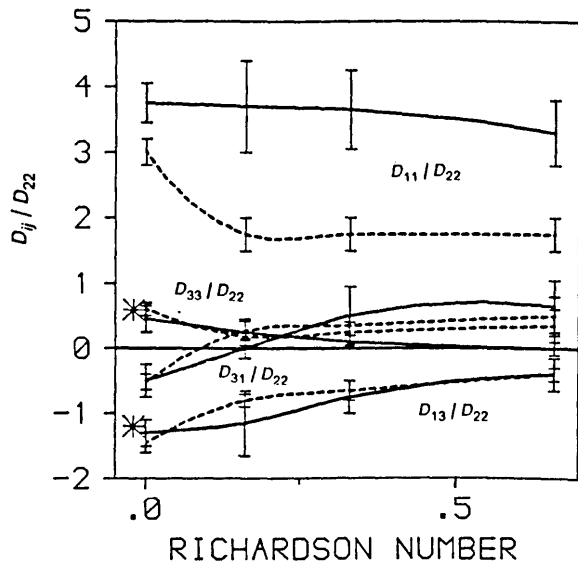


Abb.1 Normierter Tensor der turbulenten Diffusion D_{ij} als Funktion der Richardsonzahl. Gestrichelt: Algebraisches Schließungsmodell 2.Ordnung. Durchgezogen: Ergebnisse der DNS. Sterne markieren gemessene Tensorkomponenten von TAVOULARIS & CORRSIN (1981, 1985).

Die Simulationsergebnisse werden mit einem algebraischen Schließungsmodells nach Launder bzw. Mellor & Yamada verglichen. Aus diesem vereinfachten Schließungsmodell 2.Ordnung folgt, daß die turbulenten Flüsse proportional zu den Gradienten der mittleren Größen sind und daß

man einen analytischen Ausdruck für D_{ij} ableiten kann (DÖRNBRACK 1991).

Das Schließungsmodell, wie auch die Ergebnisse der DNS zeigen, daß der Tensor D_{ij} nicht symmetrisch ist. Im neutralen Fall stimmen die Ergebnisse der DNS mit denen des Schließungsmodells sehr gut überein. Die normierten Tensorkomponenten zeigen ebenfalls die gleiche Abhängigkeit von der Richardsonzahl. Insbesondere wird der Vorzeichenwechsel von D_{31} zwischen $Ri = 0.1$ und $Ri = 0.2$ vom algebraischen Schließungsmodell gut wiedergegeben.

Insgesamt werden Aussagen zur Qualität und Anwendbarkeit unterschiedlicher, in der meteorologischen Praxis häufig benutzter Turbulenzschließungsverfahren getroffen, die sich aus dem Vergleich mit gemittelten Turbulenzdaten aus dem numerischen Modell ergeben.

LITERATUR

- DÖRNBRACK, A., 1991: Tensor der turbulenten Diffusion - Eigenschaften und Anwendungen, Meteorol.Rundschau, **44**, 73-79.
- KALTENBACH, H.-J., GERZ, T. and U.SCHUMANN, 1991: Transport of passive scalars in neutrally and stably stratified homogeneous turbulent shear flows, in: *Advances in Turbulence 3* (A.Johansson & H.Alfredsson, eds.), 327-334.
- TAVOULARIS, S. and S.CORRSIN, 1981: Experiments in nearly homogeneous turbulent shear flow with a uniform mean temperature gradient, Part 1, J.Fluid Mech., **104**, 311-347.
- TAVOULARIS, S. and S.CORRSIN, 1985: Effects of shear on the turbulent diffusivity tensor, Int.J.Heat Mass Transfer, **28**, 265-276.

EINE GLEICHUNG ZUR BERECHNUNG HORIZONTAL HOMOGENER UND STATIONÄRER TURBULENTER STRÖMUNGEN AUF DER BASIS EINER LOKALEN INTERPRETATION DER HEISENBERGSCHEN TURBULENZTHEORIE

Andreas Muschinski

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover,
Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

1 DIE HEISENBERGSCHEN TURBULENZTHEORIE

Der Begriff der turbulenten Viskosität ν_t spielt in fast allen Modellvorstellungen turbulenter Strömungen eine Rolle. Eine Sonderstellung nimmt er jedoch in der Turbulenztheorie von HEISENBERG (1948) ein, wo ein expliziter Ansatz für ν_t vorgeschlagen wird, der in der „Heisenberg-Gleichung“

$$S(k) = \left(\nu_0 + C \cdot \int_{k'=k}^{\infty} \sqrt{\frac{F(k')}{k'^3}} dk' \right) \times \left(2 \cdot \int_{k'=0}^k F(k') k'^2 dk' \right) \quad (1.1)$$

völlig gleichberechtigt neben der molekularen Viskosität ν_0 erscheint. In Gl. (1.1) bedeutet $S(k)$ die turbulente kinetische Energie, die der Makrokomponente, d.h. der Gesamtheit der turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen mit Wellenzahlen $k' < k$, je Masse und Zeit verloren geht. Dabei ist k beliebig, aber fest; dementsprechend ist auch die Einteilung in Mikro- ($k < k' < \infty$) und Makrokomponente ($0 < k' < k$) beliebig, aber fest. $F(k')$ ist das Wellenzahl-spektrum der turbulenten kinetischen Energie.

Die Mikrokomponente, d.h. die Gesamtheit der turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen mit Wellenzahlen $k' > k$, agiert als eine turbulente Viskosität

$$\nu_t(k) = C \cdot \int_{k'=k}^{\infty} \sqrt{\frac{F(k')}{k'^3}} dk'. \quad (1.2)$$

In der zweiten Klammer in (1.1) definiert die Makrokomponente den Erwartungswert desjenigen Beitrags zum Quadrat der Rotation des Geschwindigkeitsfeldes, der Fluktuationen mit $k' < k$ zuzuordnen ist.

Die „Heisenberg-Konstante“ C spielt in der Heisenbergschen Theorie die Rolle einer dimensionslosen, aber universellen Konstanten von der Größenordnung Eins. Wenn auch die Vorstellung einer für beliebige turbulente Strömungen einheitlichen Konstanten C heutzutage als überholt zu betrachten ist, so soll zunächst am Beispiel der stationären adiabatischen Strömung an der glatten Wand gezeigt werden, daß Gl. (1.1) in Verbindung mit einigen Plausibilitätsargumenten realistische Resultate liefert.

2 EINE LOKALE INTERPRETATION DER HEISENBERG-GLEICHUNG

Bei Stationarität der Strömung und des i. allg. zeit- und ortsabhängigen Spektrums $F(k, t, z)$ folgt für jeden Wandabstand z , daß $S(k, t, z)$ unabhängig von k und t ist. Also gilt insbesondere

$$S(k = k_0(z), z) = S(k \rightarrow \infty, z). \quad (2.3)$$

Identifiziert man $k_0(z)$ mit der unteren Grenzwellenzahl des Turbulenzspektrums im Wandabstand z und setzt das Spektrum identisch gleich Null für $k < k_0(z)$ und gleich der stationären Lösung der Heisenberg-Gleichung,

$$F(k') = \left(\frac{8\varepsilon(z)}{9C} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot k'^{-\frac{5}{3}} \cdot \left(1 + \frac{8\nu_0^3 k'^4}{3C^2 \varepsilon(z)} \right)^{-\frac{4}{3}} \quad (2.4)$$

(BASS 1949, CHANDRASEKHAR 1949), für $k > k_0(z)$, folgt nach Einsetzen in (1.1) unter Berücksichtigung von

$$\varepsilon(z) = u_*^2 \cdot \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (2.5)$$

nach Integration der in (1.1) auftretenden Integrale und nach einigen elementaren Umformungen eine Gleichung, die das Scherungsprofil $\frac{\partial u}{\partial z}$ bei gegebenen ν_0 und u_* eindeutig aus $k_0(z)$ zu berechnen gestattet:

$$\frac{\nu_0^3}{u_*^6} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^3 + \frac{3C^2}{8} \cdot \frac{1}{u_*^4 k_0^4(z)} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^4 = 1. \quad (2.6)$$

Es scheint nun plausibel anzunehmen, daß die längstmöglichen Geschwindigkeitsfluktuationen, die im Wandabstand z lokal isotrop — und damit als „turbulent“ interpretierbar — geometrisch möglich sind, von Paaren nahezu gegenläufig rotierender „Wirbel“ mit Radien $r \approx z$ herrühren. Dies führt im Wandabstand z zur Grenzwellenlänge $\lambda_{max} = 4z$ und damit zur unteren Grenzwellenzahl

$$k_0(z) = \frac{2\pi}{\lambda_{max}(z)} = \frac{\pi}{2z}. \quad (2.7)$$

Einsetzen in (2.6) ergibt als Spezialfälle das wandnahe lineare Gesetz

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*^2}{\nu_0} \quad (2.8)$$

und das wandferne logarithmische Gesetz

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\left(\frac{6C^2}{\pi^4}\right)^{\frac{1}{4}} z} \quad (2.9)$$

mit

$$\kappa = \left(\frac{6C^2}{\pi^4}\right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.10)$$

als von-Kármán-Konstante. Einsetzen des von ROTH (1969) vorgeschlagenen Wertes $C = \frac{1}{\sqrt{3}}$ führt auf

$$\kappa = \frac{2^{\frac{1}{4}}}{\pi} \approx 0,38. \quad (2.11)$$

Da andererseits die Heisenberg-Konstante C mit der Kolmogoroff-Konstanten α durch

$$\alpha = \left(\frac{8}{9C}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.12)$$

verknüpft ist, folgt mit (2.10) ein Zusammenhang zwischen κ und α :

$$\kappa = \frac{4}{3\pi} \left(\frac{3}{2}\right)^{\frac{1}{4}} \alpha^{-\frac{3}{4}}. \quad (2.13)$$

Während der Ansatz (2.7) das lineare und das logarithmische Gesetz liefert, versagt er im Übergangsbereich. Der verfeinerte, bis auf den Faktor $\frac{\pi}{2}$ mit dem Ansatz von ROTH (1972) identische Ausdruck

$$k_0(z) = \frac{\pi}{2z_e(z)} = \frac{\pi}{2z \cdot \left(1 - \frac{1}{1+\frac{z}{\delta}}\right)}, \quad (2.14)$$

worin δ die Dicke der viskosen Unterschicht und $z_e(z)$ ein effektiver Wandabstand bedeutet, beseitigt diesen Mangel. Gl. (2.14) führt mit (2.6) und (2.10) auf das „wandnormierte“ Gleichungssystem

$$\left(\frac{\partial u_+}{\partial z_+}\right)^3 + \kappa^4 \cdot \left(z_+ - \frac{z_+}{1 + \frac{z_+}{\delta_+}}\right)^4 \cdot \left(\frac{\partial u_+}{\partial z_+}\right)^4 = 1, \quad (2.15)$$

$$\lim_{z_+ \rightarrow \infty} \left\{ u_+(z_+) - \frac{1}{\kappa} \ln z_+ \right\} = \delta_+ - \frac{1}{\kappa} \ln \delta_+, \quad (2.16)$$

wobei (2.16) äquivalent zur Forderung ist, daß sich die lineare und die logarithmische Asymptote bei $z_+ = \delta_+$ schneiden sollen. Das System (2.15), (2.16) liefert einen eindeutigen Zusammenhang zwischen κ und δ_+ .

Der hier skizzierte Gedankengang wird demnächst an anderer Stelle ausführlicher veröffentlicht werden.

3 ERWEITERUNG DES FORMALISMUS AUF NICHTADIABATISCHE SCHICHTUNG

Im Vortrag wird ferner diskutiert werden, inwieweit der vorgestellte Formalismus auf den Fall horizontal homogener stationärer Strömung bei nichtadiabatischer Schichtung verallgemeinert werden kann.

LITERATUR

BASS, J.: Sur les bases mathématiques de la théorie de la turbulence d'Heisenberg. *Compt. Rend.* **228**, 228-229, 1949.

CHANDRASEKHAR, S.: On Heisenberg's elementary theory of turbulence. *Proc. Roy. Soc. A* **200**, 20-33, 1949.

HEISENBERG, W.: Zur statistischen Theorie der Turbulenz. *Z. Phys.* **124**, 628-657, 1948.

ROTH, R.: Modelle für das Windprofil über einer rauhen und einer glatten Oberfläche. *Beitr. Phys. Atmos.* **42**, 287-292, 1969.

ROTH, R.: Ein primitives Modell zu Heisenbergs statistischer Theorie der Turbulenz. *Beitr. Phys. Atmos.* **45**, 277-304, 1972.

HAMILTONSCHE DYNAMIK NICHTLINEARER ROSSBY-HAURWITZ-WELLEN

Peter Névir

Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie

Thielallee 50, 1000 Berlin 33

1 EINLEITUNG

Seit Anfang der 80er Jahre beschäftigt sich die Theoretische Physik mit der Hamiltonschen Formulierung der nichtdissipativen Feldgleichungen der Hydrodynamik. Dabei hat sich gezeigt, daß die lokale Form der hydrodynamischen Grundgleichungen ein unendlich-dimensionales verallgemeinertes Hamiltonsches System bildet (siehe z.B. Salmon, 1988).

Diese über die klassische kanonische Theorie hinausgehende Verallgemeinerung der Dynamik ist auch von praktischer Bedeutung für die Meteorologie, da sie die Anwendung allgemeiner Prinzipien der Mechanik in der atmosphärischen Dynamik erlaubt. Zu diesen Prinzipien gehört insbesondere das Theorem von Noether, welches die Erhaltungssätze eines dynamischen Systems mit seinen kontinuierlichen Symmetrien in Beziehung setzt.

2 MODELL

Das nichtlineare Modell, welches sowohl die großräumigen Wellenbewegungen in der Atmosphäre als auch das Regime der zweidimensionalen Turbulenz beschreibt, kann mit Hilfe der divergenzfreien, barotropen Vorticitygleichung formuliert werden. Auf der β -Ebene besitzt sie folgende verallgemeinerte Hamiltonsche Struktur:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = D(\zeta_a) \frac{\delta H}{\delta \zeta} \quad (1)$$

$$H = \int_F df \frac{1}{2} \mathbf{v}_h^2$$

Dabei ist $\zeta_a = \zeta + f_0 + \beta y$ die absolute Vorticity und $\zeta = \nabla_h^2 \psi$ die mit der Stromfunktion ψ gebildete relative Vorticity des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes \mathbf{v}_h . Der Coriolisparameter f_0 und der meridionale Gradient β sind beide bestimmt in einer zentralen geographischen Breite φ_0 . Das Hamilton-Funktional H ist die Gesamtenergie, d.h. hier die über die gesamte

Fläche F integrierte kinetische Energie und $\delta H / \delta \zeta = -\psi$ ist die Funktionalableitung von H . Schließlich ist $D(\zeta_a) = -J(\zeta + \beta y, \cdot)$ der von der absoluten Vorticity abhängige negativ-adjungierte Jacobi-Operator. Der Jacobi-Operator, der allgemein definiert ist als $J(A, B) = A_x B_y - A_y B_x$, wirkt hier als Hamiltonscher Operator, da er neben der Eigenschaft der Antisymmetrie auch die Jacobi-Identität erfüllt. Weitere mathematische Einzelheiten findet man bei Olver (1986).

3 SYMMETRIE UND ERHALTUNGSSÄTZE

Die Vorticitygleichung (1) besitzt zwei verschiedene Arten von integralen Erhaltungsgrößen. Die erste Art ist nach dem Theorem von Noether mit den expliziten raumzeitlichen Symmetrien von (1) verknüpft. Die Invarianz des Hamilton-Funktional gegenüber zeitlichen Translationen führt zu der Gesamtenergie als Erhaltungsgröße, d.h. es gilt $dH/dt = 0$.

Zonale Änderungen der Vorticity werden entsprechend der Gleichung

$$-\frac{\partial \zeta}{\partial x} = D(\zeta_a) \frac{\delta M_x}{\delta \zeta} \quad (2)$$

$$M_x = \int_F df y \zeta$$

durch den zonalen Kelvin-Impuls M_x erzeugt. Der von der Vorticity ζ abhängige Kelvin-Impuls ist bis auf eine totale Divergenz identisch mit dem gewöhnlichen Impuls, der mit der zonalen Geschwindigkeit v_x definiert wird. Die Invarianz des Hamilton-Funktional gegenüber Translationen in x -Richtung führt zu dem Kelvin-Impuls als Erhaltungsgröße, d.h. es gilt $dM_x/dt = 0$. Der Kelvin-Impuls in meridionaler Richtung M_y ist keine Erhaltungsgröße von (1), da der Jacobi-Operator in der β -Ebene explizit von y abhängt. Die zweite Art von integralen Erhaltungsgrößen, die die Vorticitygleichung (1) besitzt, werden in der Hamiltonschen Dynamik als Casimir-Funktionale bezeichnet. Sie

sind nicht mit den expliziten Symmetrien des Hamilton-Funktional in lokaler Form verbunden, sondern sind ein Ausdruck der Singularität des Hamiltonschen Operators $D(\zeta_a)$ und als solches mit dem nicht-trivialen Kern dieses Operators verknüpft. Die zu (1) gehörigen Casimir-Funktionale C_ϕ , bestimmt durch die Gleichung

$$D(\zeta_a) \frac{\delta C_\phi}{\delta \zeta} = 0 \quad (3)$$

$$C_\phi = \int_F df \phi(\zeta_a)$$

sind alle über die Fläche F integrierten Funktionen ϕ der absoluten Vorticity ζ_a . Aus dieser unendlich großen Zahl von Vorticity-Casimir-Funktionalen erhält man für $\phi(\zeta_a) = \zeta_a$ die absolute Zirkulation und für $\phi(\zeta_a) = 1/2\zeta_a^2$ die absolute Enstrophie als bekannte integrale Erhaltungsgrößen. Es ist bis heute eine offene Frage, in wie weit die Erhaltungsgrößen mit Potenzen der absoluten Vorticity größer als zwei die Dynamik des Systems beeinflussen.

Der zeitlichen Erhaltung der Vorticity-Casimir-Funktionale ($dC_\phi/dt = 0$) liegt eine in der lokalen Eulerschen Darstellung versteckte Symmetrie zugrunde, die erst in der materiellen Lagrangeschen Form der Hydrodynamik sichtbar wird. So sind die Vorticity-Casimir-Funktionale mit der Invarianz des Hamilton-Funktional in materieller Darstellung gegenüber den unimodularen Transformationen der Numerierungs-Koordinaten (Ertel 1965) verbunden. In diesem Sinne spricht man auch von einer versteckten oder inneren Symmetrie.

4 ERGEBNISSE

Die Invarianz der Vorticitygleichung (1) gegenüber Translationen in x -Richtung läßt stetig wandernde Wellenlösungen der Form $\zeta(x - ct, y)$ erwarten. Diese mit der Phasengeschwindigkeit c wandernden Lösungen

genügen der Bedingung $\zeta_t + c\zeta_x = 0$, die unter Verwendung von (1), (2) und (3) zu dem folgenden Wellen-Variationsprinzip führt:

$$\frac{\delta(H - cM_x + C_\phi)}{\delta \zeta} = 0 \quad (4)$$

Diese Gleichung besagt, daß das Energie-Impuls-Casimir-Funktional $H - cM_x + C_\phi$ für stetig wandernde Wellen einen Extremalwert besitzt.

Das Wellen-Variationsprinzip (4) bleibt auch gültig für Wellenlösungen in einem in y -Richtung scherenden Grundstrom. Um explizite Lösungen zu erhalten, muß eine Taylorreihenentwicklung von $\phi'(\zeta_a) = d\phi/d\zeta_a$ um die absolute Vorticity des Grundstromes durchgeführt werden. Unter der Annahme eines konstanten Grundstromes führt (4) zu der bekannten Rossby-Wellenlösung. Ein in meridionaler Richtung scherender Grundstrom erfordert die explizite Berücksichtigung der nichtlinearen Glieder der Reihenentwicklung. Bricht man die Reihenentwicklung im Sinne einer schwach nichtlinearen Dynamik nach dem quadratischen Glied ab, so erhält man eine Gleichung vom Korteweg-deVries-Typ. Diese besitzt eine stationäre und in x -Richtung lokalisierte Solitonlösung.

Die Unabhängigkeit der Hamiltonschen Methoden von dem verwendeten Koordinatensystem erlaubt eine direkte Übertragung der Ergebnisse auf die rotierende Kugel. Hier führt das Variationsprinzip (4) zu der Haurwitz-Wellenlösung.

LITERATUR

- ERTEL, H., 1965 : Invarianten bei unimodularer Transformation von Anfangskoordinaten der Hydrodynamik. Mber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Bd.7, Heft 3, 181-184
- OLVER, P. J., 1986 : Applications of Lie Groups to Differential Equations. Springer-Verlag, New York, 496 p.
- SALMON, R., 1988 : Hamiltonian fluid mechanics. Ann. Rev. Fluid Mech. Vol. 20, 225-256

ÜBER DEN NUTZEN DER FELDTHEORETISCHEN FORMULIERUNG DER GRUNDGLEICHUNGEN DER THEORETISCHEN METEOROLOGIE

Albert. Heinz-Florian

Humboldt-Universität zu Berlin, Meteorologisches Institut

1 GRUNDSTRUKTUR EINER KLASSISCHEN FELDTHEORIE

1.1 VERALLGEMEINERTES HAMILTON-PRINZIP
Ausgangspunkt einer Hamiltonschen Feldtheorie ist das Hamilton-Prinzip

$$\int_{\mathbb{C}} (\delta L + Q_i \delta x^i)(dt) + \oint_{\partial \mathbb{C}} L_i^\Gamma \delta x^i(dt)_\Gamma = 0. \quad (1)$$

Dabei wird angenommen, daß die Felddynamik eindeutig durch die Vorgabe der Lagrangefunktion L , der nicht-Hamiltonschen Terme Q_i und geeigneter Rand- und Anfangsbedingungen auf $\partial \mathbb{C}$ festgelegt ist. Es ist $Q_i = 0$, falls die Dynamik durch einen Potentialoperator beschrieben werden kann. δL ist die Variation von L im Sinne der Variationsrechnung.

1.2 KONFIGURATIONS-, PHASEN- UND ZUSTANDSMANNIGFALTIGKEIT

In der Physik (Meteorologie) bezeichnet \mathbb{C} einen kompakten Bereich aus der vierdimensionalen Raum-Zeit mit geschlossener Oberfläche $\partial \mathbb{C}$. Desweiteren sei \mathfrak{R} bzw. \mathfrak{P} die Konfigurations- bzw. Phasemannigfaltigkeit der Felddynamik. Hängt L und Q_i nur von den lokalen Raum-Zeit-Koordinaten t^Γ , $\Gamma=1, \dots, n \leq 4$, den Feldvariablen x^i , $i = 1, \dots, m$ und den Stellungengrößen $x_\Gamma^i := \partial x^i / \partial t^\Gamma$ ab, dann sind $\{t^\Gamma\}$, $\{t^\Gamma, x^i\}$, $\{t^\Gamma, x^i, x_\Gamma^i\}$ lokale Koordinaten von \mathbb{C} , \mathfrak{R} , \mathfrak{P} . Falls eine Legendre-Transformation ausführbar ist, benutzt man $\{t^\Gamma, x^i, p_i^\Gamma\}$ mit $p_i^\Gamma = L_i^\Gamma := \partial L / \partial x_\Gamma^i$ als lokale Koordinaten in \mathfrak{P} . Durch (1) bzw. dynamische Prinzipien, sowie Rand- und Anfangsbedingungen wird aus \mathfrak{P} eine Untermannigfaltigkeit $\mathfrak{X} \subset \mathfrak{P}$ ausgeschnitten. Lokale Koordinaten der Zustandsmannigfaltigkeit \mathfrak{X} sind $\{t^\Gamma\}$, d.h. $x^i = x^i(t^1, \dots, t^n)$, $x_\Gamma^i = x_\Gamma^i(t^1, \dots)$.

1.3 SYMPLEKTISCHE FORMULIERUNG DER FELDDYNAMIK

Unter Verwendung von Differentialformen $\Omega \in \Lambda^k(\mathfrak{M})$, d.s. vollständig alternierende Tensoren k -ter Stufe über der Mannigfaltigkeit \mathfrak{M} (EDELEN 1985), lautet (1)

$$\int_{\mathbb{C}} (\mathfrak{L}_\mathfrak{X}(\lambda) + \mathfrak{X} \lrcorner \mu) - \oint_{\partial \mathbb{C}} \mathfrak{X} \lrcorner \lambda = 0. \quad (2)$$

Dabei bezeichnet $\lambda \in \Lambda^n$ die Cartan-Form $\lambda = L(dt) + L_i^\Gamma \omega^i \wedge (dt)_\Gamma + \omega^i \wedge \omega^j \wedge \epsilon_{ij}$, $\mu := Q_i dx^i \wedge (dt) \in \Lambda^{n+1}(\mathfrak{P})$, $\mathfrak{X} \in T(\mathfrak{P})$, $\omega^i := dx^i - x_\Gamma^i dt^\Gamma \in \Lambda^1$, $\epsilon_{ij} \in \Lambda^{n-2}$ beliebig, $(dt) := dt^1 \wedge \dots \wedge dt^n$, $(dt)_\Gamma := \partial_\Gamma \lrcorner (dt)$. $T(\mathfrak{M})$ und $T^*(\mathfrak{M})$ bezeichnen Tangential- und Cotangentialbündel von \mathfrak{M} . Das äußere (voll antisymmetrische) Tensorprodukt \wedge auf $\Lambda^k(\mathfrak{M})$, das entsprechende innere Produkt \lrcorner zwischen $T(\mathfrak{M})$ und $\Lambda^k(\mathfrak{M})$, Lie Ableitung $\mathfrak{L}_\mathfrak{X}$ längs \mathfrak{X} , sowie äußere Ableitung d auf $\Lambda^k(\mathfrak{M})$ werden u.a. in EDELEN (1985) definiert.

Mit Hilfe des Satzes von Stokes

$$\int_{\mathfrak{M}} d\Omega = \oint_{\partial \mathfrak{M}} \Omega \quad (3)$$

und $\Psi := d\lambda + \mu \in \Lambda^{n+1}(\mathfrak{P})$ erhält man als Euler-Lagrangesche Differentialgleichung von (2) folgende invariante Formulierung der Feldgleichungen:

$$(\mathfrak{X} \lrcorner \Psi)|_{\mathfrak{X}} = 0 \quad \forall \mathfrak{X} \in T(\mathfrak{P}). \quad (4)$$

$\Omega|_{\mathfrak{X}}$ bedeutet Einschränkung von $\Omega \in \Lambda^k(\mathfrak{P})$ auf $\Lambda^k(\mathfrak{X})$. Äquivalent dazu ist

$$\epsilon^{\Gamma_1 \dots \Gamma_n} (j_{\Gamma_1} \wedge \dots \wedge j_{\Gamma_n}) \lrcorner (\mathfrak{X} \lrcorner \Psi) = 0, \quad (5)$$

$$j_\Gamma := \partial_\Gamma + x_\Gamma^i \partial_i + \partial_{\Gamma x_\Pi^i} \partial_i^\Pi \in T(\mathfrak{P}).$$

ϵ^{\dots} bezeichnet das Levi-Civita Symbol. Für $\mu = 0$ ist $d\Psi = 0$. In $\Psi \neq 0$ ist dann die gesamte Information über die lokale

Dynamik enthalten (symplektischer Fall). Aus (4) folgt wegen ϵ_{1j} beliebig:

$$\omega^i|_{\mathcal{X}} = 0, \quad d\omega^i|_{\mathcal{X}} = 0, \quad \zeta_j|_{\mathcal{X}} = 0, \quad (6)$$

$$\zeta_j := dL_j^\Gamma \wedge (dt)_\Gamma - (L_j + Q_j)(dt),$$

wobei (6ii) nur für zweimal stetig differenzierbare Felder x^i gefordert wird.

2. DAS HAMILTON-PRINZIP IN DER THEORETISCHEN METEOROLOGIE

Ausgehend von Ertel hat Mauersberger das Hamiltonprinzip für polytrope (reversible) Strömungen idealer Gase in einem Gravitationsfeld sowohl in substantieller als auch in prognostischer Fassung angegeben. Es existiert auch eine entsprechende lokale Formulierung von Herivel und Lin (vergl. MAUERSBERGER 1975). In allen diesen Fällen ist $Q_1 = 0$. Mit der Angabe von L ist die symplektische Formulierung (2,4-6) der hydrothermodynamischen Gleichungen der theoretischen Meteorologie gegeben. In ALBERT (1992) wird eine Erweiterung auf irreversible Strömungen realer Medien mitgeteilt, wobei hier stets $Q_1 \neq 0$ ist.

3. ERHALTUNGSSÄTZE UND ABLEITUNGEN

In der Kontinuumsphysik spricht man von der Erhaltung einer extensiven Eigenschaft, wenn deren Produktion verschwindet. Dies ist äquivalent mit dem Verschwinden einer n -dim. Divergenz auf \mathcal{X} :

$$d\sigma|_{\mathcal{X}} = 0, \quad \sigma \in \Lambda^{n-1}(\mathbb{P}), \quad (7)$$

$$\sigma = s^\Gamma(dt)_\Gamma \text{ mod}(\omega^i), \quad s^\Gamma \in \Lambda^0(\mathbb{P}).$$

3.1 ERHALTUNGSSÄTZE NACH NOETHER

Wegen $\mathcal{L}_X(\Omega) = X \lrcorner d\Omega + d(X \lrcorner \Omega)$ folgt aus (4) für $\mu = 0$:

$$d(\mathcal{R} \lrcorner \lambda + \beta_n)|_{\mathcal{X}} = 0 \quad \forall \mathcal{R} \in N(\lambda, \mathbb{P}). \quad (8)$$

Noethersche Vektorfelder $\mathcal{R} \in N(\lambda, \mathbb{P})$ mit

$$N(\lambda, \mathbb{P}) := \{ \mathcal{R} \in T(\mathbb{P}) / \mathcal{L}_{\mathcal{R}}(\lambda) = d\beta_n \}$$

erzeugen nach (7) Erhaltungssätze. Nach EDELEN (1985, S.307) gilt

$$[\mathcal{R}_1, \mathcal{R}_2] \in N(\lambda, \mathbb{P}) \iff \mathcal{R}_1, \mathcal{R}_2 \in N(\lambda, \mathbb{P}),$$

wobei $[\dots]$ die Lie-Klammer bezeichnet.

3.2 VERTAUSCHUNGSRELATIONEN

Man beweist für $\mu = 0$

$$d(X \lrcorner Y \lrcorner d\lambda)|_{\mathcal{X}} = 0, \quad X, Y \in T(\mathbb{P}), \quad (9)$$

falls (i) $X, Y \in N(\lambda, \mathbb{P})$,

$$(ii) \quad X \lrcorner d(Y \lrcorner d\lambda) = Y \lrcorner d(X \lrcorner d\lambda), \quad (10)$$

(iii) $X, Y \in I(\omega^i, \zeta_j, \mathbb{P})$.

Isovektoren $\mathcal{Z} \in I(\Omega, \mathbb{P})$ sind gegeben durch

$$I(\Omega, \mathbb{P}) := \{ \mathcal{Z} \in T(\mathbb{P}) / \mathcal{L}_{\mathcal{Z}}(\Omega) \sim \Omega \}.$$

Eine Vertauschungsrelation (10) erzeugt demnach einen nicht-Noetherschen Erhaltungssatz (9), wobei in (9) höhere als erste Ableitungen der $x^i(t^\Gamma)$ auftreten.

3.3 ABLEITUNGEN DER FELDGLEICHUNGEN

Bei der Erzeugung von Wirbel-, Divergenz- und ähnlichen Gleichungen werden die hydrodynamischen Gleichungen differenziert. Von derartigen Operationen A ist grundsätzlich zu fordern:

$$A(\omega^i, \zeta_j) \sim (\omega^k, d\omega^l, \zeta_m).$$

Die Lie-Ableitung $\mathcal{L}_{\mathcal{Z}}$, $\mathcal{Z} \in I(\omega^i, \zeta_j, \mathbb{P})$ und die äußere Ableitung d erfüllen diese Forderung. Es ist jedoch unklar, wie etwa die Wirbelgleichung auf diesem Wege abgeleitet werden kann.

4. ANALYTISCHE LÖSUNGSVERFAHREN

Während es Ähnlichkeitslösungen gestatten die Dimension von \mathbb{P} zu reduzieren (EDELEN 1985, S.265), überführen Symmetrietransformationen φ bekannte Lösungen von (6) in neue spezielle Lösungen. Hierfür muß $\varphi(j_\Gamma(\Omega)) = j_\Gamma(\varphi(\Omega))$ (j_Γ wie in (5)) gelten. Sind die Koeffizienten der in (6) enthaltenen Formen und die Anfangsbedingungen analytische Funktionen, dann besitzt das Anfangswertproblem von (6) nach der Theorie von Cartan - Kähler genau eine analytische Lösung. Für das Anfangs-Randwertproblem sind solche Resultate nicht bekannt.

5. LITERATUR

ALBERT, H.-F.: An extension of Hamilton's principle for dissipative continua. ZAMM (1992) (im Druck)
 EDELEN, D.G.B.: Applied exterior calculus. Wiley - Interscience 1985.
 MAUERSBERGER, P.: Wirkungsprinzip und Wirbelgleichungen in der geophys. Hydrodynamik. Acta Hydrophys. 20 (1975), 37-104

Quasilineare Instabilitäts- und Strukturanalyse auf der Mesoskala

Annette Münzenberg

Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Auf dem Hügel 20,
5300 Bonn 1

1 Einleitung

Die quasilineare Instabilitätsanalyse bildet eine bisher kaum verwendete Methode zur Untersuchung linearer Strukturen mit einem nichtlinearen Modell. Durch einen in jedes nichtlineare Modell einfach zu implementierenden Algorithmus hat man hiermit eine Option, lineare Studien durchführen, ohne daß ein explizit lineares Modell erstellt werden muß. Eine andere Option ist, zunächst lineare Strukturen zu ermitteln und danach ihre nichtlineare Weiterentwicklung zu verfolgen.

2 Methode

Wie bei einem exakt linearen Modell werden kleine Störungen auf die Grundstromfelder addiert, um die beteiligten Modes anzuregen. Das Wachstum der Modes wird dann während der zeitlichen Integration beobachtet, bis der instabilste Mode, der die größte Wachstumsrate hat, eindeutig sichtbar ist. Die Idee der quasilinearen Instabilitätsanalyse ist nun, die Modellfelder während der Simulation mit einem nichtlinearen Modell nach jedem Zeitschritt in Grundstrom und Störung zu separieren und über eine Abfrage die Amplituden der Störungen unter vorher vorgegebenen Schwellwerten zu halten. Diese Schwellwerte müssen so gewählt sein, daß Korrelationsterme $a'b'$ als vernachlässigbar klein betrachtet werden können. Unter diesen Bedingungen wird das Modell weiter in der Zeit vorwärts integriert, bis sich an allen Gitterpunkten des Modellgebietes die gleiche Wachstumsrate in den Störfeldern zeigt und man Aufschluß über den instabilsten Mode erhält. Alle anderen konkurrierenden und langsamer wachsenden Modes werden durch die bei der quasilinearen Instabilitätsanalyse immer wieder stattfindende

Amplitudenreduktion gedämpft. Die Modellfelder zeigen am Ende der Simulation ein selbstähnliches Muster.

3 Tests

Zu Simulationen mit dieser Methode dient in unserem Fall als nichtlineares Modell das Bonner Frontskala-Modell in seiner zweidimensionalen Version und seine Erweiterung auf drei Dimensionen. Testrechnungen, z.B. für den Fall der symmetrisch baroklinen Instabilität, zeigen erfolgsversprechende Ergebnisse, wie im folgenden verdeutlicht wird. Abb. 1 zeigt den gewählten Grundzustand mit einem v-Jet in der unteren Troposphäre (Maximum 33 ms^{-1}) und zugehörigem, über die thermische Windgleichung bestimmten Temperaturfeld. Außerdem gehört zum Grundstrom noch eine vertikale Scherung des u-Windes von $1.3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Das resultieren-

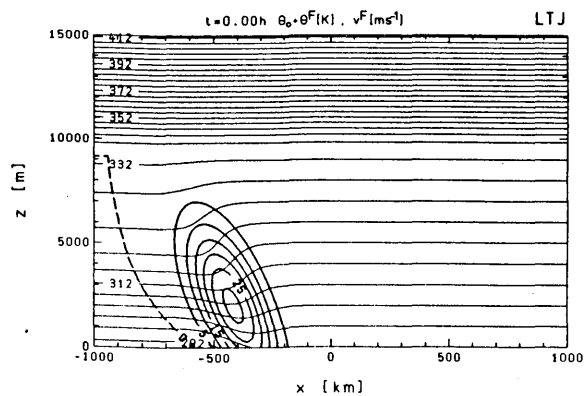


Abb. 1: Grundstromfelder zur Untersuchung von symmetrisch barokliner Instabilität mit quasilinearer Instabilitätsanalyse; dünne Linien: Temperatur in K, dicke Linien: v-Wind in ms^{-1} .

de Vorticity-Feld (Abb. 2) hat zusammen mit dem Kriterium für symmetrisch barokline Instabilität (HOSKINS 1974)

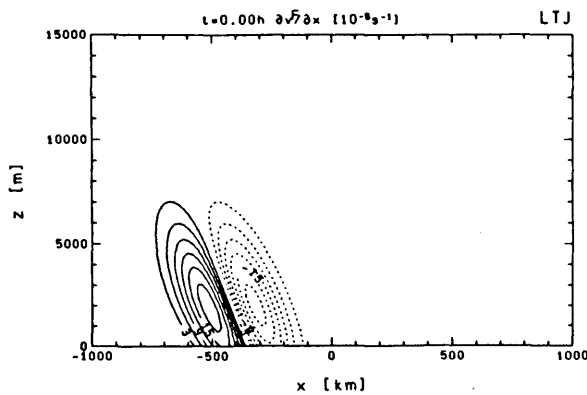


Abb. 2: Zum Grundzustand in Abb. 1 zugehörige Verteilung der relativen Vorticity in 10^{-5} s^{-1} .

$$q = \frac{gf}{\Theta_0} \left(\left(f + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \frac{\partial \Theta}{\partial z} - \frac{\partial V}{\partial z} \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) < 0$$

zum Ergebnis, daß an der Vorderseite des Jets, im Gebiet mit negativer Vorticity, Instabilität zu finden sein muß. Tatsächlich liefert die quasilineare Instabilitätsanalyse z.B. nach 168 h Integrationszeit genau in diesem Gebiet ein Signal, wie die Darstellung des u-Störungsfeldes in Abb. 3 zeigt. Das am Anfang der Simulation durch Zufallszahlen vorgegebene Störungsfeld organisiert sich ab etwa 48 h (nicht gezeigt) im Bereich mit maximaler negativer Vorticity des Grundstroms. Diese Struktur bleibt dann im weiteren Simulationsverlauf charakteristischerweise erhalten.

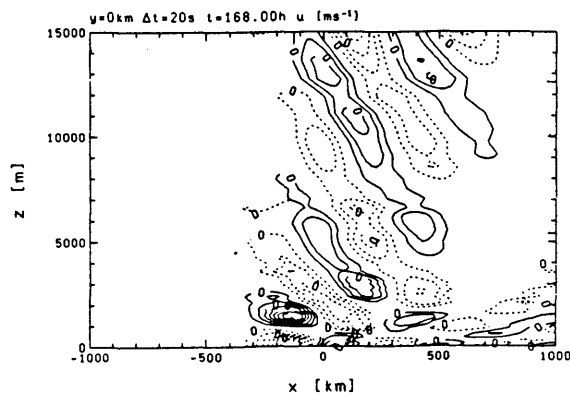


Abb. 3: Struktur des u-Störungsfeldes nach 168 h Integrationszeit unter Verwendung der quasilinearen Instabilitätsanalyse.

Simulationen mit einem exakt linearen Modell können als Vergleich zur Methode der quasilinearen Instabilitätsanalyse herangezogen werden. Die quasilineare Instabilitätsanalyse soll Anwendung bei der Untersuchung der Entstehungsmechanismen von antarktischen Mesozyklonen im Weddell-Meer unter einem dreidimensionalen variablen Grundstrom finden.

4 Literatur

HOSKINS, B.J.: The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. Quart. J. R. Met. Soc. 100 (1974), S. 480-482.

NUMERISCHE EXPERIMENTE MIT DEM ADJUNGIERTEN EINES MESOSKALEN-MODELLS

Hartmut Kapitza
 GKSS Forschungszentrum Geesthacht
 Postfach 1160
 W-2054 Geesthacht

In den letzten Jahren ist wegen der immer leistungsfähiger werdenden Rechner die sog. adjungierte Methode für Zwecke der 4-dimensionalen Datenassimilation interessant geworden. Deren erfolgreiche Anwendung ist für verschiedene Modelltypen demonstriert worden, so z.B. von TALAGRAND u. COURTIER (1987) für die Vorticitygleichung, sowie von THACKER u. LONG (1988) für ein ozeanographisches Modell. Die hier vorgestellten Experimente zeigen die Anwendbarkeit der Methode für ein nicht-hydrostatisches Mesoskalenmodell.

Das auf dem Variationsprinzip beruhende Verfahren der adjungierten Modellierung paßt die Modelltrajektorie im Phasenraum optimal an beliebige in Raum und Zeit verteilte Daten an. Dies wird durch eine systematische Änderung von Kontrollvariablen bewirkt, zu denen die Anfangswerte, je nach Problemstellung aber auch Randwerte oder Parameter gehören können. Das adjungierte Modell liefert den Gradienten eines Abstandsfunktional bezüglich der zu variierenden Variablen. Dieses Funktional J (oft auch Kostenfunktion genannt) wird i.a. als quadratische Funktion der Diskrepanz zwischen Datenvektor \mathbf{d} und dem entsprechenden Modellvektor \mathbf{m} definiert:

$$J = \frac{1}{2}(\mathbf{m} - \mathbf{d})^T \mathbf{W}(\mathbf{m} - \mathbf{d}) \quad , \quad (1)$$

wobei \mathbf{W} eine Gewichtsmatrix ist, die die Qualität der Daten ausdrückt und gewöhnlich als umgekehrt proportional zur Kovarianzmatrix angesetzt wird. Der Exponent T kennzeichnet die Transponierung.

Die Herleitung des adjungierten Modells wird an einem einfachen Beispiel erläutert. Das diskrete Modell sei gegeben durch:

$$\mathbf{U}^n = \mathbf{F}_n(\mathbf{U}^{n-1}) \quad , \quad (2)$$

wobei \mathbf{U}^n den verallgemeinerten Zustandsvektor des Modells im Phasenraum zum Zeitpunkt $t_0 + n \cdot \Delta t$ ($n = 1, \dots, N$) darstellt und \mathbf{F}_n eine i.a. nicht-lineare Vorschrift zur Berechnung von \mathbf{U}^n aus \mathbf{U}^{n-1} ist. Das mathematische Problem der Minimierung von J unter den Zwangsbedingungen (2) läßt sich umformulieren in die Suche nach dem stationären Punkt der Lagrange-Funktion L , die wie folgt definiert ist:

$$L = J + \sum_{n=1}^N \lambda_n^T \cdot [\mathbf{U}^n - \mathbf{F}_n(\mathbf{U}^{n-1})] \quad . \quad (3)$$

Hierbei ist λ_n ein Vektor mit sog. Lagrange-Multiplikatoren, die als zusätzliche Unbekannte auftauchen. Den stationären Punkt von L erhält man durch Differentiation bezüglich λ_n und \mathbf{U}^n . Die Ableitungen von L bezüglich λ_n ergeben genau die Zwangsbedingungen (2), während aus den Ableitungen bezüglich \mathbf{U}^n eine Gleichung für λ_n folgt:

$$\lambda_n = \left[\frac{\partial \mathbf{F}_{n+1}}{\partial \mathbf{U}^n} \right]^T \lambda_{n+1} - \frac{\partial J}{\partial \mathbf{U}^n} \quad . \quad (4)$$

Gleichung (4) ist das adjungierte Modell, das mit den 'Anfangsbedingungen' $\lambda_{N+1} = 0$ rückwärts in der Zeit gerechnet wird. Nach Abschluß der Integration ist der Gradient von J bezüglich \mathbf{U}^0 bekannt, der dann an ein Optimierungsverfahren weitergegeben werden kann, um eine verbesserte Schätzung für \mathbf{U}^0 zu erhalten.

Der oben erläuterte Formalismus wird auf die trocken-adiabatische Version des in Geesthacht entwickelten nicht-hydrostatischen Mesoskalenmodells GESIMA (KAPITZA, 1987) angewendet. Anhand von sog. Zwillingsexperimenten wird am Beispiel einer aufsteigenden Warmluftblase das Verhalten des Assimilationsalgorithmus untersucht. Von besonderem Interesse ist dabei der Fall, daß als Daten nur die Werte einer horizontalen Windkomponente zur Verfügung stehen. Diese Datenkonfiguration entspricht grob den Verhältnissen, die man für ein weit vom Simulationsgebiet entferntes RADAR erwartet. Es zeigt sich, daß eine Komponente alleine nicht ausreicht, sowohl das komplette Wind- als auch das Temperaturfeld zu rekonstruieren. Erst durch zusätzliche Temperaturinformation wird das Ergebnis eindeutig bestimmt. Der Grund liegt in der diskreten Darstellung der Gradienten im geschachtelten Modellgitter. Als Beispiel für eine erfolgreiche Assimilation wird in der Abbildung der Referenzlauf (links) verglichen mit dem Ergebnis einer Simulation mit Anfangsfeldern, die nur aus der u-Komponente

der Geschwindigkeit sowie aus einem Temperaturprofil im Zentrum gewonnen wurden (rechts). Die gezeigten Felder nach 15 Minuten Simulationszeit stimmen recht gut überein.

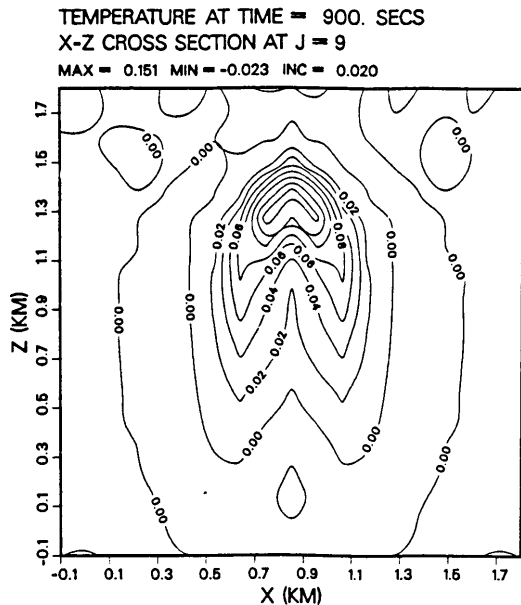
Weitere Tests zeigen, daß das Verfahren recht unempfindlich auf verrauschte Daten reagiert, solange genug Daten vorhanden sind. Von den Daten nicht genügend aufgelöste Phänomene können nicht rekonstruiert werden. Weitere Details zu den Experimenten und deren Ergebnisse findet man bei KAPITZA (1991).

KAPITZA, H.: Das dynamische Gerüst eines nicht-hydrostatischen Mesoskalen-Modells der atmosphärischen Zirkulation. Externer Bericht GKSS 87/E/35, Forschungszentrum Geesthacht (1987).

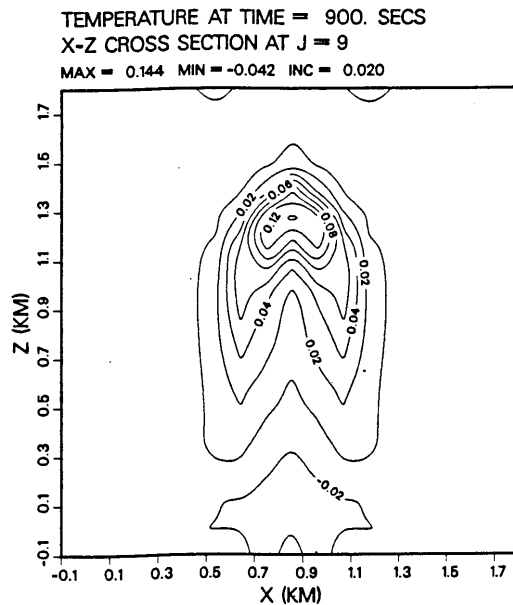
KAPITZA, H.: Numerical Experiments with the Adjoint of a Nonhydrostatic Mesoscale Model. Monthly Wea. Rev. 119 (1991), S. 2993-3011

TALAGRAND, O., COURTIER, P.: Variational Assimilation of Meteorological Observations with the Adjoint Vorticity Equation. I: Theory. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 113 (1987), S. 1311-1328

THACKER, W.C., LONG, R.B.: Fitting Dynamics to Data. J. Geophys. Res. 93 (1988), S. 1227-1240



Temperaturverteilung nach 15 Minuten des Referenzlaufes



Temperaturverteilung nach 15 Minuten einer Simulation, die nur die u-Komponente und ein T-Profil im Zentrum assimilierte

DATENASSIMILATION FÜR NUMERISCHE MODELLE ALS DURCH EINFLUSS DER DISKRETISIERUNG SCHLECHT GESTELLTES OPTIMIERUNGSPROBLEM

U. Callies, D.P. Eppel
GKSS - Forschungszentrum, 2054 Geesthacht

1 EINLEITUNG

In den letzten Jahren finden in der Meteorologie verstärkt Methoden Anwendung, welche den für numerische Vorhersagen notwendigen Anfangszustand von Modellfeldern als Lösung eines Variationsproblems aus den verfügbaren Meßdaten bestimmen (inverse Modellierung). Diese Verfahren sind besonders gut geeignet, asynoptische Daten in Modelle einzubringen, da die Modellgleichungen selbst als Interpolationsvorschrift in der Zeit verwendet werden. Inverse Modellierung erlaubt überdies, aus zeitlich verteilten Messungen nur einer bestimmten Modellvariablen Informationen über andere, mit der ersteren physikalisch wechselwirkende Variablen zu gewinnen (z.B. Kapitza, 1991 und Beitrag in diesem Band).

Der Einsatz spezieller mathematischer Techniken (adjungierte Modellierung) kann den Aufwand an Rechenzeit für die skizzierte Art der Datenassimilation in vielen Fällen auf ein praktikables Maß reduzieren. In der Regel ist es jedoch nicht möglich, auch Aussagen darüber zu gewinnen, mit welcher Wahrscheinlichkeit das gefundene Ergebnis dem wahren Anfangszustand entspricht (Fehlerbalken). Hierfür wären Informationen über die zweiten Ableitungen der zu minimierenden sog. Kostenfunktion erforderlich (Thacker, 1989). An einem vergleichsweise kleinen Problem mit nur 192 Freiheitsgraden werden hier derartige Untersuchungen durchgeführt um zu demonstrieren, wie die Zuverlässigkeit des Ergebnisses bereits durch Details der numerischen Behandlung der Modellgleichungen beeinflusst werden kann.

2 ZUR STRUKTUR DER KOSTENFUNKTION

Die sog. Kostenfunktion J wird als Maß dafür definiert, wie gut eine Modelltrajektorie bei gegebenen Anfangsbedingungen u^0 für die Modellvariablen u mit einer Datenmenge d_ν verträglich ist. Ein einfacher Ausdruck für J wäre zum Beispiel

$$J(u^0) = \frac{1}{2} \sum_{\nu} \frac{(m_{\nu}(u^0) - d_{\nu})^2}{\sigma_{\nu}^2}, \quad (1)$$

wobei m_{ν} den der Messung entsprechenden Modellwert bezeichnet. Alle diese Werte sind durch Spezifikation von Anfangswerten u^0 bei gegebenem Modell eindeutig festgelegt. Der Faktor $1/\sigma_{\nu}^2$ dient der Skalierung und

berücksichtigt die unterschiedlichen Genauigkeiten der einzelnen Messungen.

Das Minimum von J zu finden, bedeutet Lösen der Gleichung $dJ/du^0 = 0$. Wenn das verwendete Gleichungssystem linear ist, ist $J(u^0)$ ein quadratischer Ausdruck, dessen Ableitung linear im Fehler der unabhängigen Variablen ist:

$$\frac{dJ}{du^0} = H(u^0 - u_{min}^0). \quad (2)$$

Die Hessesche Matrix H beinhaltet alle zweiten Ableitungen von J und beschreibt die Krümmung der zu minimierenden Funktion. Die Variabilität dieser Krümmung für verschiedene Richtungen im Raum der Anfangsbedingungen ist ein Maß für die Verlässlichkeit der berechneten Lösung u_{min}^0 . Der wahrscheinliche Fehler des bzgl. J optimierten Anfangsfeldes ist dann groß, wenn Änderungen der Anfangswerte u^0 nur zu geringen Änderungen der Kostenfunktion bzw. zu kleinen Gradienten dJ/du^0 führen. Lassen wir die leicht verständliche Ursache sehr ungenauer Messungen (d.h. sehr großer σ_{ν}) außer acht, so tritt der beschriebene Fall ein, wenn die mit Messungen zu vergleichenden Modellwerte m_{ν} nur schwach von u^0 abhängen. Dann bedingen umgekehrt kleinste Modifikationen der eingegebenen Meßwerte große Änderungen der durch inverse Modellierung gewonnenen Anfangswerte, das Problem ist schlecht gestellt. Dies wäre z.B. bei einem System mit Wärmeleitung der Fall, wenn der Zeitpunkt der Messung so spät liegt, daß unabhängig vom Anfangszustand immer bereits nahezu Isothermie erreicht ist.

Mathematisch drückt sich ein schlecht gestelltes Problem darin aus, daß die Eigenwerte der Hesseschen Matrix H um Größenordnungen auseinanderliegen (Ihre absolute Größe ist nicht entscheidend, da J mit einer beliebigen Konstante multipliziert werden darf). Wählt man eine Störung $u^0 - u_{min}^0$ parallel zu einem Eigenvektor von H mit kleinem Eigenwert, so ändert sich der Wert von J kaum, die Funktion ist in dieser Richtung flach (vgl. (2)). Im Extremfall eines verschwindenden Eigenwertes bleibt das gesuchte Anfangsfeld in seiner Komponente parallel zu dem entsprechenden Eigenvektor durch das Kriterium der Optimalität unbestimmt.

Hat man es mit hyperbolischen Gleichungen zu tun (Transporte), so sind Schwierigkeiten der beschriebenen Art bei hinreichend guter Datenlage zunächst nicht

zu erwarten. Alleine auf Grund der numerischen Diskretisierung kann das Variationsproblem aber auch hier schlecht gestellt sein. Diesem Effekt sind die folgenden Untersuchungen gewidmet.

3 NUMERISCHE UNTERSUCHUNGEN

Aus Definition (1) der Kostenfunktion ist ersichtlich, daß die Hessesche Matrix H für ein diskretes numerisches Modell von

- der Art und Anzahl der Meßwerte
- der Zuverlässigkeit der Messungen
- den Meßorten und Meßzeitpunkten
- der Wahl des numerischen Integrationsverfahrens

abhängt. Der Einfluß der genannten Faktoren wird am Beispiel der linearisierten 2D-Flachwassergleichungen untersucht. Modellgebiet ist ein 9x9-Punkte-Gitter mit zyklischen Rändern, so daß sich bei 3 Modellvariablen insgesamt $3 \times 8 \times 8 = 192$ unabhängige Anfangswerte ergeben. Als unterschiedliche Integrationsverfahren werden exemplarisch das Lax-Wendroff und das Leapfrog Schema verglichen. Beide unterscheiden sich wesentlich dadurch, daß Lax-Wendroff durch numerische Diffusion dämpfend wirkt, während Leapfrog sich bei Anwendung auf lineare Systeme neutral verhält. Da H bei linearen Modellgleichungen keine Funktion der Meßwerte ist, können die Untersuchungen unabhängig von konkreten Daten durchgeführt werden.

4 EINIGE ERGEBNISSE

Wie zu erwarten, hat die mit Lax-Wendroff verbundene Diffusion denselben Effekt, wie er von physikalisch irreversiblen Prozessen ausgeht. Kurzwellige Verteilungen von Meßungenauigkeiten werden durch die inverse Modellierung verstärkt und führen zu von Gitterpunkt zu Gitterpunkt stark fluktuierenden Lösungen des Optimierungsproblems. Entsprechend streuen die Eigen-

werte der Hesseschen bei Lax-Wendroff weit mehr als bei Leapfrog. Der Vorteil des Leapfrogverfahrens kann jedoch u.U. verloren gehen, wenn die Daten nicht mehr auf jedem Gitterpunkt vorliegen. Dies mag dadurch zu erklären sein, daß diffusive Terme auch dafür sorgen, daß Information zwischen benachbarten Gitterpunkten übertragen wird.

Die Abhängigkeit der Hesseschen vom gewählten Zeitschritt ist beim Leapfrogverfahren gering. Bei Lax-Wendroff hingegen gibt es singuläre Werte der Courantzahl ($1/2$ und $1/\sqrt{2}$), bei denen Eigenwerte der Hesseschen verschwinden. Bei Courantzahl $= 1/\sqrt{2}$ gilt dies im vorliegenden Problem für 18 Eigenwerte, was bedeutet, daß ein 18-dim. Unterraum des 192-dim. Zustandsraums des Modells durch die Daten nicht spezifiziert werden kann. Die Elemente dieses Unterraums zeichnen sich sämtlich durch das Auftreten von $2\Delta x$ -Wellen aus.

Diese Befunde zeigen die Notwendigkeit, die ursprüngliche Kostenfunktion J durch einen Zusatzterm zu erweitern, welcher allzu kurzwellige Phänomene 'bestraft'. Ein solcher Strafterm (Penalty), der *a priori* Glätte der gesuchten Anfangsfelder fordert, kann z.B. als Quadrat einer bestimmten räumlichen Ableitung der Modellfelder formuliert werden. Versuche mit von dem Modell selbst erzeugten 'Daten' (sog. Zwillingsexperimente) zeigen, daß die Definition eines Strafterms ein geeignetes Mittel ist, die Defekte des schlecht gestellten Optimierungsproblems zu beheben, ohne gleichzeitig die gesuchte glatte Lösung nennenswert zu modifizieren.

5 LITERATUR

KAPITZA, H.: Numerical Experiments with the Adjoint of a Nonhydrostatic Mesoscale Model. Monthly Wea. Rev. 119 (1991), S. 2993-3011

THACKER, W.C.: The Role of the Hessian Matrix in Fitting Models to Measurements. J.Geophys.Res. 94 (1989), S. 6177-6196

LABOREXPERIMENTE ZUR WIRBELDYNAMIK

Dieter Etling

Institut für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover

Hinsichtlich der theoretischen Behandlung atmosphärischer und ozeanischer Wirbelphänomene werden außer analytischen Methoden heute hauptsächlich numerische Simulationsmodelle angewandt. Daneben haben sich in letzter Zeit aber auch verschiedene Arbeitsgruppen mit Laborexperimenten zu diesem Themenbereich befaßt. In solchen Experimenten können, z.B. in einem rotierenden Tank, idealisierte Versuche zur Bildung und Dynamik von Einzelwirbeln oder Wirbelsystemen durchgeführt werden.

Ein interessantes Phänomen ist dabei die Ausbildung von organisierten Strukturen aus isolierten, turbulenten Anfangsstörungen, wie sie relativ einfach in stabil geschichteten oder rotierenden Flüssigkeiten erzeugt werden können. Dies soll anhand von Abb. 1 näher erläutert werden.

Aus einer Düse wird Flüssigkeit in ein geschichtetes Medium (hier Salzwasser) injiziert. Anfänglich bildet sich ein dreidimensionales turbulentes Strömungsgebiet aus, dessen Ausdehnung in horizontaler und vertikaler Richtung etwa gleich groß ist. Unter dem Einfluß der stabilen Schichtung kommt es zur Unterdrückung der Vertikalbewegungen, und nach einiger Zeit bildet sich eine organisierte Struktur aus, die hier die Form eines Dipolwirbels annimmt. Die vertikale Erstreckung dieser Wirbel ist sehr klein im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausdehnung. Dieses Beispiel der Entwicklung geordneter Strukturen aus turbulenten Anfangsfeldern in geschichteten Flüssigkeiten ist VAN HEIJST und FLOR (1989) entnommen. Ähnliche Wirbelbildung ist auch für turbulente Strömungen in homogenen, aber rotierenden Flüssigkeiten beobachtet worden (FLIERL ET AL., 1983).

Das angeführte Laborexperiment ist nur ein Beispiel

für die Anwendung dieser Untersuchungsmethode auf Dynamik von Wirbeln in geschichteten und/oder rotierenden Kontinua. Die Übertragung solcher Experimente auf Strömungen in Ozean und Atmosphäre kann natürlich nur unter gewissen idealisierten Voraussetzungen erfolgen. Ähnliche Wirbelstrukturen wie die in Abb. 1 findet man z.B. in den oberflächennahen Gewässern des Golfstroms, der Arktischen Randmeere und im Mittelmeer. Weitere Beispiele von Laborexperimenten und deren Beziehung zur geophysikalischen Wirbeldynamik werden im Vortrag erläutert.

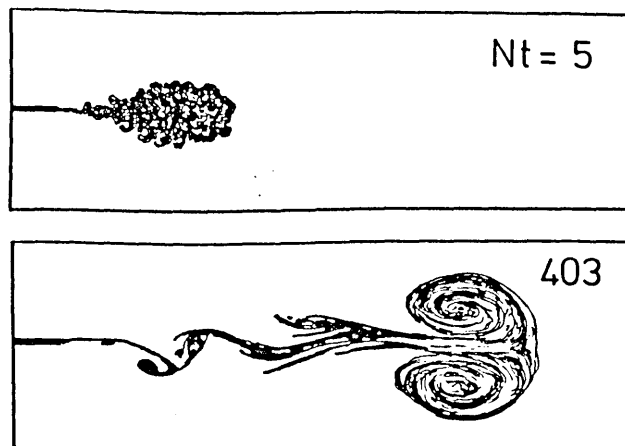


Abb.1: Entwicklung eines Dipolwirbels (untern) aus einer dreidimensionalen turbulenten Anfangsströmung (oben).

Literatur

- Flierl, G.R.; Stern, M.E.; Whitehead, J.A.:
The physical significance of modons: laboratory experiments and integral constraints. *Dyn. Atmos. Oceans* 7 (1983) S. 233-263.
- van Heijst, G.J.F.; Flor, J.B.: Dipole formation and collision in a stratified fluid. *Nature* 340 (1989) S.212-215.

ERZEUGUNG VON NICHTLINEAREN WELLEN- UND MODONLÖSUNGEN AUF DER β -EBENE DURCH LIE-SYMMETRIEN

Richard Blender und Peter Névir

Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie, Thielallee 50, 1000 Berlin 33

1 EINLEITUNG

Die quasi-geostrophische potentielle Vorticity-Gleichung bildet die Grundlage zur Behandlung der großskaligen geophysikalischen Bewegungen in den mittleren Breiten. Es sind zwei wichtige Typen von exakten Lösungen dieser nichtlinearen Gleichung bekannt. Zum einen sind dies die Rossby-Wellen und zum anderen die lokalisierten Modone. Letztere werden durch Lösung der Vorticity-Gleichung in Polarkoordinaten gewonnen und werden als eine Möglichkeit der analytischen Beschreibung von blockierenden Wetterlagen diskutiert. In der Hoffnung, neue Lösungen für die Vorticity-Gleichung zu finden, haben wir die mathematische Theorie der Lie-Symmetrien angewandt (Blender und Névir, 1991). Diese stellt einen systematischen Weg dar, um aus bekannten Lösungen von nichtlinearen partiellen Differentialgleichungen neue Lösungen zu gewinnen (Olver, 1986). Die umfangreichen analytischen Berechnungen können durch algebraische Computerprogramme wie z.B. REDUCE zusammen mit dem Paket SPDE vereinfacht werden.

2 LIE-SYMMETRIEN

Eine Lie-Symmetrie einer partiellen Differentialgleichung ist eine kontinuierliche Transformation, die Lösungen in Lösungen überführt. Ein einfaches Beispiel einer Lie-Symmetrie ist die Translationsinvarianz von Gleichungen, die die Ortsvariable x nicht explizit enthalten. Aus einer Lösung $f(x)$ erhalten wir damit neue Lösungen $f_\epsilon(x) = f(x + \epsilon)$. Hier ist ϵ ein kontinuierlicher mathematischer Parameter, der die Vielfalt der neuen Lösungen charakterisiert.

3 ERGEBNISSE

Wir haben die Lie-Symmetrien für die zweidimensionale barotrope Vorticity-Gleichung für die Stromfunktion ψ

$$\partial_t \zeta_a + \partial_x \psi \partial_y \zeta_a - \partial_y \psi \partial_x \zeta_a = 0 \quad (1)$$

berechnet. Darin ist $\zeta_a = \zeta + f_0 + \beta y$ die absolute Vorticity auf der β -Ebene. Eine wichtige Symmetrie transformiert eine Lösung ψ_0 in ψ gemäß

$$\psi = \psi_0(x - X(t), y, t) - \frac{dX}{dt} y \quad (2)$$

mit einer beliebigen Funktion $X(t)$. Wir können damit aus der stationären Rossby-Welle

$$\psi_0 = A \sin(kx + ly) - \frac{\beta}{k^2 + l^2} y \quad (3)$$

die zeitabhängige Lösung berechnen wobei $X(t) = ct$. Die quasi-geostrophische Vorticity-Gleichung weist eine Symmetrie auf, die vergleichbar ist mit einer Rotation in der x - y -Ebene, wobei ein zusätzlicher nicht zonaler Grundstrom entsteht. Die Fig.1 zeigt ein mit Hilfe dieser Symmetrie um $\pi/2$ gedrehtes Modon.

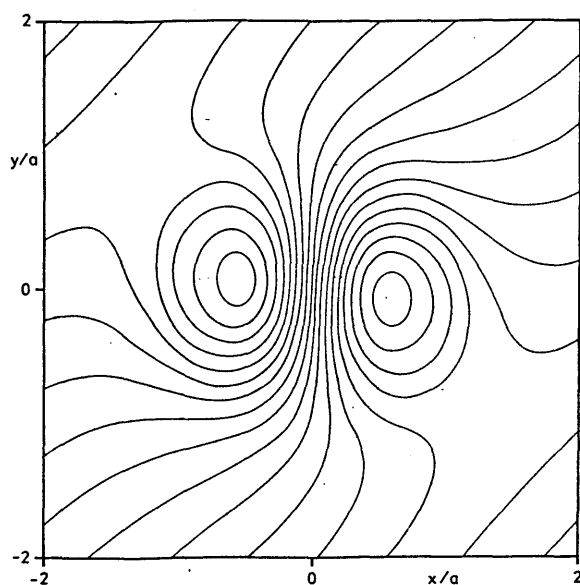


Fig.1 Stromfunktion eines transformierten Modons

LITERATUR

BLENDER, R., NÉVIR, P., 1991: Nonlinear Wave and Modon solutions on the β -plane generated by Lie-symmetries, erscheint in: Beitr. Phys. Atmosph.

OLVER, P. J., 1986: Applications of Lie Groups to Differential Equations, Springer-Verlag, New York, 496 p.

ÜBER DIE VARIABILITÄT DER ARKTISCHEN STRATOSPHERE IM WINTER

Karin Labitzke und Harry van Loon

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Deutschland
National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA

Die Winter der arktischen Stratosphäre sind von Jahr zu Jahr sehr verschieden. Es gibt Winter, in denen der Polarwirbel verhältnismäßig ungestört ist und in denen das Polargebiet überwiegend kalt bleibt mit Temperaturen im Zentrum oft unter -85°C , sodaß die Monatsmitteltemperatur am Nordpol im Januar/Februar im 30-hPa-Niveau -78°C betragen kann; s. Fig. 1a, z.B. 1974, 1976 oder 1988. Diese kalten Winter wechseln mit solchen Wintern, in denen das polare Kältegebiet innerhalb kurzer Zeit von einem Wärmegebiet mit Temperaturen um 0°C abgelöst wird, Fig. 2. Gelegentlich wird der Polarwirbel sogar gespalten, sodaß sich ein Hoch über dem Pol ausbildet, und dann kann durch starke meridionale (und vertikale) Transporte Luft aus den mittleren Breiten in das Polargebiet gelangen. Diese winterlichen Erwärmungen, die heute "major midwinter warmings" genannt werden, wurden 1952 in Berlin von Scherhag entdeckt und gingen damals als "Berliner Phänomen" in die Literatur ein.

Die Frage nach den Ursachen und besonders die Vorhersagbarkeit dieser Erwärmungen sind noch heute ein wichtiger Teil der Forschung im Bereich der Mittleren Atmosphäre, insbesondere da ihr Auftreten (oder Ausbleiben) die Ausbildung eines Ozonlochs über der Arktis verhindert (oder begünstigt).

Die Erwärmungen hängen mit einer Verstärkung der langen Wellen in der Troposphäre zusammen, z.B. mit Blockierungen. Aber es ist nicht vollkommen klar, wann sich eine solche Verstärkung bis in die Stratosphäre durchsetzt.

Andererseits hängt der Charakter des stratosphärischen Winters --ob kalt/ungestört oder warm/gestört-- mit der bekannten "Quasi-Biennial Oscillation (QBO)" der tropischen Stratosphäre zusammen und 60% der bisher an Daten zur Verfügung stehenden 35 Winter folgen der theoretisch geforderten Regel:

QBO/West in 50 hPa = kalter Polarwirbel,
QBO/Ost in 50 hPa = wärmerer Polarwirbel.

Dies gilt aber nicht im Sonnenfleckenmaximum! Dann, in 40% der Fälle, ist die Situation genau umgekehrt, und die Korrelationen zwischen der Sonnenaktivität und stratosphärischen Parametern ist z.T. erstaunlich hoch, Fig. 1b+c.

Literatur

Labitzke, K. and H. van Loon, 1988: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere, Part 1: The troposphere and stratosphere in the N.H. in winter. J.A.T.P., 50, 197-206.

Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1952, Ber. Deutsch. Wetterd. (US Zone), 38, 51-63.

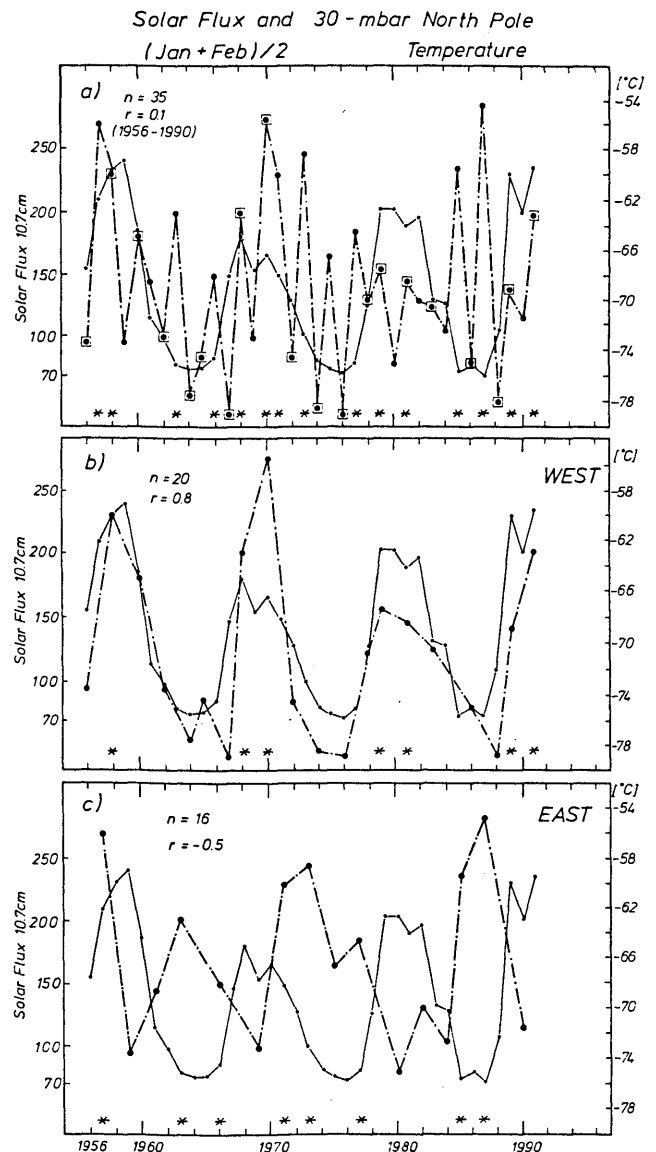


Fig. 1: (a) Zeitreihen der 30-hPa-Monatsmitteltemperaturen ($^{\circ}\text{C}$) am Nordpol für (Januar+Februar)/2, strichpunktiert; Zeitreihen des 10.7 cm Solar Flux, ein Maß für die Sonnenaktivität, ausgezogen; Sterne markieren Winter mit "major midwinter warmings".
(b) wie (a), aber nur für die Winter, in denen am Äquator im 45-hPa-Niveau Westwind wehte; r = Korrelationskoeffizient n = Anzahl der Winter;
(c) wie (b), aber für Ostwind am Äquator; (Labitzke and van Loon, 1988).

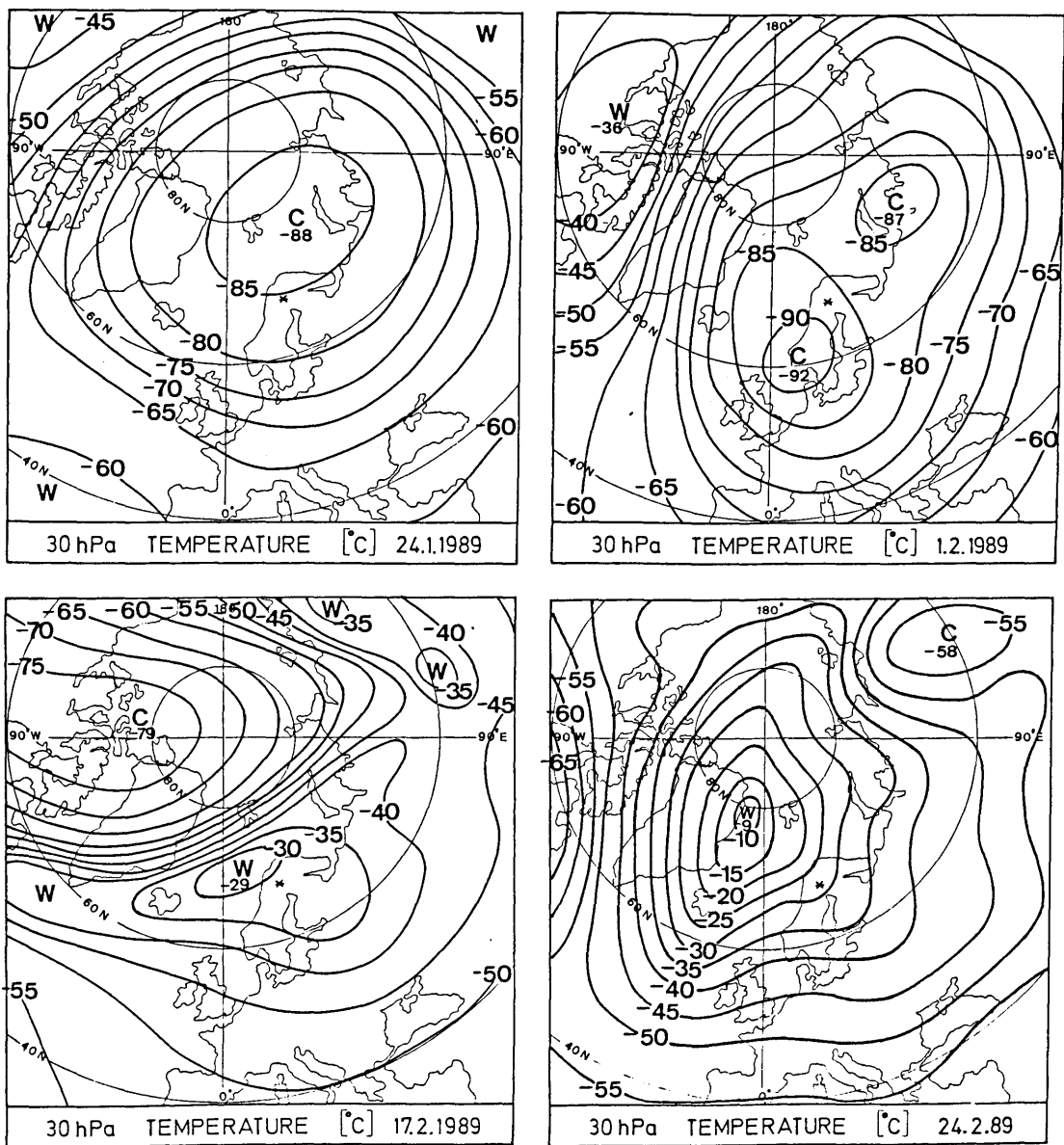


Fig.2: 30-hPa-Isothermen (°C) für ausgewählte Tage im Winter 1989.
 (Analysen der Berliner Stratosphärengruppe).

EUROPEAN ARCTIC STRATOSPHERIC OZONE EXPERIMENT (EASOE)

IM WINTER 1991/92: DYNAMIK DES STRATOSPHERISCHEN POLARWIRBELS

Karin Petzoldt

Institut für Meteorologie, FU Berlin

Die dynamischen Verhältnisse in der Stratosphäre über der Nordhalbkugel haben bis jetzt die Ausbildung eines polaren Ozonlochs - wie es über der Antarktik seit mehreren Jahren beobachtet wird - verhindert.

Während über der Antarktik die Luft in den Wintermonaten relativ ungestört in dem Wirbel über dem Polargebiet zirkuliert, unterliegt der arktische Polarwirbel starken Störungen durch planetare Wellen, die sich auf der Nordhalbkugel spontan verstärken können. Diese Verstärkung resultiert aus der Wechselwirkung verschiedener Wellen bei ihrer Überlagerung. Die sich aus der Troposphäre nach oben ausbreitenden wandernden Wellen treffen auf die stehenden Wellen der Stratosphäre, die über der Nordhemisphäre aufgrund der vorhandenen Land-/Meerverteilung viel kräftiger ausgebildet sind als über der Südhemisphäre.

Nichtlineare Wechselwirkungen bedingen besonders im Bereich des Aleutenhochs Absinkvorgänge, die bei ihrer nordwärts Ausbreitung zur Verschiebung und Erosion des Polarwirbels führen können. Die Absinkvorgänge sind mit starken adiabatischen Erwärmungen verbunden, sodaß diejenigen Prozesse verhindert werden, die in der ungestörten kalten Stratosphäre auf der Südhalbkugel zur Vorbereitung des Ozonabbaus stattfinden. Außerdem werden zusätzlich durch die Verdrängung des Wirbels vom Pol ozonreichere Luftmassen aus mittleren Breiten in die Polargebiete transportiert.

Die europäische Arktis, in der die Messungen der Kampagne stattfinden, kann sowohl im Bereich des kalten Wirbels liegen, wie auch nachfolgend oder zwischenzeitlich durch Erwärmungsprozesse beeinflusst werden.

Das zeitliche Auftreten starker Temperaturabweichungen vom langjährigen Mittel im Polargebiet ist weit gestreut von Mitte Dezember bis zur Frühjahrsumstellung im April, wie die Abbildung der täglichen Temperaturwerte für 10 Jahre in 10 hPa (ca 30 km) über dem Nordpol zeigt.

Es wird erwartet, daß auch im Winter 1991/92 sehr unterschiedliche Perioden auftreten können, und so eine Vielzahl von Problemen und Messungen zur arktischen Ozonchemie behandelt und durch dynamisch relevante Größen dargestellt werden können.

Während der kalten Perioden sind auch auf der Nordshemisphäre schon Mini-Ozonlöcher beobachtet worden, deren Interpretation dadurch erschwert wird, daß die dynamischen Prozesse während der adiabatischen Abkühlung ebenfalls zur Verringerung der Ozonsäule führen, sodaß es schwierig ist, die vermutete Ozonzerstörung demgegenüber nachzuweisen.

Zur Verdeutlichung wird ein Film über die dynamischen Zusammenhänge während der Ausbildung eines Mini-Ozonlochs Anfang Februar 1990 über Nordskandinavien gezeigt.

North Pole Temperatures , 10hPa, (1978-1988)

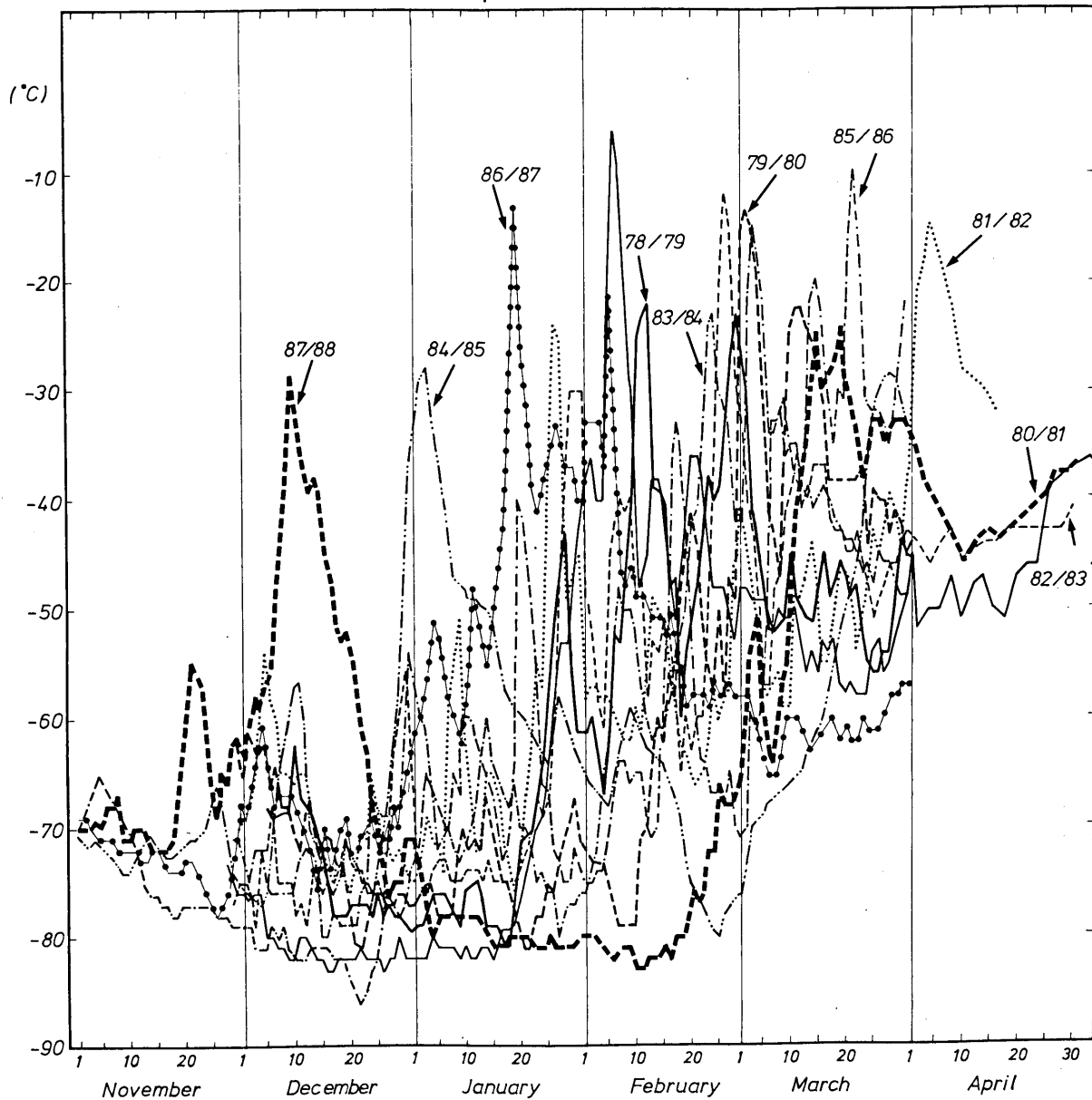


Abb.

Temperatur in 10 hPa am Nordpol für 10 Winter
aus: K. Labitzke u. H. van Loon, 1991,
Adv. Space Res., 11, (3)21-(3)30

DAS SIMULIERTE KLIMA IM VERLAUF EINES JAHRES: ERGEBNISSE DES BERLINER TROPOSPHÄREN-STRATOSPHEREN- MESOSPHEREN-MODELLS

Ulrike Langematz, Silke Leder, Arnold Meyer und Steven Pawson
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Am Institut für Meteorologie in Berlin wurde ein dreidimensionales, globales GCM der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre entwickelt. Die prognostischen Modellvariablen werden in der Vertikalen auf 34 Flächen vom Erdboden bis in eine Höhe von ca. 84 km und in der Horizontalen spektral bis zur zonalen Wellenzahl 21 bestimmt. Nichtlineare Terme der Gleichungen sowie diabatische Tendenzen werden auf einem $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ Gitter hergeleitet. Das Strahlungsschema berechnet Erwärmungsraten aufgrund von Absorption kurzweiliger, solarer Strahlung durch die Gase H_2O , O_3 und O_2 sowie von Absorption und Emission langweiliger Strahlung durch H_2O , O_3 und CO_2 in der Troposphäre und in der mittleren Atmosphäre. Physikalische Parametrisierungen von Kondensationsprozessen und vertikaler Diffusion in der Troposphäre sowie von Austauschprozessen am Erdboden wurden aus dem vom Klimarechenzentrum in Hamburg zur Verfügung gestellten troposphärischen Klimamodell ECHAM1 übernommen. Energiedissipation durch instabil werdende, kleinskalige Wellen in der Mesosphäre wird mithilfe eines linearen Relaxationsansatzes (Rayleigh Friction) am oberen Modellrand approximiert.

Um statistisch signifikante Ergebnisse zu erhalten, wurde das Modell, ausgehend von einem klimatologischen Januaranfangszustand, über mehrere Jahre integriert. Der Jahresgang geht dabei über den Zenitwinkel der Sonne sowie über die jahreszeitlich variierenden Vorgaben für die Ozonverteilung und die Meeresoberflächentemperatur in die Berechnung ein.

Anhand von ausgewählten diagnostischen Größen wird die Fähigkeit des Modells, den klimatologischen Zustand der mittleren Atmosphäre im Jahresverlauf zu simulieren, eingehend analysiert und diskutiert.

Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Frage gerichtet, inwieweit Unterschiede auftreten zwischen einer Simulation unter Berücksichtigung

des Jahresganges einerseits und der entsprechenden Simulation unter zeitlich fixierten externen Randbedingungen andererseits. Der Vorteil der Anwendung einer zeitlich fixierten Anregung besteht darin, daß mit vergleichsweise geringem Rechenaufwand Aussagen über klimatologische Zeiträume möglich sind. Eine Untersuchung der Klimatologie der mittleren Atmosphäre in einer vorherigen Modellversion (PAWSON et al. 1991) ergab jedoch Schwachstellen in der Simulation der Stratosphäre auf der Winterhalbkugel im 'Dauerjanuarmodus'. Diese sind möglicherweise darauf zurückzuführen, daß die Atmosphäre unter einer zeitlich fixierten externen Anregung einen Gleichgewichtszustand erreicht, der in der realen Atmosphäre aufgrund sich ständig ändernder äußerer Bedingungen verhindert wird. Anhand eines Vergleiches des den Jahresgang durchlaufenden Modellexperimentes mit einer 'Dauerjanuarintegration' wird dieser Frage näher nachgegangen.

LITERATURVERZEICHNIS:

PAWSON, S.; LANGEMATZ, U.; MEYER, A.; STRAUCH, P.; LEDER, S.; ROSE, K.: A Comparison of the Climatology of a troposphere-stratosphere-mesosphere model with observations. *Clim. Dyn.*, 5 (1991), S. 161-174

WINDMESSUNGEN IN DER MESOSPHERE MIT DEM MOBILEN SOUSY-VHF-RADAR ÜBER ANDØYA (NORDNORWEGEN)

R. Ruster

Max-Planck-Institut für Aeronomie, W-3411 Katlenburg-Lindau

Im vergangenen Jahrzehnt sind VHF-Radars erfolgreich bei der Untersuchung dynamischer Prozesse in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre eingesetzt worden. Mit Hilfe solcher Radaranlagen, die auf Frequenzen von ca. 50 MHz arbeiten, ist es möglich, neben großräumigen auch kleinräumige und kurzzeitige Bewegungsvorgänge mit guter Entfernungs- und Zeitauflösung zu messen. VHF-Radarechos aus der Atmosphäre beruhen auf der Streuung und Reflexion der ausgesendeten elektromagnetischen Wellen an isotropen bzw. anisotropen Brechungsindexstrukturen mit Skalen, die gleich der halben Radarwellenlänge sind. Da sich die Brechungsindexstrukturen mit dem Hintergrundwind bewegen, kann aus der Dopplerverschiebung der Echos die Windgeschwindigkeit in Richtung der abgestrahlten Pulse abgeleitet werden. Durch Schwenken der Antennenkeule in mindestens drei Richtungen läßt sich damit der vollständige dreidimensionale Windvektor bestimmen. Aus der Echointensität selbst kann auf die vorhandene Turbulenzintensität geschlossen werden.

Das Max-Planck-Institut für Aeronomie betreibt seit 1977 eine stationäre VHF-Radaranlage im Harz. Mit einer zweiten Anlage, dem mobilen SOUSY- (SOUNDING SYSTEM) VHF-Radar wurden während zweier Sommerkampagnen in Nordnorwegen Messungen in der Mesosphäre durchgeführt.

Im Höhenbereich zwischen etwa 80 und 90 km, aus dem im Mittel Radarechos empfangen wurden, konnten die dynamischen Prozesse in der sommerlichen polären Mesopausenregion untersucht werden.

Die beobachteten dynamischen Vorgänge lassen sich in die mittlere Zirkulation und in atmosphärische Wellen mit unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen zerlegen.

Das zonale Windfeld im Sommer ist durch eine starke westwärts gerichtete Strömung bis in Höhen von etwa 92 km gekennzeichnet. Oberhalb dieser Höhe deuten die Ergebnisse auf eine Richtungsumkehr der zonalen Strömung. Der Meridionalwind ist schwächer und äquatorwärts gerichtet.

Die Spektralanalyse zeigt im besonderen die deutlich ausgeprägte halbtägige und die schwächere ganztägige Gezeitenwelle. Die Amplituden beider Wellenmoden weisen starke zeitliche Variationen auf. Außer diesen atmosphärischen Gezeiten zeigen sowohl die harmonische Analyse sowie die Maximum-Entropie-Methode Wellen mit Perioden von 9 h, 16 h und 2 Tagen. Zur Untersuchung einer möglichen Kopplung unterschiedlicher Wellen wurde die bispekturale Analyse angewandt. Die Untersuchungen zeigen, daß nichtlineare Wechselwirkungsprozesse zwischen der Zweitagewelle, der ganztägigen Gezeitenwelle und der 16-Stunden-Welle stattfinden.

Aus den Varianzen der Geschwindigkeiten im kurzperiodischen Bereich konnte außerdem der durch Schwerkwellen und Turbulenz verursachte Aufwärtstransport von horizontalem Impuls abgeschätzt werden.

Das Windfeld in der oberen Mesopausenregion 1991 nach Langwellenwindmessungen in Collm

von

R. Schminder und D. Kürschner
Geophysikalisches Observatorium Collm
der Universität Leipzig
0-7261 Collm

Die Kenntnis der Windfelder in der oberen Mesopausenregion ist unabdingbare Voraussetzung für eine Meteorologie der Hochatmosphäre in dem meteorologisch noch relevanten Höhenraum bis 100 km. Bodengebundene Meßmethoden erlauben den Aufbau von Meßnetzen mit einer Maschenweite, die den Erfordernissen gerecht wird.

Eine Variante mit besonders vorteilhaftem Verhältnis von Aufwand zu Informationsgewinn stellen funktechnische Langwellen-Windmessungen durch die mögliche Nutzung kommerzieller Rundfunksender dar. Die Methode erlaubt die gleichzeitige Messung beider Horizontalkomponenten des Windes in demselben Raumvolumen und die Bestimmung der Bezugshöhe (85 - 110 km), so daß die Berechnung von Höhenprofilen und Höhen-Zeit-Schnitten für Grundwind und halbtägigen Gezeitenwind möglich wird. Die Abtrennung der ganztägigen Gezeitenwindkomponente kommt infolge der Beschränkung der Messungen auf die Nachtstunden in der Regel nur für eine in der Mitte des Höhenbereiches liegende Höhe in Frage.

Die Verknüpfung von Windmessungen aus diesem Verfahren mit Ergebnissen von Radar-Meteor-Windmessungen (Kühlungsborn), Windmessungen mit partiellen Reflexionen (Juliusruh) und MST-Radarwindmessungen (Katlenburg-Lindau) erlaubt Aussagen über die Windfelder im gesamten Bereich der Mesosphäre.

Der Beitrag vermittelt eine vereinfachte Darstellung des Meßprinzips der

LW-Windmessungen und einen Überblick über das Windfeld 1991 in 85 - 110 km Höhe über Mitteleuropa in Form von Höhen-Zeit-Schnitten für den Grund- und den halbtägigen Gezeitenwind.

Das Verfahren ist mit der Beobachtung des Höhenwindes aus der Bewegung der Wolkenschatten über der Erdoberfläche zu vergleichen, wobei die Sonne durch Sender und die Beobachter durch Funkempfänger ersetzt sind. Die Rolle der Wolken übernehmen Ladungsträgerdichtestrukturen (Elektronenwolken), die sich als Spurengas mit dem Wind mitbewegen. Bei der Totalreflexion der Funkwellen an diesen Irregularitäten wird am Erdboden ein Feldstärkemuster erzeugt (ähnlich den NEWTONschen Ringen), das bei der Bewegung über den Erdboden an jedem Empfänger ein Fading, d.h., aufeinanderfolgende Minima und Maxima der Feldstärke, erzeugt. Zeitdifferenzen im Auftreten korrespondierender Extrema zwischen an den Eckpunkten eines gleichschenkligen, rechtwinkligen, in die Haupthimmelsrichtungen ausgerichteten Dreiecks aufgestellten Empfängern (Katheten 300 m) lassen eine Ableitung von Richtung und Geschwindigkeit des Windes zu, wobei die gemessenen Momentangeschwindigkeiten 50 m/s erreichen können. Die unregelmäßige Bewegung (Turbulenz) spiegelt sich in der Verformung der Strukturen bei der Bewegung und damit in einer verringerten Ähnlichkeit der Fadingverläufe an den einzelnen Meßpunkten wider. Aus dem Ähnlichkeits-

verlust läßt sich eine Maßzahl für die Turbulenz gewinnen, die als Gewichts-faktor für den Beitrag einer Momentan-messung zum zeitlichen Mittelwert Bedeutung hat.

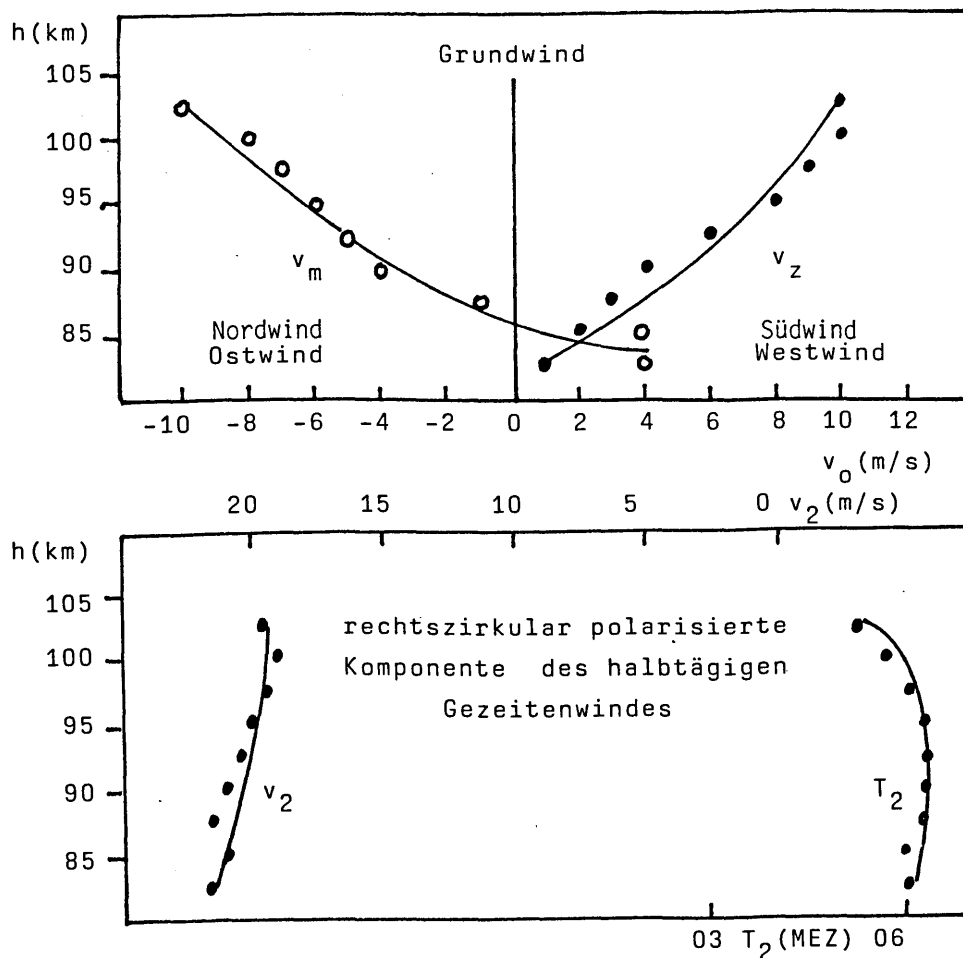
Die zugehörige Bezugshöhe wird in einem getrennten Meßgang aus der Differenz zwischen der konstanten Bodenwellenphase und der höhenabhängigen Raumwellenphase im Modulationsspektrum der benutzten Langwellensender bestimmt.

Die so erhaltenen Wertetripel (beide Horizontalkomponenten und die Höhe)

werden zur Trennung von Grund- und Gezeitenwind einer multiplen Regressionsanalyse mit höhenabhängigen Koeffizienten unterzogen. Daraus abgeleitete Höhen-Wind-Profile müssen auf Grund der beschränkten Meßdichte und der ungleichmäßigen (und nicht beeinflussbaren) zeitlichen Höhenverteilung als Mittel über wenigstens eine Dekade berechnet werden. Die vorzustellenden Höhen-Zeit-Schnitte des Jahres 1991 werden Ende Januar 1992 vorliegen.

Windprofile für den September 1991 über Mitteleuropa (52°N , 15°E)
nach Messungen am Geophysikalischen Observatorium Collm

v_0 = Grundwind, v_z = Zonalkomponente, v_m = Meridional Komponente
 v_2 , T_2 = Amplitude und Phase des halbtägigen Gezeitenwindes
(Phase: Zeitpunkt des Maximums in Richtung E (Westwind))



DYANA UND CRISTA ALS BEISPIELE
FÜR PROJEKTE DER UNTERSUCHUNG
DER MITTLEREN ATMOSPHERE

Dirk Offermann

Bergische Universität - Gesamthochschule Wuppertal

1. DYANA und CRISTA dienen dem Studium dynamischer Störungen in der Mittleren Atmosphäre, wie der Planetarer Wellen, Schwerewellen, Turbulenz, etc. Die Existenz solcher Störungen ist seit längerem bekannt, nicht aber ihr Ausmaß und ihre Häufigkeit. Insbesondere sind die Auswirkungen solcher Strukturen auf die Photochemie der Stratosphäre und Mesosphäre und somit auf die Spurengasverteilung in diesen Bereichen wenig verstanden. Sie rücken zunehmend ins Zentrum des Interesses.
2. DYANA (DYanamics Adapted Network for the Atmosphere) war eine Verbundkampagne von Raketen-, Ballon- und Bodenmessungen, die im Januar, Februar und März 1990 auf der Nordhalbkugel durchgeführt wurde. Meßziele waren Planetare Wellen, Schwerewellen, Turbulenz und ihre Auswirkungen auf spezielle Spurengase. Das Netz der teilnehmenden Meßstationen hatte eine Maschenweite, die horizontal variierte und den Meßzielen angepaßt war. Während der Kampagne wurden 269 Raketen, 95 Ozonsonden und 326 Radiosonden gestartet und 70 Bodenstationen betrieben. Es nahmen Arbeitsgruppen aus 20 Ländern teil. Die Auswertung der Messungen wird international koordiniert, und erste Ergebnisse liegen inzwischen vor.
3. CRISTA (CRYogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere) ist ein Space Shuttle-Experiment, das in einer Sieben-Tage-Mission global die Temperatur und die Verteilung ausgewählter Spurengase in der Mittleren Atmosphäre messen soll.

Ziel ist die Untersuchung dynamischer Strukturen insbesondere auf mittleren und kleinen Skalen, die erfahrungsgemäß durch Störungen in der Spurengasverteilung besonders deutlich sichtbar werden. Über die kleinräumige Variabilität der Spurengas-Verteilung in der Mittleren Atmosphäre ist gegenwärtig sehr wenig bekannt. CRISTA ist deshalb eine Erkundungsmission, die Art und Umfang solcher Störungen feststellen soll. Die horizontale Auflösung des Geräts ist etwa 600 x 600 km, die vertikale Auflösung 3 km. Dies wird erreicht durch ein heliumgekühltes Infrarot-Gerät, daß in Horizontsondierung mit drei Teleskopen und vier Spektrometern gleichzeitig mißt. Der Start von CRISTA ist für das Jahr 1994 geplant.

Gebhard Günther, Dameris, M., Ebel, A.

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln,
Albertus-Magnus-Platz, 5000 Köln 41

Der Transport von Spurenstoffen in der Atmosphäre spielt eine bedeutende Rolle in der Kopplung zwischen Dynamik und Chemie. Ein Beispiel ist der Transport von Ozon in der unteren Stratosphäre aus seinen äquatornahen Quellregionen in hohe und mittlere Breiten zu Zeiten der Umstellung der Atmosphäre von Winter- auf Sommerbedingungen. Dies führt zu einer Ozonverteilung, die stark von der durch reine Photochemie induzierten Ozonverteilung abweicht.

Wegen der zum Teil sehr starken vom Transport bewirkten Wechselwirkungen zwischen Dynamik und Chemie müssen bei der Entwicklung eines Transportalgorithmus sorgfältige Betrachtungen bezüglich Genauigkeit und Effizienz angestellt werden.

Die numerische Simulation von Transportprozessen verlangt die Lösung der Advektionsgleichung. Die hierbei auftretenden Probleme sind in erster Linie charakterisiert durch numerische Diffusion und Dispersion, verbunden mit den Problemen der Massenerhaltung, der Monotonieerhaltung und der positiven Definitheit.

In den letzten Jahren wurden einige Transportalgorithmen entwickelt, von denen einige hier vorgestellt werden. Dazu gehört ein von Smolarkiewicz (1984) entwickeltes Verfahren, das zu den sogenannten flußkorrigierten Transportalgorithmen zählt. Hierbei wird das zunächst mit einem einfachen Upstreamverfahren transportierte Feld

mit Hilfe der durch eine Taylorreihenentwicklung berechneten numerischen Diffusion korrigiert. Dieser Korrekturschritt kann mehrfach durchgeführt werden, wodurch sich die Genauigkeit erhöht. Weiterhin wird der Transportalgorithmus von Prather (1986) besprochen. Die Tracerverteilung innerhalb jeder Gitterbox wird hierbei durch Momente bis zur zweiten Ordnung beschrieben. Jede Box wird dann in Teilboxen zerlegt, die dann in die benachbarten Boxen transportiert werden können. Ein solches Verfahren nennt man Volumenverfahren, da die Verteilung des Tracers innerhalb jedes Boxvolumens bekannt ist. Dieser Algorithmus ist von allen bekannten auf finiten Differenzen beruhenden Transport-schemata der bei weitem genaueste. Das wird allerdings erkauft durch hohen Rechenzeitaufwand und extensiven Speicherplatzbedarf.

Das dritte hier besprochene Schema beruht wiederum auf dem Upstreamverfahren. Hierbei wird die Verteilung durch Interpolation mit Polynomen vierter Ordnung beschrieben und die advektiven Flüsse durch massenerhaltende Integration modifiziert. Dieses Verfahren wurde von Bott (1989) entwickelt.

Die Ergebnisse dieser Verfahren bezüglich der Transportprozesse während einer Stratosphärenenerwärmung unter Benutzung von inerten Tracern werden gezeigt und diskutiert.

Literatur:

- Bott, A.: A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes, Mon. Wea. Rev., 117,1006-1015, 1989.
- Prather, M.: Numerical advection by conservation of second order moments, J. Geophys. Res.,91,6671-6681, 1986.
- Smolarkiewicz, P.: A simple positive definite advection scheme with small implicit diffusion, Mon. Wea. Rev., 479-487,1984.

KLEINRÄUMIGE TURBULENZERZEUGUNG UND SCHADSTOFFAUSBREITUNG IN DER STRATOSPHERE

V.K. Schilling, U. Koch und D. Etling

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität
Herrenhäuserstr.2, 3000 Hannover 21

In der Stratosphäre ist die Atmosphäre statisch sehr stabil geschichtet, so daß die Luftströmung im allgemeinen nur geringe Turbulenz aufweist. Die Ausbreitung von Luftschadstoffen aus Flugzeugtriebwerken würde unter diesen Umständen nur sehr langsam voran schreiten. Eine verstärkte Durchmischung ist jedoch in Einzelergebnissen wie brechenden Schwerewellen und Kelvin-Helmholtz Wellen möglich. Die Untersuchung solcher mesoskaliger Phänomene geschieht hier mittels numerischer Simulationen und soll dazu beitragen, die Diffusion und die Durchmischung von Luftschadstoffen in der Stratosphäre besser abschätzen zu können. Daraus lassen sich dann Diffusionskoeffizienten ableiten, die in globalen Klimamodellen zur Parameterisierung subskaliger Effekte benötigt werden.

Für die hier vorgestellten Simulationen wurde ein den Gegebenheiten der Stratosphäre angepaßtes, nicht-hydrostatisches Modell entwickelt, welches zunächst als 2-dimensionale Version Verwendung findet. Es basiert in Hinblick auf eine Erweiterung (3d) auf den Boussinesq-approximierten Bewegungsgleichungen, dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik und der Kontinuitätsgleichung für anelastisches Medium. Für die nötige Parameterisierung der *subgrid*-Turbulenz (*large-eddy* Simulation) wird eine Bilanzgleichung für die turbulente kinetische Energie E gelöst. Der mikroskalige Diffusionskoeffizient wird über einen Prandtl-Kolmogorov Ansatz bestimmt:

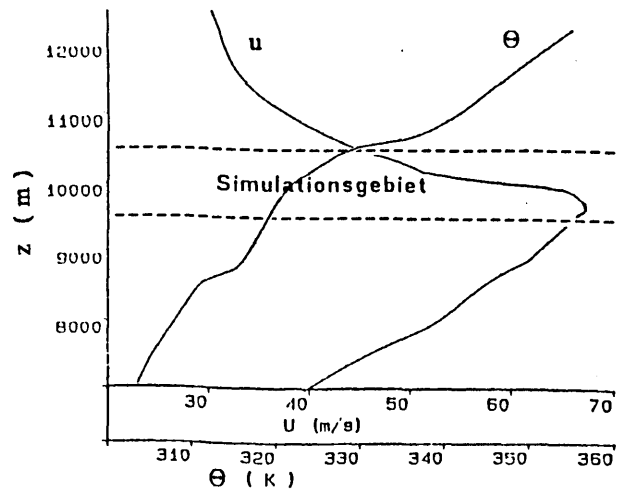
$$K_m = c l \sqrt{E}$$

mit dem Mischungsweg $l = f(\Delta x, \Delta z, N, E)$, worin Δx (≈ 30 m) und Δz (≥ 4 m) die Gittermaschenweiten und N die Brunt-Väisälä Frequenz bedeuten.

Die Berechnung der nichtlinearen Advektionsterme geschieht mittels eines *upstream-spline* Verfahrens, und die Poisson-Gleichung für den nicht-hydrostatischen Stördruck wird mit einem schnellen Einschrittverfahren der DLR (Prof. Schumann) gelöst.

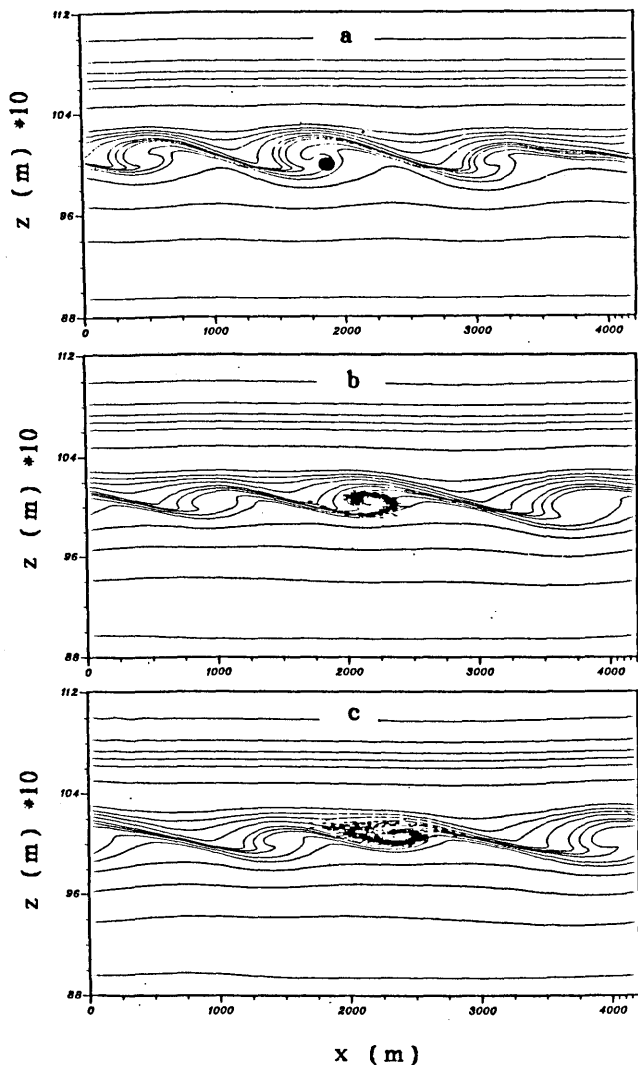
Die Simulation beschreibt die Turbulenzerzeugung und Schadstoffausbreitung durch Kelvin-Helmholtz Wellen, die sich in einer realistischen Scherströmung im Bereich eines Strahlstromes ausbilden. Als Ausgangspunkt dienten Vertikalprofile, die am 20.11.1990 in Hannover-Langenhagen mittels Radiosondenaufstiegen gemessen wurden (Abb. 1). An diesem Tag wurden von der Arbeitsgruppe um Prof. Roth (Universität Hannover) Radarmessungen durchgeführt, so daß gemessene und simulierte Turbulenzbereiche miteinander verglichen werden können.

Abb. 1: Vertikalprofile der Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit und der potentiellen Temperatur als Anfangsprofile der Simulation.



Im Verlauf der instationären Simulation entwickeln sich im dynamisch instabilen Bereich der Scherströmung (Richardsonzahl $Ri < 1/4$) Kelvin-Helmholtz Wellen. Zu diesem Zeitpunkt möge ein Flugzeug, das sich in der als homogen angenommenen und senkrecht zur Simulationsebene stehenden Richtung bewegt, das Simulationsgebiet passieren und eine Abgasfahne hinterlassen (Abb. 2a). Die Ausbreitung dieser Luftschadstoffe wird mittels freigesetzter masseloser Partikel simuliert (Abb. 2a-c).

Abb. 2 a-c: Ausbreitung einer Partikelwolke in Kelvin-Helmholtz Wellen (dargestellt durch Isothermen) in ca. 10000 m Höhe nach 16 (Durchflug), 22 bzw. 26 min.



Die Partikelausbreitung geschieht mittels eines Monte-Carlo Modelles, wobei die aktuellen Partikelpositionen durch mittlere und turbulente Zusatzgeschwindigkeiten bestimmt werden:

$$x_i(t+\Delta t) = x_i(t) + (\bar{u}_i + u'_i) \Delta t$$

mit $u'_i(t) = f(t, R, \tau, m_i, E)$, wobei R die Lagrange'sche Autokorrelationsfunktion, τ den Lagrange'schen Zeitscale und die m_i Wichtungsfaktoren für den Einfluß der thermischen Schichtung bedeuten.

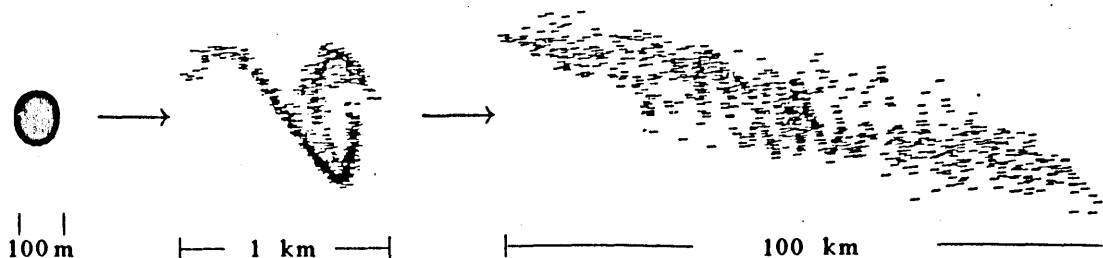
Aus der zeitlichen - und räumlichen Entwicklung der anfangs kompakten Partikelverteilung (Abb. 3) wurde ein effektiver Diffusionskoeffizient für das Gesamt ereignis 'Kelvin-Helmholtz Instabilität' abgeschätzt. Dessen Berechnung erfolgte über die zeitliche Änderung der vertikalen Verteilung der horizontal gemittelten Partikelkonzentrationen:

$$\frac{\partial \bar{c}(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_{ges} \frac{\partial c}{\partial z}).$$

Daraus ergibt sich in einer ersten Abschätzung für solche, in globalen Klimamodellen anwendbare Diffusionskoeffizienten:

$$K_{ges} = 0.13 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} .$$

Abb. 3: Schadstoffwolke zu verschiedenen Stadien ihrer Ausbreitung:
Freisetzung (t=0) → t = 15 min → t = 2 h



EIN MODELL FÜR QUASI-STATIONÄRE PLANETARE WELLEN IM GESAMTOZON

Volkmar Wirth

Institut für Meteorologie, Universität München

1. EINLEITUNG

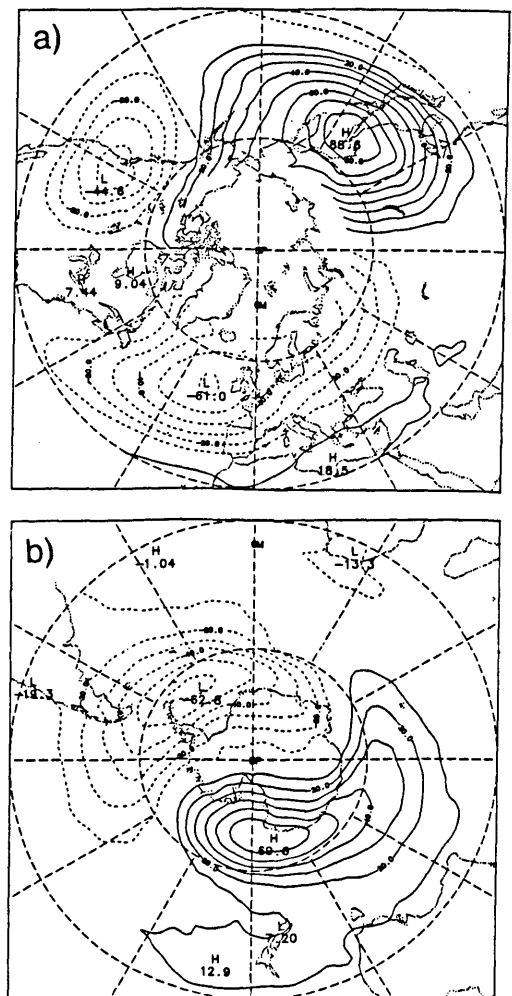
Hemisphärische Karten von Gesamt Ozon weisen deutliche stationäre planetare Wellen während der Wintermonate auf. Figur 1 zum Beispiel zeigt die klimatologische Abweichung des Gesamt ozons vom zonalen Mittelwert für den Monat Januar in der Nordhemisphäre und für den Monat Oktober in der Südhemisphäre. Die Daten stammen vom TOMS-Gerät an Bord des Satelliten Nimbus 7. Man erkennt, daß die niedrigsten zonalen Wellenzahlen stark dominieren; die Abweichung vom zonalen Mittel beträgt mehrere Dutzend Dobson Einheiten.

Ferner beobachtet man gute räumliche Korrelation zwischen Gesamt ozon und Temperatur in der unteren Stratosphäre (Newman und Randel 1988). Die Korrelation erweist sich als statistisch signifikant, mit einem Korrelationskoeffizient von deutlich über 0.8.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ein Modell für die stationären Ozonwellen zu präsentieren. Mit seiner Hilfe können diese und die besagte Korrelation dann genauer untersucht werden.

2. MODELL

Bei dem verwendeten Modell handelt es sich um ein dreidimensionales, lineares, quasi-geostrophisches Modell für stationäre Wellen in der Stratosphäre mit gekoppelter Dynamik und Ozon-Photochemie. Bezüglich der Dynamik folgen wir im Wesentlichen der Arbeit von Matsuno (1970). Die Gleichungen werden um einen zonal symmetrischen Grundzustand linearisiert. Für den Grundzustand werden entsprechende klimatologische Werte (Randel 1987) verwendet. Die Wellen werden von unten her (über die untere Randbedingung) angeregt und breiten sich in die



Figur 1: Abweichung des klimatologischen, monatlich gemittelten Gesamt ozons vom zonalen Mittelwert, in Dobson Einheiten. (a) Januar in der Nordhemisphäre, (b) Oktober in der Südhemisphäre. Isoloinien-Abstand: 10 Dobson Einheiten; negative Konturen sind gestrichelt, die Nullkontur ist ausgelassen. Polare stereographische Projektion.

Stratosphäre hinein aus. Anwendung des Modells in der Südhemisphäre (Wirth 1991) zeigt, daß es sich dort in den späten Wintermonaten zu einer qualitativen Simulation der klimatologischen Wellen eignet.

Zusätzlich zur Dynamik wird der Spurenstoff Ozon mit Hilfe der linearisierten Kontinuitätsgleichung mitgeführt. Ein einfaches Schema (Lindzen und Goody 1965) erlaubt die Berücksichtigung der Ozon-Photochemie und deren Kopplung mit der Dynamik. Die resultierende elliptische partielle Differentialgleichung wird numerisch gelöst. Gesamt Ozon erhält man schließlich durch Vertikalintegration.

3. RESULTATE

Das Modell simuliert gut die Gesamt Ozon-Welle der Wellenzahl 1 in beiden Hemisphären; in der Südhemisphäre wird auch Wellenzahl 2 gut wiedergegeben. Die Modell-Ergebnisse hängen sensitiv vom Zonalwind und von dem Ozon-Grundzustand in der unteren Stratosphäre ab; andere Sensitivitäten sind demgegenüber schwächer. Demgemäß wird nicht auf eine quantitative exakte, sondern nur auf eine qualitative Simulation der beobachteten Wellen abgezielt.

Durch Experimentieren mit dem voll gekoppelten Modell wird der Einfluß der Ozonphotochemie auf die Dynamik untersucht. Er erweist sich als äußerst gering. Dies ist konsistent mit dem Ergebnis, daß der Hauptbeitrag zu den Gesamt Ozonwellen aus der unteren Stratosphäre stammt, wo die relevanten Zeitskalen für die Dynamik deutlich größer sind als die Zeitskalen für Photochemie. Dort kann Ozon in guter Näherung als ein passiver Spurenstoff betrachtet werden.

Untersuchung der verschiedenen Terme in der Ozon-Kontinuitätsgleichung zeigt, daß vertikale und horizontale Advektion zu ziemlich genau gleichen Teilen zur Welle im Gesamt Ozon beitragen. Zur Erklärung des beobachteten räumlichen Musters der Welle ist es wesentlich, beide Anteile mit zuberücksichtigen.

Insgesamt stimmen die Modellrechnungen in der Südhemisphäre besser mit den Beobachtungen überein als in der Nordhemisphäre. Eine Abschätzung legt nahe, daß dies (unter anderem) darauf zurückzuführen ist, daß der Einfluß der nichtlinearen Terme in der

Nordhemisphäre stärker ist als in der Südhemisphäre. Ferner trägt vermutlich auch die Vernachlässigung der transienten Terme zu größeren Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen in der Nordhemisphäre bei.

DANKSAGUNG

Die hier dargestellten Resultate sind ein Teil meiner Doktorarbeit. Meinem Doktorvater, J. Egger, möchte ich sehr herzlich für die Anregung dieser Arbeit und für die fortwährende, konstruktive Betreuung danken. Ferner bedanke ich mich bei dem "Ozone Processing Team" des NASA/Goddard Space Flight Center (Maryland, U.S.A.) für die Bereitstellung der TOMS-Daten.

LITERATURVERZEICHNIS

LINDZEN, R. S.; GOODY, R.: Radiative and photochemical processes in mesospheric dynamics: Part I, models for radiative and photochemical processes. *J. Atmos. Sci.* **22** (1965), S. 341-348.

MATSUNO, T.: Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.* **27** (1970), S. 871-883.

NEWMAN, P. A.; RANDEL, W. J.: Coherent ozone-dynamical changes during the Southern Hemisphere spring, 1979-1986. *J. Geophys. Res.* **93** (1988) No. D10, S. 12585-12606.

RANDEL, W. J.: Global atmospheric circulation statistics, 1000-1mb. NCAR technical note, NCAR/TN-295+STR, (1987).

WIRTH, V.: What causes the seasonal cycle of stationary waves in the southern stratosphere? *J. Atmos. Sci.* **48** (1991), S. 1194-1200.

ABSCHÄTZUNG JÄHRLICHER FLÜSSE STRATOSPHERISCHEN OZONS IN DIE TROPOSPHÄRE DURCH TROPOPAUSENFALTUNGEN

A. Oberreuter, H.J. Jakobs, H. Elbern, J. Hendricks

Universität zu Köln

Institut für Geophysik und Meteorologie

EURAD-Projekt

Salierring 48

W 5000 Köln 1

1 ZUSAMMENFASSUNG

Der Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre erfolgt im wesentlichen über aufsteigende Luftmassen in tropischen Breiten und episodischer Rückfluß an den Tropopausenbrüchen längs der Jets. Dies bewirkt eine Anreicherung troposphärischer Luft mit ozonreichen stratosphärischen Luftmassen. Eine Erfassung der Größenordnung dieser Transporte liefert ferner Aufschluß über den Schadstoffabfluß der Emissionen höher fliegender Flugzeuge. Der Intrusionsmechanismus bewirkt eine Faltung der dynamischen Tropopause und Labilisierung der thermischen Tropopause oberhalb hochtroposphärischer Fronten. Hierbei sei die dynamische Tropopause durch den Wert von $1,6 \times 10^{-5} \text{ K m}^2 / (\text{kg s})$ der isentropen potentiellen Vorticity definiert, die Bestimmung der thermischen Tropopause folgt der WMO-Definition über den vertikalen Temperaturgradienten.

Mittels eines mesoskaligen hydrostatischen Vorhersagemodells MM4 werden anhand mehrerer ausgewählter Fälle Tropopausenfaltungen und Kaltlufttropfen simuliert. Dieses simuliert das Eindringen und die Rückflüsse stratosphärischer Luftmassen. Im Anschluß berechnet das chemische Transportmodell CTM/RADM Konzentrationsveränderungen aufgrund Ozon betreffender photochemischer Reaktionen, Transport und Diffusionsvorgänge.

Mittels der Simulation verschiedener Fallbeispiele wurde ein Querschnitt

unterschiedlicher Faltungsvorgänge durch Fronten und Kaltlufttropfen angestrebt (ALPEX 1982, Phoxa 1982, JWC 1986). Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt im wesentlichen auf einer Ozon-Budgetberechnung und einer Trajektorienanalyse.

2 BUDGETBERECHNUNG

Eine besonders ausgeprägte Intrusion trat während der ALPEX-Messkampagne im April 1982 auf. Die Tropopause reichte in einigen Gegenden bis unter 600 hPa. Eine Kaltluftzunge mit anschließender Genua-Zyklone und ein Kaltlufttropfen über dem Balkan verursachten im wesentlichen die erhöhten Ozonkonzentrationen. Eine 48-stündige Episode vom 23. April 12 GMT bis zum 25 April 12 GMT wurde für die Simulation mit dem EURAD-Modell ausgewählt. Stündlich wurden die Ozonverteilung im gesamten Simulationsgebiet, die Ozon-Zu-/Abflüsse an den lateralen Rändern und die trockene Deposition von Ozon am Boden ermittelt. Zur Initialisierung des Ozons wurde der Danielsenansatz

$(O_3) = a (Pv)$ verwandt (Danielsen, 1968), wobei (O_3) die Ozonkonzentration in ppb, (Pv) die potentielle Vorticity

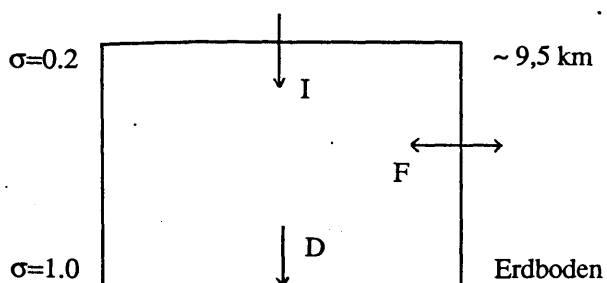
$$P = \frac{g}{p_s - p_t} \left[\frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} - f \right) + \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right]$$

in $10^{-5} \text{ k m}^2 / (\text{s kg})$ und a eine skalare Größe (hier = 100) ist. Über die so berechneten Ozon-Budgets und insbesondere deren Änderung in 48 Stunden, ferner den Randflüssen F und der Deposition D ergibt sich die Intrusion in die Troposphäre

zu:

$$I = \{ [O_3](48.h) - [O_3](0.h) \} - F(0.-48.h) + D(0.-48.h)$$

wobei angenommen wird, daß kein Ozon durch chemische Reaktion erzeugt worden ist, sondern alle Ozonänderungen innerhalb des Modells allein durch Randflüsse und Deposition herrühren. Die nachfolgende Grafik soll dies veranschaulichen:



Die $\sigma=0.1$ -Fläche ist wegen ihrer Tropopausennähe am interessantesten für unsere Betrachtungen. Sie liegt in etwa 9,5 km Höhe und erlebt die stärksten Flüsse und Budgetschwankungen. Aufgrund dieser Überlegungen und Rechnungen erhält man für ein Modellgebiet von 42×41 Gitterboxen mit einer Auflösung von $80 \text{ km} \times 80 \text{ km}$ eine Nettozunahme von Ozon unterhalb 9,5 km von $11,38 \times 10^8 \text{ kg}/48\text{h}$. Deponiert werden $0,99 \times 10^8 \text{ kg}$ Ozon und an den Rändern fließen $7,73 \times 10^8 \text{ kg}$ Ozon ab. Somit ergibt sich ein Intrusionsfluß von $20,1 \times 10^8 \text{ kg}$ in 48 Stunden.

3 TRAJEKTORIENANALYSE

Die Flüsse von stratosphärischer Luft lassen sich sowohl bei Faltungen als auch bei Kaltlufttropfen mittels Trajektorien bis in die mittlere Tropopause verfolgen. Anhand der verschiedenen Fallbeispiele wird überprüft, in welchem Maße der Modellvorstellung Danielsen (1968) folgend, stratosphärische Luft am Rande von Hochdruckgebieten tiefere Luftschichten erreichen kann.

Die verschiedenen Intrusionsfälle werden herangezogen, eine Abschätzung

der jährlich über Faltungen einfließenden Ozonmengen zu gewinnen. Hierbei wurde im extratropischen Bereich der Nordhalbkugel deutliche Maxima insbesondere im Frühjahr festgestellt, wie dies auch über dem Nordatlantik beobachtet wird. Ein sekundäres Maximum findet man im Herbst.

LITERATUR

DANIELSEN, E.F.: Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity. *J. Atmos. Sci.* 25 (1968), S. 502-518.

EBEL, A.; HASS, H.; JAKOBS, H.J.; LAUBE, M.; MEMMESHEIMER, M.; OBERREUTER, A.: Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold and cut-off low. *Atmos. Environment* 25A, No. 9, S. 2131-2144.

HOSKINS, B.J.; BRETHERTON, F.P.: Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.* 29 (1972), S. 11-37.

VIEZEE, W.; JOHNSON, W.B.; SINGH, H.B.: Stratospheric Ozone in the Lower Troposphere - II. Assessment of downward flux and ground-level impact. *Atmos. Environment* 17, No. 10, S. 1979-1993.

Eigenschaften von Ozon Mini-Holes mittlerer Breiten

G. Entzian, D. Peters Observatorium für Atmosphärenforschung Kühlungsborn
 K.H. Grasnick, U. Feister Meteorologisches Observatorium Potsdam
 K. Wege, U. Köhler Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg

Die Erscheinung von regional begrenzten, kurzzeitigen, starken Ozonreduktionen, sogenannten Ozon Mini-Holes, gewinnen für die Erklärung der Ozonreduktion überhaupt an Interesse. In ihnen überlagern sich dynamisch und zumindest in höheren geographischen Breiten chemisch bedingte Ozonreduktionen. Es muß eines Tages erreicht werden, beide Effekte getrennt voneinander einzuschätzen.

Hier sollen einige Eigenschaften dieser Erscheinung in mittleren Breiten dargestellt werden. Im Gesamtbetrag des Ozons von einzelnen Stationen gemessen, handelt es sich um Ozonreduktionen, die innerhalb weniger Tage 30 ... 40% erreichen können, mit einer Absenkungsrate bis zu 10% pro Tag. Abb. 1 zeigt als Beispiel Beobachtungen an der Station Potsdam mit dem Dobsonspektrophotometer im Vergleich mit TOMS-Messungen für den Zeitraum Mitte Januar - Anfang Februar 1991.

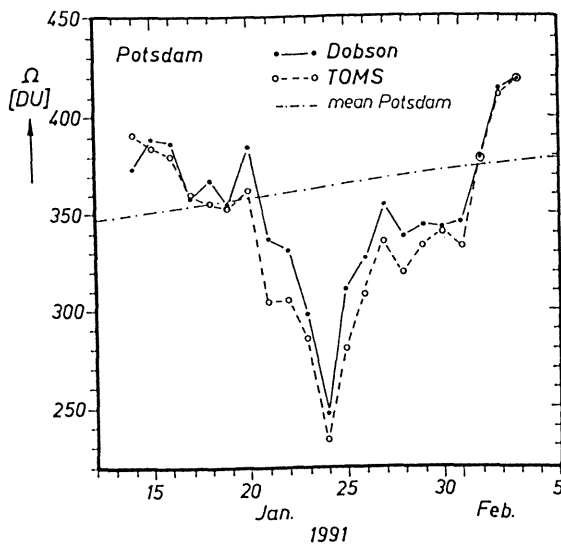


Abb. 1

Im Vertikalprofil existiert die Ozonreduktion unterhalb des Ozonschichtmaximums bis zur Tropopause. Ihre stärkste Ausbildung erreicht sie in etwa 100 hPa mit einer Ozondichteabnahme um 50%. Abb. 2 zeigt als Beispiel das mittlere Profil von 9 Februarfällen der Station Lindenberg (rechts Ozon-, links Temperaturprofil). Die Ozonreduktion ist immer mit einer drastischen Abkühlung in der Stratosphäre verbunden. Die Abkühlung beginnt in Tropopausehöhe und erreicht ihre stärkste Ausprägung weit oberhalb des Gebietes stärkster Ozonreduktion im 10 ... 20 hPa-Niveau mit Werten um 10 ... 15 K, wobei die Temperaturgrenze von -80°C,

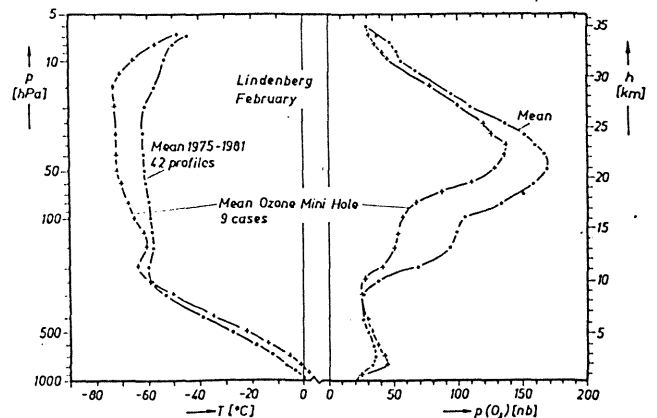


Abb. 2

unterhalb der heterogene chemische Prozesse einsetzen können, nur in seltenen Fällen unterschritten wird. Aus diesem Grunde lassen sich also die meisten der in Mitteleuropa beobachteten Ozon Mini-Holes nicht durch chemische Prozesse an Ort und Stelle erklären.

An Hand von TOMS - Daten läßt sich die Ausdehnung und horizontale Verlagerung von Mini-Holes verfolgen. Abb. 3 zeigt die Situation am 24. Januar 1991: ein Gebiet stark reduzierten Ozons mit einer Ausdehnung von ca. 1000 x 1000 km liegt über Mitteleuropa. Dieses Gebiet hat

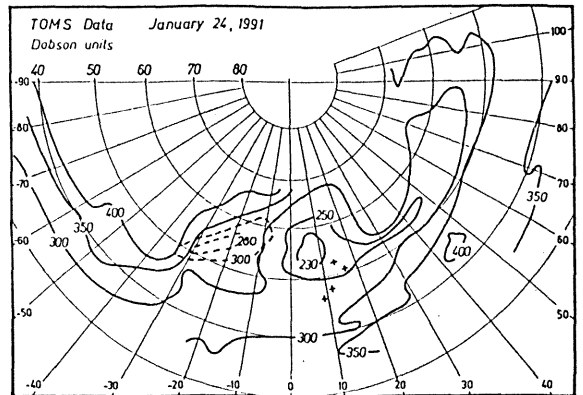


Abb. 3

sich seit dem 20. Januar (gestricheltes Gebiet) vom Ostatlantik nach Mitteleuropa verlagert und sich danach (hier nicht gezeigt) nach Nordosteuropa bewegt und nach weiteren 10 Tagen dort aufgelöst. Alle vorgelegten Ergebnisse lassen die Schlußfolgerung zu, daß Ozon Mini-Holes mittlerer Breiten als ein Produkt dynamischer Prozesse anzusehen sind.

Wir danken dem "NSSDC/Weltdatenzentrum-A für Raketen und Satelliten" für die Zurverfügungstellung der TOMS-Daten.

VERTIKALWIND-MESSUNGEN IN DER OBEREN TROPOSPHÄRE UND DER UNTEREN STRATOSPHERE IN UNTERSCHIEDLICHEN SYNOPTISCHEN SITUATIONEN MIT DEM SOUSY-MST-RADAR

H. Voigt¹, J. Yoe²

¹ Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Herrenhäuser Straße 2, 3000 Hannover 21, FRG

² Max-Planck-Institut für Aeronomie, Postfach 20, 3411 Katlenburg/Lindau, FRG

Die direkte Messung des Vertikalwindes in der freien Atmosphäre ist mit den Standardmethoden nicht möglich. Neben Flugzeugmessungen eignen sich dazu besonders Doppler-Radar-Systeme.

Im Rahmen von TOASTE (Transport of Ozone and Stratosphere Troposphere Exchange) wurde der dreidimensionale Windvektor in der oberen Troposphäre und in der unteren Stratosphäre bestimmt. Die Messungen erfolgten im Harz (52°N, 10°E) mit dem SOUSY-MST-Radar (53,5 MHz) des Max-Planck-Instituts für Aeronomie in Lindau.

In der Zeit vom 19. bis zum 21. Nov.

90 lag ein starker Polarfront-Strahlstrom über Norddeutschland, mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 65 m/s in etwa 10 km Höhe.

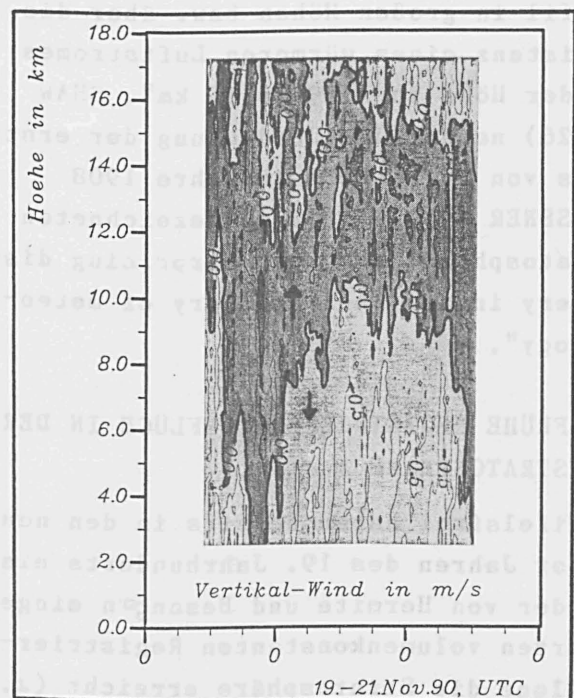
Die mit dem Radar bestimmten Vertikalwindprofile zeigten eine klare Struktur: Abwinde unterhalb und Aufwinde oberhalb des Jet-Maximums.

Eine solche Richtungsumkehr in der Nähe des Windmaximums wurde auch mit MU-Radar in Japan für solche Monate gemessen, in denen ein starker Strahlstrom herrschte (FUKAO 1991, S. 1479).

Die in der Abbildung gezeigten starken Abwinde von bis zu 1m/s sind überraschend für die synoptische Wetterlage, dem Durchzug des Warmsektors eines Frontensystems.

Die Analyse der Vorhersagedaten des Deutschen Wetterdienstes ergibt für den 20. November im gesamten Höhenbereich leichte Aufwinde ($w < 0.1$ m/s). Leider liegen für diesen Zeitraum nur Ergebnisse des alten BKN-Modells vor, dessen grobe horizontale Auflösung u.U. nicht ausreicht, mesoskalige Effekte aufzulösen.

Durch Vergleich mit Messungen zu anderen Zeiten und von anderen Gruppen und Meßmethoden (DANIELSEN 1968, S. 502) wird versucht, eine Erklärung für das Vorzeichen durch sekundäre Zirkulation (SHAPIRO 1981, S. 954) und den großen Betrag der Vertikalwinde (möglicherweise Leewellen) zu finden.



Literatur:

DANIELSEN, E.F.: Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity. *J. Atmos. Sci.* 25 (1968), S. 502-518.

FUKAO, S.; LARSEN, M.F.; YAMANAKA, M.D.; FURAKAWA, H.; TSUDA, T.; KATO, S.: Observations of a reversal in long-term average vertical velocities near the jet stream wind maximum. *Mon. Wea. Rev.* 119 (1991), S. 1479-1489.

SHAPIRO, M.A.: Protogenesis and Geostrophically Forced Secondary Circulations in the Vicinity of Jet Stream-Frontal Zone Systems. *J. Atmos. Sci.* 38 (1981), S. 954-973.

DER HOCHAUFSTIEG VON BERSON UND SÜRING (1901) UND DIE ENTDECKUNG DER STRATOSPHERE - EINE WISSENSCHAFTSHISTORISCHE BETRACHTUNG

Karl-Heinz Bernhardt

Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin

1 EINLEITUNG

Wenige Wochen nach der ersten wieder gemeinsamen Tagung der deutschen Meteorologen seit 55 Jahren jähren sich zum 90. Male die Mitteilungen von TEISSE-RENC DE BORT (1902) und von ASSMANN (1902) über das vertikale Temperaturprofil in großen Höhen bzw. über die "Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km". SHAW (1926) nannte die Entdeckung der erstmals von T. de Bort im Jahre 1908 (KASSNER 1909, S. 6) so bezeichneten Stratosphäre "the most surprising discovery in the whole history of meteorology".

2 FRÜHE REGISTRIERBALLONFLÜGE IN DER STRATOSPHERE

Zweifelsfrei haben bereits in den neunziger Jahren des 19. Jahrhunderts einige der von Hermite und Besançon eingeführten volumenkonstanten Registrierballone die Stratosphäre erreicht (z.B. HERMITE 1893, T. DE BORT 1898), desgleichen seit 1894 mehrere der im Rahmen der "Wissenschaftlichen Luftfahrten" (ASSMANN, BERSON 1900) gestarteten Registrierballone. Prinzipiell berechnete Bedenken wegen der Trägheits- und Strahlungsfehler bzw. eine von Assmann vermutete Störung der von ihmersonnenen und eingeführten Ventilation der Registrierballon-Thermographen standen aber einer entsprechenden Interpretation der Meßdaten entgegen.

3 NACHWEIS DER EXISTENZ DER STRATOSPHERE

Erst nach Einführung der bis zur Platzhöhe rasch steigenden Gummiballone im Jahre 1901 akzeptierte Assmann die Realität einer wärmeren Atmosphärenschicht in großer Höhe, wobei ASSMANN und BERSON (1902, S. 237 ff.) besonders auf die internationalen Aufstiege am 31. 7./ 1. 8. 1901 verwiesen und die Übereinstimmung zwischen den Aspirationspsychrometerablesungen während der Hochfahrt von Berson und Süring am 31. 7. auf 10800 m Höhe und den Registrierballondaten hervorgehoben wurde. Insofern steht diese Höhenrekordfahrt im offenen Ballonkorb mit dem ersten einwurfsfreien Nachweis der Existenz der Stratosphäre in Zusammenhang, worauf SÜRING (1943) in seinem Nachruf auf Berson ausdrücklich verwies. Die Stratosphäre, zum Aufstiegs termin in ca. 12 - 13 km Höhe beginnend, wurde von den Ballonfahrern selbst nicht erreicht, doch berichteten diese u. a. über den "jähren Eintritt eines sehr starken Westwindes in den größten Höhen," d. h. über den Flug in einem hochtroposphärischen Starkwindfeld.

4 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Obgleich Vorstellungen über einen Schichtenbau der Atmosphäre bis in die Antike zurückreichen und im 19. Jahrhundert durch die Kenntnis der Wolkenstockwerke, vor allem aber durch die

Beobachtungen während der wissenschaftlichen Freiballonfahrten untermauert wurden, war die Entdeckung der Diskontinuitätsfläche Tropopause überraschend und wurde von T. de Bort und Assmann erst mehrere Jahre nach den ersten Hinweisen aus den Registrierballondaten mitgeteilt. Wie im Falle der Stratosphäre, so ging in der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts der unerwartete experimentelle Nachweis der stratosphärischen Erwärmungen, der quasizwölfjährigen Schwankung (QBO) und des nachwinterlichen antarktischen Ozonminimums ("Ozonloch") den theoretischen Erklärungsversuchen voraus.

5 LITERATURVERZEICHNIS

ASSMANN, R.: Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km. Sitz. Ber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin 24(1901), 495-504.

ASSMANN, R.; BERSON, A. (Hrsg.): Wissenschaftliche Luftfahrten. 2. Bd. Braunschweig: Vieweg 1900, 706 S.

ASSMANN, R.; BERSON, A.: Ergebnisse der Arbeiten am Aeronautischen Observatorium in den Jahren 1900 und 1901. Berlin: A. Asher (1902), 277 S.

DE BORT, T.: Results des ascensions de trois ballons-sondes lances a Trappes, le 8 juin. Comptes Rendus de l'Acad. Paris 127 (1898), 135-138.

DE BORT, T.: Variations de la temperature de l'air libre dans la zone comprise entre 8 km et 13 km d'altitude. Comptes Rendus de l'Acad. Paris 134 (1902), 987-989.

HERMITE, G.: L'exploration de la haute atmosphere. Experience du 21 mars 1893. Comptes Rendus de l'Acad. Paris 116 (1893), 766-768.

KASSNER, C.: Bericht über die elfte allgemeine Versammlung und Feier des 25jährigen Bestehens der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft zu Hamburg am 28. bis 30. September 1908. Meteorol. Z. 26(1909), 2-10.

SÜRING, R.: Nachruf auf Arthur Berson. Meteorol. Z. 60(1943), 26-28.

SHAW, N.: Manual of meteorology. Cambr. Univ. Press, Vol. 1 (1926), 343pp.

DER EINFLUSS DES ERDBODENS AUF DIE MITTLERE ATMOSPHERE

Sabine Koopmann, Uwe Berger

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

In der Energiebilanz der Atmosphäre spielt der Erdboden eine große Rolle. Der Boden emittiert thermische Strahlung und erwärmt dadurch die Atmosphäre. Außerdem beeinflussen turbulente Austauschprozesse zwischen dem Boden und der planetaren Grenzschicht die Temperaturverteilung in dieser Schicht. Änderungen in der untersten Atmosphäre wirken sich aber auch auf Luftschichten in größeren Höhen, d.h. auf die mittlere Atmosphäre, aus.

In ein 3-dimensionales Strahlungsmodell, das bis dahin den Erdboden nicht explizit berücksichtigte, wurde eine Parametrisierung der Erdoberfläche implementiert. Dazu wurde die gesamte Erdoberfläche mit einem Gitternetz von 36x16 Punkten überdeckt. Diesen Gitterpunkten wurde eine der fünf folgenden Oberflächen zugeteilt: Gras, Wüste, Regenwald, Eis oder Wasser. Die zugehörigen physikalischen Oberflächenparameter stammen von Anthes et al. (1987, S. 14). Es wurden die Strahlungsflüsse, die Wärmeleitung in den Untergrund und der turbulente Austausch latenter bzw. fühlbarer Wärme an den entsprechenden Punkten berechnet. Daraus konnte mit Hilfe einer prognostischen Lösungsmethode nach Blackadar (1979) die Erdbodentemperatur ermittelt werden. Um superadiabatische Temperaturgradienten in der Troposphäre auszuschließen, wurde außerdem ein "convective adjustment" angewandt.

Es zeigte sich, daß die einzelnen Energieterme unterschiedliche Bedeutungen für die Atmosphäre haben. Eine Betrachtung der reinen Strahlungsflüsse ergab keine große Änderung der atmosphärischen Temperaturverteilung. Der turbulente Austausch hingegen bracht starke Temperaturänderungen, die durch das "convective adjustment" bis in höhere Atmosphärenschichten fortgesetzt wurde. Die Temperaturen in der unteren Atmosphäre wurde durch die Berücksichtigung des Erdbodens in niederen Breiten höher und in polaren Breiten niedriger. Sie kamen damit den realen Atmosphärentemperaturen näher. Weiterhin sind Untersuchungen gemacht worden, in denen das modifizierte Strahlungsmodell mit einem 3-dimensionalen mechanistischen Zirkulationsmodell gekoppelt wurde. Hier brachte die Berücksichtigung des Erdbodens dieselben Veränderungen wie bei den Rechnungen mit dem Strahlungsmodell. Es ergaben sich in 25 km Höhe Temperaturänderungen von mehr als 1 K. Eine weitere Verbesserung der Modelle besteht in der Möglichkeit nun durch die Land-Wasser-Verteilung auf meridionale Unterschiede eingehen zu können. Dadurch verbessert sich die allgemeine Klimatologie des Zirkulationsmodells. Bei der Berücksichtigung des Erdbodens zeigte sich, daß sich der Land-Wasser-Unterschied bis in Höhen von 25 km auswirkt.

Literatur:

ANTHES, R.A.; HSIE, E.Y.; KUO, Y.H.:
Description of the penn state/NCAR
mesoscale model version 4 (MM4). NCAR
technical note (1987). NCAR/TN-282
+STR.

BLACKADAR, A.K.: High resolution
models of the planetary boundary
layer. Advances in environmental
science and engineering, 1, Nr. 1.
Pfafflin und Ziegler (Edt.), New York:
Gordon and Breach Sci. Pub. 1979,
S. 50-85.

DREIDIMENSIONALE NUMERISCHE SIMULATION EINES IN DIE STRATOSPHERE EINDRINGENDEN LUFTPAKETES

Silke Schultka, Thomas Hauf

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, 8031 Oberpfaffenhofen

1 EINLEITUNG

Gewitter stehen heute als effektive Transportmechanismen für klimawirksame Spurenstoffe durch die Tropopause im Mittelpunkt wissenschaftlicher Untersuchungen. Sie können sowohl zu einer Hydratisierung als auch Dehydratisierung (KLEY et al. 1982, DANIELSEN 1982) der wasserdampfarmen Stratosphäre führen. Durch den Transport aggressiver Spurenstoffe von den meist bodennahen Quellen in stratosphärische Regionen tragen sie zur Gefährdung der Ozonschicht bei.

Obwohl die Bedeutung hochreichender konvektiver Systeme für den Troposphären-Stratosphären-Austausch längst bekannt ist, existieren nur wenige Untersuchungen zu diesem Thema. Noch unklar sind u. a. die Grundlagen der Vermischungsprozesse, die zwischen der Luft aus dem Aufwindgebiet des Gewitters und der Umgebungsluft beim Eindringen in die Stratosphäre auftreten. Bild 1 veranschaulicht zwei zur Diskussion stehende Mischungsbereiche. Das Aufsteigen bis zum 'crossover point', dem Schnittpunkt von aktuellem Temperaturprofil und Feuchtadiabate, ist durch Auftriebskräfte bestimmt, während die Vertikalbewegung oberhalb dieses Niveaus kinematischer Natur ist.

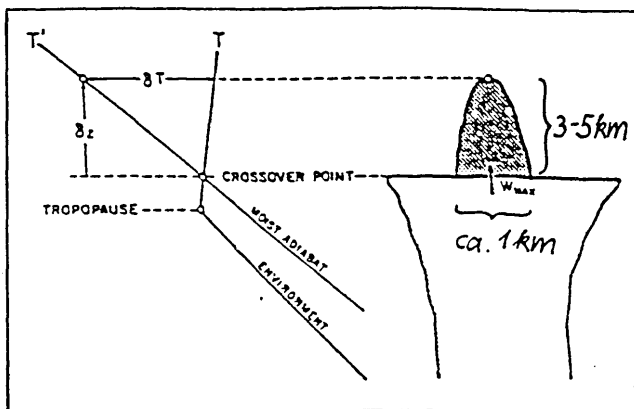


Bild 1. Schematische Darstellung eines überschießenden Gewitterturms mit thermodynamischem Diagramm und Skalenangabe. Es wird angenommen, daß der 'crossover point' im Amboßniveau liegt. An der Amboßobergrenze besitzt das Luftpaket seine maximale Geschwindigkeit W_{max} . Beim Eindringen in die Stratosphäre fällt die Temperatur des Paketes T' weiter und sinkt unter die Umgebungstemperatur T . Nach FUJITA (1974).

Numerische Gewittersimulationen weisen den Mangel auf, die über das Amboßniveau hinauschießenden Gewittertürme nicht ausreichend aufzulösen.

Ziel der vorliegenden Studie ist es, in einer Prinzipstudie unter stark vereinfachten Annahmen dynamische Aspekte des Überschießens zu untersuchen.

2 METHODE

Beobachtungsergebnisse von FUJITA (1974) belegen, daß das Auf- und Absteigen überschießender Gewittertürme mit BRUNT-VÄISÄLÄ-Periode erfolgt. Es liegt deshalb auf der Hand, den überschießenden Gewitterturm als ein einzelnes Luftpaket mit positivem Anfangsimpuls zu simulieren. Diese modifizierte Aufgabenstellung verfolgte SCHLESINGER (1990) mit einem Lagrangeschen Paketmodell. Auf der Basis eines analytisch lösba-

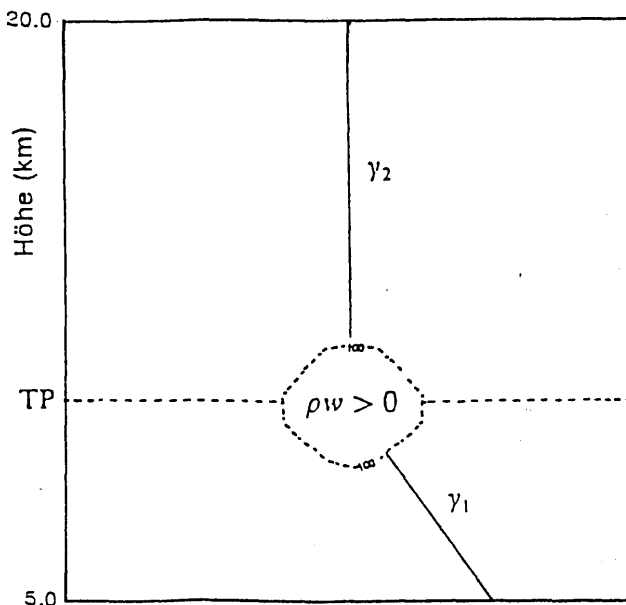


Bild 2. In einem würfelförmigen Modellgebiet von $15 \text{ km} \times 15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ wird im Tropopausenniveau TP (10 km) eine positive Impulsstörung ρw mit exponentiell vom Zentrum aus abnehmenden Werten vorgegeben. Dieser Störung wird die Feuchte als ein Tracer mit gleicher räumlicher Ausdehnung überlagert. Eine Isolinie der Tracerkonzentration definiert die Grenzen des Luftpaketes. Die ausgezogene Gerade kennzeichnet den Temperaturverlauf mit γ_1 troposphärischem und γ_2 stratosphärischem Temperaturgradienten.

ren Gleichungssysteme erster Ordnung untersucht der Autor u. a. die Trajektorien des Luftpaketes in Abhängigkeit vom stratosphärischen Temperaturgradienten und der anfänglichen Vertikalgeschwindigkeit. Es stellt sich die Frage, ob diese detaillierten Ergebnisse auch dann noch Gültigkeit besitzen, wenn man zu realistischeren, kontinuumsnahen Bedingungen übergeht. Diese Frage wird mit Hilfe der Simulationsergebnisse des dreidimensionalen nichtlinearen mesoskaligen Modells MESOSOP (SCHUMANN et al. 1987) untersucht. Bild 2 skizziert die Vorgaben für das numerische Experiment zu Beginn der Simulation. Die Dimensionen des Luftpaketes entsprechen durchschnittlichen Abmessungen überschießender Gewittertürme, die Anfangs- und Umgebungsparameter orientieren sich an SCHLESINGERS Annahmen.

3 ERGEBNISSE

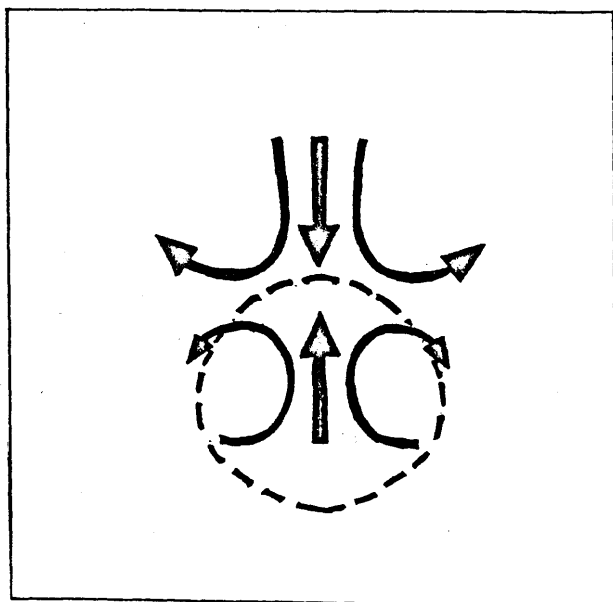


Bild 3. Schematische Darstellung des Massen- und Geschwindigkeitsfeldes auf der Basis der numerischen Rechnungen. Die gestrichelte Linie ist eine Isolinie der Tracerkonzentration und kennzeichnet die Paketgrenze. Die Pfeile verdeutlichen den Strömungsverlauf. Man erkennt, daß die Wirbelausbildung nicht auf das Luftpaket begrenzt ist.

Bild 3 zeigt typische Strukturen des Strömungsfeldes. Nach Ausbildung eines Ringwirbels im Inneren des Luftpaketes wird unter Kontinuumsbedingungen oberhalb des Luftpaketes ein zweiter Wirbel induziert, der von oben in das Paket eindringt und dessen Absinken einleitet.

Das Modell spiegelt eine gedämpfte Oszillation des in die Stratosphäre eindringenden Luftpaketes sowie die leicht aus theoretischen Betrachtungen ableitbaren Einflüsse verschiedener Temperaturprofile und Anfangsgeschwindigkeiten wieder. Die Zeitspanne für das Aufsteigen und nachfolgende

Absinken des Luftpaketes in der Stratosphäre entspricht in den numerischen Experimenten der BRUNT-VÄISÄLÄ-Periode.

4 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Simulation mit dem Strömungsmodell MESOSOP liefert komplexe zeitabhängige Strukturen des Überschießens. Im Gegensatz zur Lagrangeschen Paketdarstellung zeigt sie, daß der Bewegungsvorgang durch dreidimensionale Strukturen und eine Verlagerung von Massen- und Geschwindigkeitsfeld relativ zueinander gekennzeichnet ist. Entscheidend für das Verständnis der Vermischungsvorgänge sind die erzeugten Wirbelbewegungen. Einfache Modelle wie das Lagrangesche Paketmodell nach SCHLESINGER sind nicht in der Lage, diese grundlegenden dynamischen Eigenschaften der Bewegung aufzulösen, so daß deren Ergebnisse fragwürdig erscheinen.

Soll jedoch nur der Teilaspekt Schwingungsverhalten untersucht werden, ist die Verwendung eines Lagrangeschen Paketmodells durchaus gerechtfertigt und aufgrund des geringen Aufwandes komplizierteren Untersuchungsmethoden vorzuziehen. Sowohl das Paketmodell nach SCHLESINGER als auch die Simulation mit dem Modell MESOSOP bestätigen die Beobachtungsergebnisse von FUJITA.

Einige Modellergebnisse, zu denen die Wirbelstruktur des Paketes, die Induktion des Wirbelpaares am oberen Rand und die dort auftretende Vermischung infolge Divergenzen und Konvergenzen zählen, lassen sich nicht nur auf den Fall des überschießenden Gewitterturms sondern auch auf Laborexperimente und numerische Simulationen zu aufsteigenden Thermikelementen übertragen.

5 LITERATUR

DANIELSEN, E.F. (1982): A dehydration mechanism for the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 605-608.

FUJITA, T.T. (1974): Overshooting thunderheads observed from ATS and Learjet. SMRP Research Paper, **117**, University of Chicago.

KLEY, D. et al. (1982): Transport of water through the tropical tropopause. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 617-620.

SCHLESINGER, R.E. (1990): Overshooting thunderstorm cloud top dynamics as approximated by a linear Lagrangian parcel model with analytic exact solutions. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 988-998.

SCHUMANN, U. et al. (1987): A mesoscale model for the simulation of turbulence, clouds and flow over mountains: Formulation and validation examples. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **60**, 413-446.

GLEICHZEITIGE LIDAR- UND RADARMESSUNGEN IN DER POLAREN ATMOSPHERE

P. Czechowsky, R. Ruster, B. Inhester, J. Klostermeyer und G. Schmidt

Max-Planck-Institut für Aeronomie, Postfach 20, W-3411 Katlenburg-Lindau

Im Winter 1990 wurden von Januar bis März gleichzeitige Messungen mit dem UV-Lidar und dem VHF-Radar des Max-Planck-Instituts für Aeronomie in der Nähe von Andenes auf der Insel Andoya (Nordnorwegen) durchgeführt, um die Struktur und die Dynamik in der polaren Atmosphäre zu studieren. Dabei sollten insbesondere aus Temperaturgradienten und Windscherungen berechnete Stabilitätskriterien untersucht werden, die im Zusammenhang mit der Bildung mesosphärischer Turbulenzstrukturen stehen.

Lidarmessungen bis in Höhen von 90 km können mit dem derzeit verfügbarem System nur nachts durchgeführt werden. Während der zweieinhalb monatigen Kampagne waren in 17 klaren Nächten kontinuierliche Rayleigh-Rückstreuungsmessungen bis zu maximal acht Stunden Dauer möglich. Die daraus abgeleiteten Temperaturprofile wichen im Höhenbereich der Stratosphäre deutlich vom CIRA 86-Modell ab. Von Januar bis zum 12. Februar wurde ein ausgeprägtes Maximum von etwa 40 K über dem langjährigen Monatsmittel gemessen. Ein plötzlicher Umschwung am 13. Februar führte im Bereich der Stratosphäre zu einer deutlichen Reduzierung der Temperatur um etwa 50 K, die bis Mitte März anhielt. Die Gegenüberstellung unterschiedlicher Meßmethoden machte deutlich, daß Dichte- und Temperaturprofile im Höhenbereich von 30 bis 90 km, die aus Lidarbeobachtungen abgeleitet wurden, mit den Ergebnissen von Datensonden außerordentlich gut übereinstimmen, während Vergleiche mit Profilen, die mit fallenden Kugeln erzielt wurden, deutliche Abwei-

chungen voneinander zeigen.

Radarechos werden durch Streuung oder Reflexion der ausgesendeten elektromagnetischen Wellen an Brechungsindexschwankungen mit Skalen der halben Wellenlänge (Bragg-Bedingung) hervorgerufen. In der Mesosphäre hängt der Brechungsindex von der Anzahl der freien Elektronen ab. Der Mechanismus, der in der polaren Wintermesosphäre turbulente Strukturen erzeugt, unterliegt im Mittel keinen zeitlichen Schwankungen, wohingegen die Produktions- und Verlustrate von Elektronen eine deutliche tageszeitliche Variation aufweist. Die Wahrscheinlichkeit, daß Elektronen nachts auftreten ist sehr gering und reduziert damit die Häufigkeit der beobachtbaren Radarechos. Während der gesamten Meßkampagne wurden nur fünf länger andauernde Turbulenzschichten erfaßt, die eine Ableitung der Windgeschwindigkeit und -richtung zuließen. Aus der Windscherung und dem Temperaturgradienten wurde die Richardson-Zahl berechnet, die ein Kriterium für atmosphärische Stabilität und folglich ein Indiz für die Bildung von turbulenten Strukturen darstellt.

Am Beispiel vom 7. März wird anhand von Profilen der Echointensität, der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und -richtung sowie der Richardson-Zahl gezeigt, daß die beobachteten Echostrukturen durch Schwerewellen hervorgerufen werden, die superadiabatische Temperaturgradienten erzeugen und letztlich zu einer Serie von Turbulenzausbrüchen führen.

OZONTRANSPORT IN EINEM DREIDIMENSIONALEN GITTERPUNKTMODELL

Baerbel Spengler
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Ein dreidimensionales Gitterpunktmodell wird benutzt, um den Ozontransport aus mittleren Breiten ins nördliche Polargebiet in der winterlichen Stratosphäre zu simulieren. Das Modell basiert auf den primitiven Gleichungen. Es enthält als Strahlung lediglich Newtonian Cooling. Die Auflösung ist variabel. In diesem Experiment wurde folgender Gitterpunktabstand verwendet: 2.5° in meridionaler, 11.25 in zonaler und 3 km in vertikaler Richtung, von 10 km bis 80 km Höhe. Das zonalsymmetrische Anfangsfeld wurde durch ein analytisches Verfahren nach Lin bestimmt. Temperatur und Geopotential stammen aus einem CIRA-Profil von einem Januarmonatsmittel, das Ozonfeld aus einem Dezembermittel, da hierbei über dem Pol weniger Ozon ist als in den mittleren Breiten. Der Einfluß, den die Troposphäre auf die Stratosphäre ausübt, wird durch eine Wellenstörung im Geopotential modelliert. Diese wird aus realistischen Amplituden und Phasen der Wellen 1 und 2 von Januar 1987 in 250 hPa erzeugt. Das Windfeld ähnelt dem 2. Januar 1987. In jenem Monat gab es eine sehr starke Stratosphärenenerwärmung, so daß die Amplituden auch im Modell eine solche erzeugen können.

In diesem Experiment wird ein Monat simuliert. Im Gesamtozonfeld sieht man, daß sich die ursprünglichen 300 DU (oberhalb der unteren Modellfläche) bereits nach zwei Wochen auf über 420 DU erhöht haben. In 10 hPa ist ein Zusammenbruch des Wirbels zu erkennen, der bis etwa 24 km herunterreicht. Das Auffüllen des ozonarmen winterlichen Polargebietes kann mit Hilfe einer simulierten Stratosphärenenerwärmung gut gezeigt werden. Auf der Nordhemisphäre ist das jährliche Ozonmaximum dank der Erwärmungen oft bereits im Mittwinter erreicht, während es im südlichen Polargebiet fast immer erst mit den Enderwärmungen im Oktober/ November auftritt, um das dort in den letzten Jahren immer dramatischer werdende "Ozonloch" wieder aufzufüllen.

DIE AUSWIRKUNG GEÄNDERTER TROPOSPHÄRISCHER PARAMETRISIERUNGEN AUF DIE STRATOSPHERE IN EINEM GCM

Steven Pawson, Arnold Meyer, Ulrike Langematz and Silke Leder

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

ABSTRAKT

Ein dreidimensionales GCM, das sich vom Erdboden bis 80 km in der Mesosphäre erstreckt, wurde in Berlin entwickelt. Das Modell ist spektral, mit einer Auflösung von T21, oder 5.6° im Gitterpunktraum, in dem die nichtlineare Dynamik und die physikalischen Parametrisierungen berechnet werden. Das ursprüngliche Modell (PAWSON *et al.* 1991), eine erweiterte Version des EZMW-Modells, ist unter Dauerjanuar Randbedingungen integriert worden. Die Winterstratosphäre des Modells ist zu kalt, teilweise wegen der zu niedrigen Aktivität der planetarischen Wellen in der Troposphäre.

Mit einem verbesserten Troposphärenmodell (ECHAM1), das für grob auflösende Klimarechnungen in Hamburg entwickelt worden ist, wurden ebenfalls Dauerjanuar Klimasimulationen gerechnet.

Die Ergebnisse beider Modelle wurden mit Hilfe der Wellenaktivität, *A*, nach ANDREWS (1987) analysiert, da *A* ein deutlicherer Indikator der Wirbelstruktur ist als, z.B., die Abweichung der Geopotentialhöhe.

Der Einfluß der höheren Wellenaktivität in der Troposphäre auf die Zirkulation der Stratosphäre wird diskutiert. Ein Vergleich mit Beobachtungen wird durchgeführt.

LITERATURVERZEICHNIS.

ANDREWS, D.G.: On the Interpretation of the Eliassen-Palm Flux Divergence. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113 (1987), S. 323-338.

PAWSON, S.; LANGEMATZ, U; MEYER, A.; STRAUCH, P.; LEDER, S.; ROSE, K.: A Comparison of the Climatology of a troposphere-stratosphere-mesosphere model with observations. *Clim. Dyn.*, 5 (1991), S. 161-174.

DIE AUSWIRKUNGEN VON BODENREIBUNG AUF DIE ENTWICKLUNG VON STRATOSPÄRENERWÄRMUNGEN IN EINEM GLOBALEM 3-D, MECHANISTISCHEN GITTERPUNKTMODELL

Alexander Beck
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin

Abstract:

Aus einem hemisphärischen 3-d, mechanistischen Gitterpunktmodell von Rose (1983), welches sich von 10 bis 80 km Höhe erstreckt, wurde ein globales Modell entwickelt (Goretzki, 1988, Kähler, 1988), das vom Erdboden bis in 80 km Höhe reicht. Das Modell enthält weder Wasserdampfphysik noch Topographie am unteren Rand.

Stratosphärenerwärmungen werden simuliert, indem das Modell am Erdboden mit einer Störung aus Welle 1 und Welle 2 angeregt wird. Zum Studium der möglichen Auswirkungen von Bodenreibung auf die Stratosphäre, wurden zwei Experimente mit identischer Anregung durchgeführt, im ersten Experiment mit, im zweiten ohne Bodenreibung.

Ohne Bodenreibung simuliert das Modell ein Minor Warming, wobei sich der Polarwirbel sogar noch verstärkt. Mit einem Bodenreibungsansatz nach Kida, (1977), erhält man im selben Zeitraum ein starkes Major Warming. Als Ursache für diese starken Unterschiede wird hierbei die Entwicklung eines unreal starken Wirbels in der Troposphäre bei Vernachlässigung von Reibungseffekten gesehen. Dieser verhindert den Abbau des Polarwirbels in der Stratosphäre.

Die Entwicklung des stratosphärischen Polarwirbels wird anhand von EP-Vektoren und deren Divergenzen, sowie der relativen Vorticity diskutiert.

LITERATURVERZEICHNIS

GORETZKI, B., 1988: Untersuchungen zur Ausbreitung und Entwicklung von Rossby-Wellen in einem dreidimensionalen, globalen numerischen Modell bei Anwesenheit einer subtropischen kritischen Schicht. *Dissertation am Fachbereich 24 der Freien Universität Berlin*

KÄHLER, M., 1988: Thermische Gezeiten in einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell. *Dissertation am Fachbereich 24 der Freien Universität Berlin*.

KIDA, H., 1977: A Numerical Investigation of the General Atmospheric Circulation and Stratospheric-Tropospheric Exchange. *J. Met. Soc. Japan*, 55, 52-88.

ROSE, K., 1983: On the Wave-Wave Interaction in a 3-d Primitive Equation Model for Sudden Stratospheric Warmings. *Beitr. Phys. Atm.*, 56, No. 1, 14.

EINE EOF-ANALYSE DER HÖHEN-ZEIT STRUKTUR DER QBO

Klaus Fraedrich, Steven Pawson and Risheng Wang

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

ABSTRACT

Eine zeitabhängige EOF (Empirical Orthogonal Function) Analyse des monats- und zonalgemittelten zonalen Windes in der unteren Stratosphäre über Singapur ist durchgeführt worden. Die Dynamik dieses Gebietes wird von der nahezu zweijährigen Schwingung (die quasi-biennial Oscillation, QBO) dominiert.

Das neue EOF Verfahren wird angewandt, um die zeitliche Entwicklung des zonalen Windes von 1956 bis 1991 zu analysieren. Die Winddaten liegen auf den Drückflächen 70, 50, 40, 30, 20, 15, und 10 hPa vor (NAUJOKAT 1986; NAUJOKAT *et al.* 1991); fehlende Werte werden linear interpoliert.

Folgende Ergebnisse werden diskutiert: Das erste Paar EOF-Komponenten (74% der Varianz) beschreibt eine regelmäßige Schwingung von West- und Ost-Winden, die sich mit einer konstanten Geschwindigkeit von oben nach unten ausbreiten. Eine Spektralanalyse dieser Schwingung isoliert Perioden von 28, 33, und 24 Monaten. Das zweite Paar der EOF Komponente (8% der Varianz) ist nichtlinear und beschreibt die Asymmetrie der beiden Ost- und West-Windregime.

LITERATURVERZEICHNIS

NAUJOKAT, B.: An Update of the Observed Quasi-Biennial Oscillation of the Stratospheric Winds over the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, 43 (1986), S. 1873-1877.

NAUJOKAT, B.; LABITZKE, K.; LENSCHOW, R.; PETZOLDT, K.; RAJEWSKI, B.; WOHLFART, R.-C.: The Stratospheric Winter 1990-91: A Major Midwinter Warming as Expected. Beilage zur Berliner Wetterkarte, ISSN 0938-5312 (1991).

DIE MÖGLICHE ROLLE DER ANREGUNG DURCH PLANETARE WELLEN FÜR DIE QBO: EINE NUMERISCHE STUDIE

Chr. Marquardt

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

In Simulationen der nahezu zweijährigen Schwingung (engl. Quasi Biennial Oscillation, QBO) in der unteren tropischen Stratosphäre gelingt die Modellierung der qualitativen Eigenschaften einer mittleren QBO recht gut, unabhängig davon, ob es sich dabei um ein-, zwei- oder dreidimensionale Modelle handelt. In zweierlei Hinsicht versagen die Modelle jedoch: Zum einen weisen simulierte QBO's stärkere West- als Ostphasen auf (im Gegensatz zu den Beobachtungen), und zum anderen konnte die jahreszeitliche Variation des Ostphasenbeginns noch nicht erfolgreich modelliert werden. Dies wird meist mit einer zusätzlichen ostwärts gerichteten, wahrscheinlich jahreszeitlich schwankenden Anregung (z.B. durch planetare Wellen) erklärt, die in den Modellen nicht berücksichtigt wird.

In dieser Arbeit werden mit einem eindimensionalen mechanistischen Modell der unteren äquatorialen Stratosphäre die möglichen Einflüsse verschiedener zusätzlicher Anregungen sowohl aus der Troposphäre als auch aus der Stratosphäre selbst untersucht.

SÄULENGEHALTE UND VERTIKALVERTEILUNG ATMOSPHERISCHER SPURENGASE IM ARKTISCHEN SPÄTWINTER 1990

G.P. Adrian, H. Fischer, E. Frank, H. Oelhaf
Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK)
Kernforschungszentrum Karlsruhe (KfK) / Universität Karlsruhe
Postfach 3640
7500 Karlsruhe
FRG

Im Rahmen der CHEOPS III Kampagne wurden im Spätwinter 1990 Zeitreihen der Zenitsäulengehalte der Spurengase O_3 , HNO_3 , NO_2 , HCl , HF , N_2O , CH_4 , H_2O und HDO mit Hilfe eines Fernerkundungsverfahrens ermittelt. Mit einem hochauflösenden Fourierspektrometer wurde die Schwächung der solaren IR-Strahlung durch atmosphärische Spurengase gemessen. Aus der Analyse der gemessenen Spektren wurden Zenitsäulengehalte von Spurengasen und in einigen Fällen auch Aussagen über deren Vertikalverteilung abgeleitet. Aus diesen Ergebnissen können vielfältige Informationen über den Zustand sowie über chemische und dynamische Prozesse in der Atmosphäre gewonnen werden.

Das eingesetzte Meßinstrument war eine ungekühlte Laborversion des MIPAS (Michelson-Interferometer für Passive Atmosphärische Sondierung) mit einer unapodisierten spektralen Auflösung von 0.015 cm^{-1} . Das Instrument wurde vom 27. Januar bis zum 31. März in Esrange, Nord-Schweden (68°N , 21°O), bei Elevationswinkeln der Sonne zwischen 1.2° und 23.9° betrieben. Für die Analyse der gemessenen Spektren wurden mit Hilfe des Strahlungsübertragungsprogramms SCAIS (Simulation Code for Atmospheric Infrared Spectra) Spektren für die aktuellen optischen Wege simuliert und durch Variation des angenommenen Gasgehaltes und der Vertikalverteilung der Spurengase an die gemessenen Spektren angepaßt. Eine genaue Beschreibung des Experiments und der Auswertemethode sind in der Arbeit von Adrian et al. (1991) dargestellt.

Zur Beurteilung der dynamischen Situation der Stratosphäre wurden stratosphärische Wetterkarten und Trajektorienanalysen der FU Berlin (Petzoldt, 1991) verwendet. Der stratosphärische

Polarwinter 1989/90 war bis Anfang Februar außergewöhnlich kalt. Während der Meßperiode vom 27. Januar bis 31. März 1990 können zwei Phasen identifiziert werden, in denen der Beobachtungsort Esrange innerhalb des polaren Wirbels lag. Die erste Periode umfaßt den 27. Januar bis 4. Februar, die zweite den 7. bis 14. März. Am 23. Februar lag Esrange außerhalb, an den anderen Meßtagen am Rande des polaren Wirbels.

Während die troposphärischen Quellgase mit einer langen Lebensdauer, wie N_2O und CH_4 , in erster Linie als Indikatoren für dynamische Prozesse in der unteren Stratosphäre betrachtet werden können, gilt dies im Falle stratosphärischer Spurengase (NO_2 , HNO_3 , HCl , HF) entsprechend für chemische Prozesse.

Ende Januar wurden in Esrange relativ niedrige Zenitsäulengehalte von N_2O (5.4×10^{18} Moleküle/ cm^2) gemessen, was auf langanhaltende Absinkprozesse während des Polarwinters hindeutet. In der Zeit vom 4. bis 9. Februar kann ein signifikantes Ansteigen der N_2O Zenitsäulengehalte beobachtet werden. Dies kann mit starken Aufwärtstransporten für die Zeit vom 2. bis 8. Februar korreliert werden, wie die Trajektorienanalysen zeigen. Dieselben Vertikaltransporte dürften auch das Zunehmen des CH_4 -Gehaltes in diesem Zeitraum verursacht haben.

Die NO_2 Säulengehalte lagen während der ersten Periode unterhalb eines Wertes von 1.2×10^{15} Moleküle/ cm^2 . Im Gegensatz dazu wurde am 23. Februar, als Esrange außerhalb des Wirbels lag, ein für mittlere Breiten typischer NO_2 Säulengehalt von 3.4×10^{15} Moleküle/ cm^2 gemessen. Mit Beginn der nächsten kalten Periode in Esrange, vom 7. bis 14. März, fielen die Werte wieder auf niedrige Säulengehalte. Damit kann von einer Denoxifizierung der

Luftmassen innerhalb des polaren Wirbels ausgegangen werden.

Die HNO_3 Säulengehalte waren dagegen während des gesamten Beobachtungszeitraums mit 2.8×10^{16} Moleküle/cm² deutlich höher als im antarktischen Polarwirbel. Diese Ergebnisse stimmen mit denen anderer Gruppen (Mankin et al., 1990) überein. Eine signifikante Reduzierung von HNO_3 in der Stratosphäre durch Sedimentation und Auswaschen und damit eine vollständige Denitrifizierung kann ausgeschlossen werden.

Besonders interessant sind die Ergebnisse der Messungen die mit HCl und HF zusammenhängen. Bis 4. Februar wurden für HCl sehr niedrige Säulengehalte (ca. 2.0×10^{15} Moleküle/cm²) ermittelt. Vom 4. bis zum 8. Februar verdoppelte sich der Säulengehalt auf 4.0×10^{15} Moleküle/cm². Ein Einströmen von Luft von außerhalb des polaren Wirbels und Absinkprozesse in diesem Zeitraum konnten auf Grund der Trajektorienanalysen ausgeschlossen werden. Als Erklärung für die Zunahme kann ein Verdampfen von PSCs (Polar Stratospheric Clouds) und damit ein Freisetzen von HCl vermutet werden. Betrachtet man die Temperaturhistorie der sondierten Luftmassen (s. Abb. 1), so wird diese Hypothese gestärkt.

Ein Indikator für die heterogene Chemie ist das Verhältnis von HCl/HF. Für eine chemisch nicht gestörte Stratosphäre ist ein HCl/HF Wert von 4-5 typisch. Während der Perioden im Wirbel wurden extrem hohe HF Säulengehalte gemessen (1.5×10^{15} Moleküle/cm²), die mit Absinkprozessen erklärt werden können. Falls keine chemischen oder physikalischen Prozesse abgelaufen wären, hätte der HCl Säulengehalt deutlich höher sein müssen, um ein HCl/HF Verhältnis von 4-5 zu erreichen. So lag das HCl/HF Verhältnis in der Periode vom 27. Januar bis 4. Februar bei 1.3 und stieg dann zum 8. Februar auf einen Wert von 2.6 an. Zu dem Zeitpunkt als Esrange außerhalb des Wirbels lag (am 23. Februar), erreichte das HCl/HF Verhältnis einen für mittlere Breiten typischen Wert von 4.1. Auch der Säulengehalt von HF war zu diesem Zeitpunkt mit 0.8×10^{15} Moleküle/cm² typisch für mittlere Breiten. Mit Beginn der zweiten kal-

ten Periode in Esrange im März wurde wieder ein niedriges HCl/HF Verhältniss von 2.2 gefunden. Diese niedrigen HCl/HF Werte während der beiden kalten Perioden deuten darauf hin, daß in dieser Zeit ein erheblicher HCl Anteil aus der gasförmigen Phase an feste PSC Partikel gebunden oder in andere chlorhaltige Komponenten umgewandelt wurde.

Diese Ergebnisse zeigen, daß die arktische Stratosphäre innerhalb des Polarwirbels mit Ausnahme der hohen HNO_3 -Konzentrationen ähnliche chemische Bedingungen aufwies, wie dies von der Antarktis bekannt ist.

LITERATUR

Adrian, G.P.; et al.: Column Amounts of Trace Gases Derived from Ground-Based Measurements with MIPAS During CHEOPS III, Geophys. Res. Lett., 18, 783, 1991

Arnold, F.; et al.: Evidence for stratospheric nitric acid condensation from balloon and rocket measurements in the Arctic, Nature, 342, 493, 1989

Mankin, W.G.; et al.: Airborne Measurements of Stratospheric Constituents over the Arctic in the Winter of 1989, Geophys. Res. Lett., 17, 473, 1990

Petzoldt, K.: Private Mitteilung, 1991

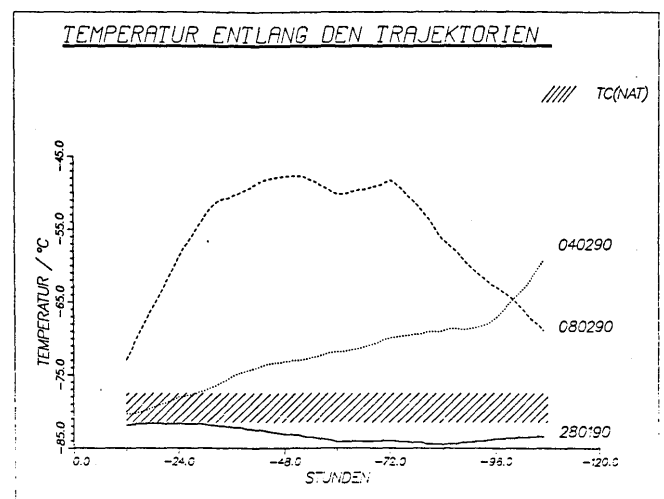


Abb. 1. Temperaturhistorie der beobachteten Luftmassen entlang ihrer Trajektorien für die Ankunftstage in 50 hPa Höhe um 12.00 UTC. Der schraffierte Balken kennzeichnet die kritische Temperatur T (NAT) unterhalb der sich Nitric Acid Trihydratehaltige PSCs bilden (Arnold et al., 1989)

SONNENAKTIVITÄT, QBO UND TEMPERATUR: VERTIKALE STRUKTUREN VON KORRELATIONEN IM WINTER UND SOMMER

Birgit Schmeling

Meteorologisches Institut der FU Berlin

Untersuchungen atmosphärischer Höhen- und Temperaturfelder in der oberen und unteren Stratosphäre der Nordhemisphäre zeigen einen möglichen Zusammenhang mit dem Sonnenfleckenzyklus.

Daten der letzten 30-40 Jahre zeigen eine 10-12 jährige Schwingung, die in Phase mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ist (Labitzke und van Loon).

Für mittleren und niedrigen Breiten der Nordhemisphäre ergeben sich zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der Temperatur bzw. der geopotentiellen Höhe positive Korrelationen. Dieses "Basic Pattern" erscheint in allen Jahreszeiten, und ist nur im Winter schwach.

Werden jedoch die Daten in die Phasen der äquatorialen QBO (Quasi-Biennial-Oscillation) eingruppiert, erhält man in mittleren und hohen Breiten hohe Korrelationen mit entgegengesetzten Vorzeichen in der Ost- bzw. Westphase der QBO.

In der Westphase sind die Temperaturen (untere Stratosphäre) der hohen Breiten positiv, und in mittleren und niedrigen Breiten negativ mit dem Sonnenfleckenzyklus korreliert. In der Ostphase der QBO sind die Verhältnisse umgekehrt.

Vertikale Korrelationsverteilungen zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der Mitteltemperatur im Januar und Februar zeigen einen Wechsel des Korrelationsvorzeichens von der unteren in die obere Stratosphäre (repräsentiert durch jeweils eine Stationen in mittleren und in hohen Breiten / Labitzke und Chanin).

In Anlehnung an diese Ergebnisse wurden Temperaturdatenreihen, die auf Messungen mit Raketensonden (9 Raketenstationen / westliche Hemisphäre, 4 Stationen / östliche Hemisphäre) basieren, für die Monate Jan./Feb. und Jul./Aug. in Beziehung mit dem Sonnenfleckenzyklus gesetzt. Auch hier zeigt sich im Winter (J/F) ein Wechsel des Korrelationsvorzeichens von der unteren in die obere Stratosphäre in beiden Phasen der QBO (Abb. 1), und wie erwartet ist im Sommer (J/A) die vertikale Verteilung der Korrelation zwischen der Sonnenaktivität und der Mitteltemperatur positiv (Abb. 2).

Literatur:

Labitzke, K. und M.-L. Chanin, 1988: Changes in the middle atmosphere in winter related to the 11-year solar cycle, *A.Geophysicae*, 6, 6, 643-644.

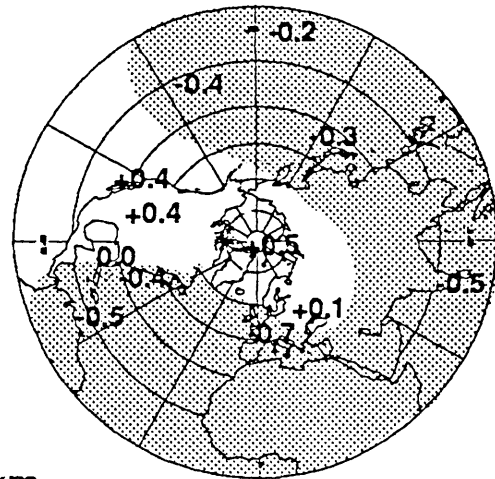
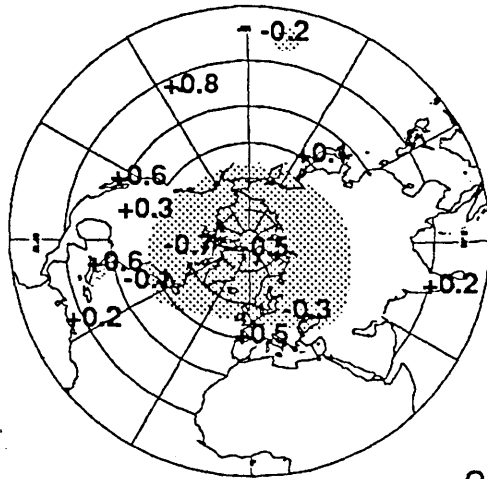
Schmeling, B., 1990: Über den Einfluß des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Temperatur der mittleren Atmosphäre, Diplomarbeit FB 24, FU Berlin.

van Loon, H. und K. Labitzke, 1990: Association between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere. Part IV. *J. Climate*, 3, 8, 827-837.

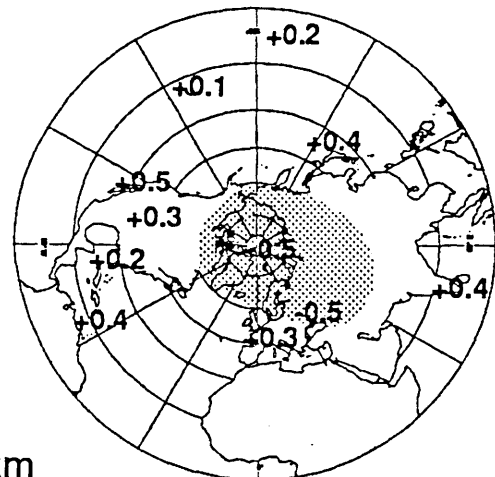
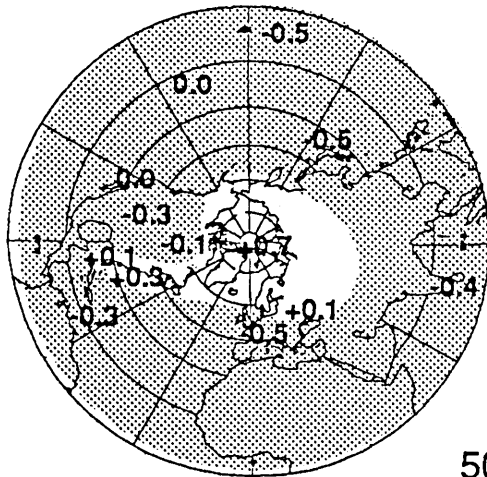
QBO-West

Winter

QBO-East



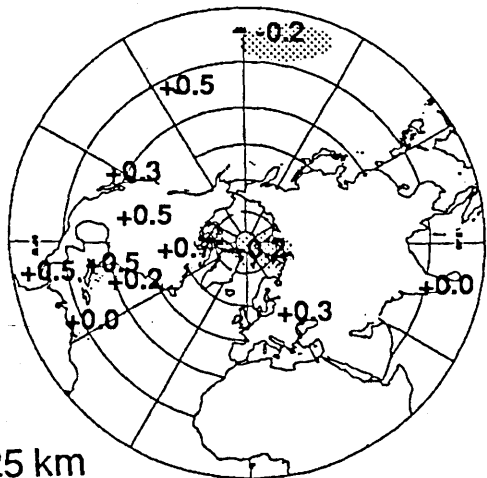
25 km



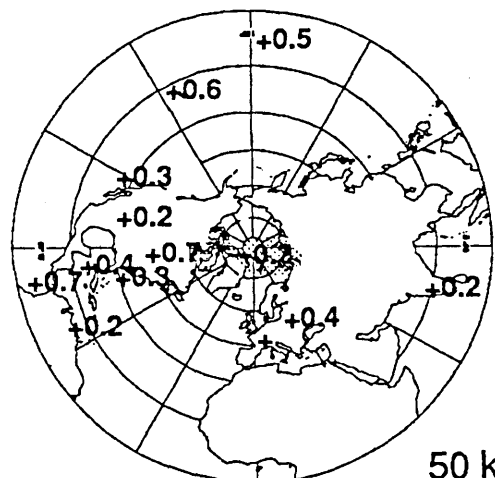
50 km

Abb. 1: Korrelationswerte zwischen dem 10,7 cm Solar Flux und der Temperatur in 25 und 50 km Höhe im Winter (J/F) in der Ost- und Westphase der QBO.

Sommer



25 km



50 km

Abb. 2: Korrelationswerte zwischen dem 10,7 cm Solar Flux und der Temperatur in 25 und 50 km Höhe im Sommer (J/A) - nicht gruppiert nach den Phasen der QBO!

Karin Labitzke

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Deutschland

Einleitung

Bei den starken Eruptionen des Vulkans Mt. Pinatubo (15,1 N; 120,4 E) auf den Philippinen bildeten sich Gas- und Partikelwolken bis 30 km Höhe (etwa 10 hPa), die mit der herrschenden Strömung von etwa 15 m/sec (1300 km/Tag) westwärts zogen. Nach vorläufigen Schätzungen (A. Krüger, NASA, pers. Mitteilung) beläuft sich der Eintrag von SO₂ auf 15 bis 20 MT, das ist mindestens doppelt soviel wie beim Ausbruch des El Chichon Anfang April 1982 (etwa 7 MT). CH. Newhall gibt einen vorläufigen Explosivitätsindex von VEI=5 an. Damit wird die Stärke des Ausbruchs in unserem Jahrhundert höchstens durch die des Katmai im Jahre 1912 überstiegen. Nach vorläufigen Schätzungen liegt die Stärke der Eruptionen bezüglich der in die Atmosphäre geschleuderten Lockermasse aber um ein bis zwei Größenordnungen unter der des Krakatau (1883) oder des Tamboras (1815). Dennoch ist nach bisherigen Erfahrungen, besonders im Vergleich mit dem El Chichon mit merklichen Auswirkungen auf die Stratosphäre und möglicherweise auch auf die untere Atmosphäre zu rechnen.

Die Klimawirksamkeit der jetzt in die Stratosphäre gebrachten Stoffe hängt wesentlich von der Ausbreitung der Gase und der sich aus ihnen entwickelnden langlebigen Sulfat-Aerosole ab. Schwefeldioxid ist ein infrarot-aktives Gas und trägt zum Glashauseffekt der Atmosphäre bei. Es wird innerhalb von 2-3 Monaten in Sulfat-Aerosol umgewandelt, das dann bei Übersättigung sehr kleine Tröpfchen aus 75%-iger Schwefelsäure bildet. Dieses Aerosol wirkt strahlungsdämpfend im kurzwelligen Teil des Spektrums und absorbierend im langwelligen.

Die Verhältnisse in der Stratosphäre

a) Windverhältnisse:

Die Zirkulation der Stratosphäre wird im Sommer durch ein Hoch am Pol und vorherrschende, sehr regelmäßige Ostwinde bestimmt, die in 20°N im Mittel in 50 hPa (etwa 21 km Höhe) 14 m/sec, und in 30 hPa (etwa 24 km Höhe) 17 m/sec betragen. In 10 hPa kann man mit etwa 20 m/sec rechnen. Diese Ostwinde hielten in den Subtropen bis Ende August an. Im September begann die Umstellung der Zirkulation zum winterlichen Polarwirbel. In dieser Jahreszeit wird ein Teil des Aerosols aus den Tropen und Subtropen über die mittleren Breiten hinweg in das Nordpolargebiet transportiert. Dies konnten wir hier bei uns durch farbige Dämmerungserscheinungen wahrnehmen.

In den Tropen bestimmt die QBO (Quasi-Biennial Oscillation) den Transport des Aerosols und hier erwartete man auch den größten Einfluß auf die Temperatur.

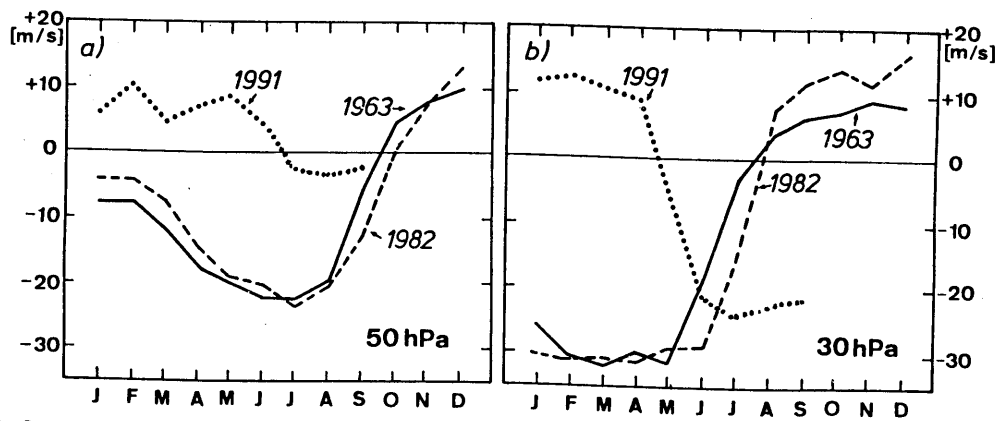
Abbildung 1 zeigt den zonalen Wind am Äquator in 50 und 30 hPa im Verlauf des Jahres, und dazu im Vergleich die Winde in den Jahren 1963 (Ausbruch des Agung) und 1982 (Ausbruch des El Chichon). In den beiden Vergleichsfällen befand sich die QBO also in der Phase des Übergangs von Ost-zu Westwind, während jetzt der Übergang von West-zu Ostwind stattfindet.

b) Temperaturverhältnisse:

Abbildung 2 zeigt an Hand der zonal gemittelten 30-hPa-Temperaturen in 20°N die Erwärmung der Stratosphäre in den Tropen nach der Eruption des Pinatubos. Ohne Vulkanausbruch hätte man in diesem Jahr eine negative Temperaturabweichung von etwa einer Standardabweichung erwartet. Der Temperaturanstieg

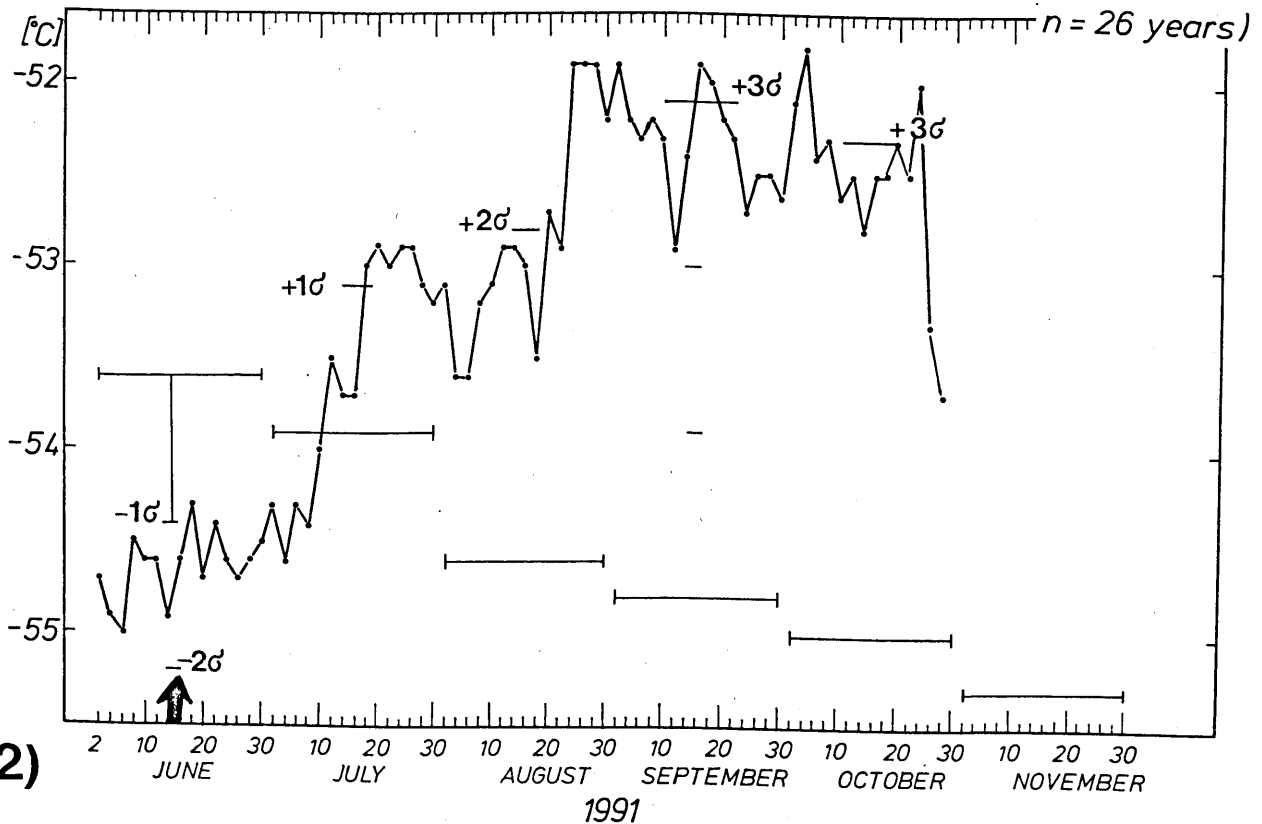
Ende Juli ist sehr überzeugend, und im September und Oktober lagen die Werte bei positiven Abweichungen nahe 3σ . Im Oktober verteilte sich das Aerosol aber, wie erwähnt, in höhere Breiten und die Erwärmung in den Tropen nahm ab.

Der weitere Verlauf der Erwärmung in den Tropen und Subtropen sowie die Entwicklung des Kältepol in der Arktis, der im Vergleich mit den anderen Vulkaneruptionen kälter als normal ausfallen müßte, soll in dem Poster ausführlich dargestellt werden.



1) Mean Zonal winds (m/sec) near the Equator during 1963, 1982 and 1991

Zonal Mean 30-mb Temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 20°N (long term mean=1964-1989; $n = 26$ years)



2)

Claus W. Böning

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Düsternbrooker Weg 20,
2300 Kiel 1, Germany

1. EINLEITUNG

Die an der allgemeinen ozeanischen Zirkulation beteiligten Prozesse umfassen von mesoskaligen Wirbeln bis zur globalen thermohalinen Zirkulation eine weitaus größere Spannbreite zeitlicher und räumlicher Skalen als in numerischen Modellen darstellbar. Untersuchungen mit Zirkulationsmodellen folgten daher zwei nahezu völlig getrennten Entwicklungslinien: auf der einen Seite versuchte man mit grobauslösenden Modellen der windgetriebenen und thermohalinen Zirkulation in realistischen Ozeanbecken die großräumigen Aspekte der Wassermassenverteilung zu simulieren, ohne dabei die detaillierte Struktur der intensiven Randstromsysteme oder den Einfluß von Wirbeln und Mäandern darstellen zu können; auf der anderen Seite standen wirbelauflösende Modelle, die beschränkt bleiben mußten auf windgetriebene, adiabatische Bewegungen in stark idealisierten Ozeanbecken. Wegen der großen Anforderungen an die Computerkapazität konnten Schritte zur Einbeziehung der mesoskaligen Prozesse in Modelle der thermohalinen Zirkulation erst in den letzten Jahren erfolgen. Ein in Kooperation zwischen dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) und dem Institut für Meereskunde in Kiel durchgeführtes Projekt konzentriert sich dabei auf die Simulation der Zirkulation und Wirbelentstehung im Nordatlantischen Ozean. Eine zentrale Frage dieses als "community modeling effort" im Rahmen des World Ocean Circulation Experiment (WOCE) initiierten Vorhabens ist der Einfluß der intensiven, im Ozean beobachteten Strömungsschwankungen auf die großräumigen Transportprozesse, insbesondere den meridionalen Transport von Wärme.

2. MODELLEXPERIMENTE

Das zugrunde gelegte Modell umfaßt den Atlantischen Ozean zwischen 15°S und 65°N. Eine Beschreibung der Modellkonfiguration und der Ergebnisse eines ersten (Einschwing-) Experimentes geben BRYAN und HOLLAND (1989).

Der Schwerpunkt der Rechnungen in Kiel lag bisher auf Untersuchungen zur Sensitivität bezüglich des atmosphärischen Antriebs, sowie zur Abhängigkeit der simulierten Wirbelstatistik von Gitterweite und Reibung. Die sich hier im Gegensatz zu Modellen in idealisierten Beckenkonfigurationen bietenden Möglichkeiten direkter Vergleiche mit Beobachtungsdaten konnte dabei zu kritischen Tests der Modellergebnisse genutzt werden.

2.1 Einfluß der Windklimatologie

Es wurden Rechnungen durchgeführt sowohl mit den monatlichen Windschubspannungen von HELLERMAN und ROSENSTEIN (1983; im folgenden HR), sowie mit den entsprechenden Monatsfeldern von ISEMER und HASSE (1987; IH). Beide Klimatologien beruhen auf den historischen Schiffsbeobachtungen der "Voluntary Observing Fleet". Die Unterschiede beruhen vor allem auf der Verwendung revidierter Beaufort-Äquivalente und revidierter drag-Koeffizienten bei IH (Isemer und Hasse, 1991; Böning et al., 1991a).

Bei Verwendung der IH-Windschubspannungen erfahren der mittlere Volumentransport im subtropischen Atlantik als auch dessen Jahresgang eine kräftige Verstärkung gegenüber den Ergebnissen mit HR. Dabei sind die Modellresultate mit IH im westlichen Randstrom-

system (Floridaström) in besserer Übereinstimmung mit Meßergebnissen. Die Jahresschwankung des meridionalen Wärmetransports im subtropischen Nordatlantik erfährt beim Übergang von HR zu IH eine Verdopplung (Böning et al., 1991 b).

2.2 Wirbelstatistik

Ein wesentliches Hilfsmittel zur Verifikation der Modellfluktuationen stellen die statistischen Informationen dar, die sich aus Satelliten-Altimetermessungen sowie aus dem Dispersionsverhalten satelliten-georteter Treibbojen gewinnen lassen. Die Ergebnisse von Modellexperimenten mit einer Gitterweite von $1/3^\circ$ zeigen eine relativ gute Übereinstimmung in den Tropen und Subtropen, aber zunehmende Diskrepanzen in höheren Breiten. Die dominierende ozeanische Wirbelskala zeigt eine enge Korrelation mit dem ersten baroklinen Rossbyradius und nimmt mit der geographischen Breite ab (Stammer und Böning, 1991). Zur Simulation des intensiven Wirbelfeldes im Nordatlantischen Strom ist daher eine höhere Auflösung nötig. Erste Ergebnisse einer Sensitivitätsabrechnung mit $1/6^\circ$ Gitterweite (A. Beckmann) zeigen eine wesentliche Verbesserung in dieser Region und lassen einen vertieften Einblick in die Rolle des Wirbelfeldes im subpolaren Atlantik erhoffen.

2.3 Wirbeldynamik

Die Entstehung der Wirbel, ihre Wechselwirkung mit der mittleren Strömung, sowie ihr Einfluß auf den mittleren Transport von Wärme wurde in vergleichenden Untersuchungen mit idealisierten Modellen vom Cox (1985)-Typ analysiert (Böning und Budich, 1991). Wie im Atlantikmodell wurden horizontale Gitter von $1/3^\circ$ und $1/6^\circ$ zugrunde gelegt. In allen Fällen ist, außerhalb des äquatorialen Stromsystems, barokline Instabilität der dominierende Erzeugungsmechanismus für die Wirbelaktivität. Direkte Anregung mesoskaliger ozeanischer Wirbel durch synoptische Schwankungen der

Windschubspannungen spielte in einem Experiment unter Zugrundelegung täglicher Windfelder des ECMWF keine Rolle. In den hochauflösenden $1/6^\circ$ Experimenten zeigt sich eine deutliche Tendenz der turbulenten Impulsflüsse, mittleren Impuls in dem Bereich der starken Strahlströmungen zu konzentrieren.

Noch nicht abschließend geklärt ist die Frage nach der Rolle der Wirbel für den mittleren Transport von Wärme. Ein bemerkenswertes Ergebnis der idealisierten Modelle ist eine nahezu völlige Kompensation des turbulenten meridionalen Wärmetransports ($v'T'$) im subtropischen Bereich durch einen zusätzlichen Transport aufgrund einer durch die Wirbel induzierten mittleren Strömung ($v_{ind} T$). Der totale mittlere Wärmetransport ($v T$) blieb damit nahezu unverändert gegenüber dem Wärmetransport einer nicht-wirbelauflösenden Vergleichsrechnung. Die ozeanischen Modelle deuten somit auf ähnliche Verhältnisse wie bei den näherungsweise adiabatischen Transportprozessen in der Stratosphäre, die offenbar weitgehend den Bedingungen des "non-transport theorems" (Andrews und McIntyre, 1976) unterliegen. Inwieweit sich diese Ergebnisse auf die energiereichen Wirbelfelder im subpolaren Atlantik übertragen lassen, ist eine der zentralen Fragen gegenwärtiger Analysen des hochauflösenden Atlantikmodells.

ANDREWS, D.G. and M.E. MCINTYRE, 1976. J. Atmos. Sci., 35, 175-185.

BÖNING, C.W. und R.G. BUDICH. J. Phys. Oceanogr. (in press).

BÖNING, C.W., R. DÖSCHER and R.G. BUDICH, 1991. J. Phys. Oceanogr. 21, 1271-1289.

BÖNING, C.W., R. DÖSCHER, H.-J. ISEMER, 1991. J. Phys. Oceanogr., 21, 221-239.

BRYAN, F.O. and W.R. HOLLAND, 1989: A high-resolution simulation of the wind- and thermaline driven circulation in the North Atlantic Ocean. University of Hawaii, Spec. Rep., 99-115.

COX, M.D., 1985. J. Phys. Oceanogr., 15, 1312-1324.

HELLERMAN, S. and M. ROSENSTEIN, 1983. J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104.

ISEMER, H.-J. and L. HASSE, 1987: The BUNKER Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Springer-Verlag, Heidelberg, 256 pp.

STAMMER, D. and C.W. BÖNING, 1991. J. Phys. Oceanogr. (in press).

BESTIMMUNG DER WECHSELWIRKUNGSFLÜSSE OZEAN - ATMOSPHERE ALS ANTRIEB OZEANISCHER ZIRKULATION

Hans-Jörg Isemer und Lutz Hasse

Institut für Meereskunde, Düsternbrooker Weg 20, 2300 Kiel 1

1 Einführung

Für die Kopplung von Ozean und Atmosphäre sind Wechselwirkungsflüsse an der Meeresoberfläche von entscheidender Bedeutung. Monatsfelder der Energie- und Impulsflüsse können aus meteorologischen Standardbeobachtungen von Handelsschiffen mit Hilfe von Parametrisierungen berechnet werden. Somit wird die Güte der Flußberechnungen durch Fehler und Unsicherheiten in 1) den beobachteten Größen und 2) den Parametrisierungen bestimmt. In unserer Arbeitsgruppe bemühen wir uns um die Verbesserung beider Komponenten. So wurden z.B. die auf Schätzungen beruhenden Windbeobachtungen in marinen Datensätzen besonders untersucht. Außerdem werden verschiedene Parametrisierungen für die kurzweilige Einstrahlung mit Messungen auf Ozeanwetterschiffen verglichen. Eingeschlossen ist hierbei eine in der westlichen Literatur wenig bekannte Parametrisierung von Prof. Malevski (St. Petersburg), die den Bedeckungsgrad des Himmels durch niedrige Wolken besonders berücksichtigt. Zur Prüfung der Daten und Parametrisierungen werden Flächenintegrale des Nettoenergieflusses mit direkten Meßwerten des meridionalen ozeanischen Wärmetransportes verglichen.

Der Vortrag gibt einen Einblick in die laufenden Arbeiten unserer Gruppe.

2 Einige Ergebnisse

Die Einführung einer neueren wissenschaftlichen Äquivalentskala bei der Umrechnung von Beaufortschätzungen in Windgeschwindigkeiten eliminiert einen signifikanten mittleren systematischen Fehler (Isemer und Hasse, 1991). Langjährige Monatsmittel der Windgeschwindigkeit im Nordatlantik werden bei Verwendung der alten WMO-Skala um bis zu 1.6 m/s unterschätzt, lokale Standardabweichungen des Windes um bis zu 1.2 m/s überschätzt. Die Größe dieser systematischen Fehler variiert regional und saisonal. Dies bedeutet eine Unterschätzung der Verdunstung um regional bis zu 50 W/m² (=25%). Der systematische Fehler im indirekt gewonnenen Schätzwert für den transäquatorialen ozeanischen Wärmetransport ist mit 1.15 PW etwa so groß

wie derzeitige Schätzwerte für diese Größe selbst. Systematische Fehler in der Windschubspannung betragen regional bis zu 50%. Diese Fehler im Wind werden in existierenden Klimatologien der turbulenten Flüsse durch die Anwendung künstlich erhöhter (und damit systematisch verfälschter) Bulk-Koeffizienten nur zum Teil maskiert. Der von uns erstellte Datensatz für den Nordatlantik (Isemer und Hasse, 1987) korrigiert beide systematischen Fehler. Benutzt man die Schubspannungsfelder aus diesem Datensatz als Antrieb für ein wirbelauflösendes Modell des Nordatlantiks, so werden im Gegensatz zur Verwendung anderer Antriebe das Jahresmittel und die saisonale Schwankung des Floridastromes realistischer modelliert (Böning et al., 1991).

Weiterhin werden zeitabhängige Fehler bei der Windschätzung untersucht. Am Beispiel von Daten aus dem Südatlantik wurden Windzeitreihen von 1880 bis 1980 mit Hilfe von lokalen horizontalen Luftdruckgradienten korrigiert (Lindau et al., 1990). Es wurde festgestellt, daß langzeitliche Trends in unkorrigierten Datenreihen der Windschwindigkeit künstlich, möglicherweise durch Änderungen der Beobachtungsmethode oder des Beobachterverhaltens erzeugt werden. Außerdem resultieren aus Datensätzen, die nach der Nationalität der beobachtenden Schiffe sortiert werden, systematisch unterschiedliche Windklimatologien. Somit erzeugt eine Variation der Nationalitätenszusammensetzung einer Stichprobe eine Variation im Wind und in den daraus abgeleiteten turbulenten Flüssen. Dieser Befund wird ebenfalls durch Vergleiche von Windschätzungen mit Messungen auf Ozeanwetterschiffen gestützt.

Russische Kollegen verwenden für die Berechnung der kurzweiligen Einstrahlung eine von Malevski angegebene Parametrisierung, die zur Berechnung der atmosphärischen Attenuation auf stündlichen Wolkenbeobachtungen und Lufttemperaturmessungen beruht. Vergleiche von Strahlungsmessungen mit parametrisierten Werten anhand einer jahrelangen Meßreihe der marinen Station Sable

Island (44N/60W) deuten an, daß die relativ aufwendige Malevski-Parametrisierung, im Vergleich mit einfacheren Formeln wie der von Reed(1977), keine wesentlich bessere Übereinstimmung mit den Messungen bei der Berechnung von langjährigen Monatsmittelwerten erzielt. Allerdings zeigt sie sich der Reed-Parametrisierung bei der Berechnung von Tageswerten und individuellen Monatswerten im statistischen Mittel überlegen.

Für den von uns für den Nordatlantik vorgelegten Datensatz (Isemer und Hasse, 1987) wurden die zuvor separat verbesserten Parametrisierungen und Daten (a priori Daten) zusätzlich durch eine externe Zwangsbedingung für den Nettoenergiefluß optimiert. Dazu wurde mit Hilfe einer einfachen linearen Inversrechnung eine direkte Messung des ozeanischen Wärmetransportes verwendet. Dadurch werden gleichzeitig die Energieflußfelder und die Zwangsbedingung auf ihre gegenseitige Verträglichkeit hin geprüft. Weitere Rechnungen mit insgesamt drei verschiedenen Zwangsbedingungen zeigten, daß die a priori Daten des Nordatlantiks mit allen drei Bedingungen nur dann verträglich sind, wenn deren Unsicherheiten mitberücksichtigt werden (Isemer et al., 1989). Wir prüfen z.Zt., ob die für den Nordatlantik als optimal angesehenen Parametrisierungen bei Anwendung auf Daten anderer Teile des Weltmeeres zu konsistenten Energieflüssen führen. Dabei können weitere Zwangsbedingungen bei der Inversrechnung berücksichtigt werden. Über erste Ergebnisse wird im Vortrag berichtet.

3 Literatur

Böning, C.W., R.Döscher und H.-J.Isemer, 1991: Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the North Atlantic: A comparison of the Hellermann-Rosenstein and Isemer-Hasse climatologies. *J.Phys.Oceanogr.*, 21, 221-239.

Isemer, H.-J. und L.Hasse, 1987: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean, Vol.2:Air-Sea Interactions. Springer Verlag, 252p.

--- und ---, 1991: The Scientific Beaufort Equivalent Scale: Effects on wind statistics and climatological air-sea flux estimates in the North Atlantic Ocean. *J.Climate*, 4, 819-836.

Isemer, H.-J., J.Willebrand und L.Hasse, 1989: Fine adjustment of large scale air-sea energy flux parameterizations by direct estimates of ocean heat transport. *J.Climate*, 2, 1173-1184.

Lindau, R., H.-J.Isemer und L.Hasse, 1990: Towards time-dependent calibration of historical wind observations at sea. *Trop.Ocean-Atmos.Newsl.*, 54, 7-12.

Reed, R.K., 1977: On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 482-485

Angelika Lippert

Institut für Meereskunde im Zentrum für Meeres- und Klimaforschung
an der Universität Hamburg, Troplowitzstr. 7, 2000 Hamburg 54

1 Einleitung

Analysen von Temperatur- und Salzgehaltsdaten im Nordatlantik zeigen insbesondere für die letzten 10-20 Jahre eine deutliche Änderung der Tiefenzirkulation, die mit einer Änderung der Charakteristika der Wassermassen einhergeht (z.B. Talley & McCartney 1982). Auch mittels direkter Messungen konnten nun erstmalig Anzeichen für eine Änderung des mittleren Strömungsfeldes von einer Dekade zur anderen beobachtet werden.

2 Daten

Diese Untersuchung basiert auf Langzeitverankerungsmessungen, die im westlichen Nordatlantik entlang 70°W im Bereich der Golfstromzirkulation Anfang der siebziger und in den achtziger Jahren überwiegend von Gruppen des Woods Hole Oceanographic Institution im Rahmen größerer Experimente durchgeführt wurden. Die Zeitreihenlänge der Strömungsdaten beträgt zwischen ca. 200 und ca. 800 Tagen.

3 Die Tiefenströmung entlang 70°W

3.1 Bisherige Ergebnisse

Eine erste Zusammenstellung der mittleren Strömung entlang 70°W, die auf den Beobachtungen der Experimente in den siebziger Jahren basierte, zeigte in 4000 m Tiefe zwischen 34°N und 28°N westliche Richtungen. Die beobachteten vertikalen Stromscherungen waren im allgemeinen gering (Schmitz 1977). Eine neuere Zusammenstellung, die bereits einige Ergebnisse der Experimente aus den achtziger Jahren berücksichtigte, vermittelte dagegen den Eindruck eines kleinskalig veränderlichen mittleren Strömungsfeldes in diesem Teilgebiet des westlichen Nordatlantiks (Hogg 1983).

Die Ursache für die kleinräumige Variabilität des mittleren Strömungsfeldes scheint sich jedoch nun als langzeitliche Variabilität herauszukristallisieren.

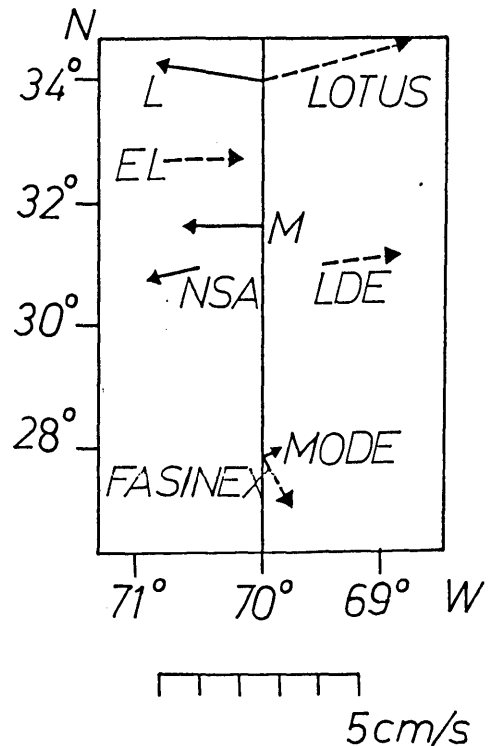


Abbildung 1

Vektoren der mittleren Geschwindigkeit. Eine durchgezogene Linie entspricht Beobachtungen aus den 70er Jahren, eine gestrichelte Linie entspricht Beobachtungen aus den 80er Jahren.

3.2 Neue Ergebnisse

Wiederholte Langzeitverankerungsmessungen in den 80er Jahren an den gleichen Positionen wie die der Experimente Anfang der 70er Jahre ermöglichten einen Vergleich der mittleren Strömungen in den unterschiedlichen Dekaden. Die beobachtete Strömung in den 80er Jahren weist entlang 70°W zwischen 28°N und 34°N eine barokline Vertikalstruktur auf. Die Strömungsrichtung unterhalb der Thermokline ist ent-

gegengesetzt zu der in den 70er Jahren. Die Strömungsumkehr in 4000 m Tiefe im Laufe von mehr als einer Dekade ist statistisch signifikant und läßt sich u.a. auch nicht auf die unterschiedlichen Zeitreihenlängen zurückführen.

4. Mögliche Ursachen für die Richtungsumkehr der Tiefenströmung

Die Tiefenzirkulation setzt sich im westlichen Nordatlantik aus einem lokalerzeugten, vorwiegend durch das Wirbelfeld angetriebenen Anteil und einem Bestandteil der globalen thermohalinen Zirkulation zusammen, der durch Konvektion in den polaren Regionen beeinflusst wird (Hogg 1983). Die Änderung der Tiefenströmungen kann daher einerseits durch regionale langzeitliche Veränderungen der Oberflächenflüsse, das Wirbelfeld oder dessen Variabilität lokal verursacht sein. Andererseits kann sie ebenso die Fernwirkung von Änderungen des Temperatur- und Salzgehaltfeldes in nördlichen Breiten darstellen. In dieser Hinsicht war die "Große Salzgehaltsanomalie" (Dickson et al. 1988) ein herausragendes Ereignis der 70er im nördlichen Nordatlantik, das die tiefreichende Konvektion in den nördlichen Breiten entscheidend beeinflusste. So kann die Strömungsumkehr möglicherweise durch eine großskalige Oszillation der globalen thermohalinen Zirkulation (Marotzke et al. 1988) oder auch durch die quasistationäre Reaktion auf eine Reduzierung der tiefreichenden Konvektionsereignisse, die sich in dem westlichen Tiefenrandstrom und dessen Rezirkulation äußert, bedingt sein.

Großskalige quasistationäre Untersuchungen mit einem wirbelauflösenden Modell haben die Sensitivität des Strömungsfeldes in dem Beobachtungsgebiet gegenüber Intensitätsänderungen des tiefen westlichen Randstroms bestätigt (Thompson & Schmitz 1989). Dennoch läßt sich die Ursache der beobachteten Strömungsumkehr (bisher) nicht eindeutig spezifizieren, da hierzu weiteres Beobachtungsmaterial erforderlich wäre.

Literatur

- DICKSON, R.R.; MEINCKE, J.; MALMBERG, S.-A. & LEE, A.J., 1988: The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic, 1968-82. *Prog. Oceanogr.* Vol 20, 103-151.
- HOGG, N.G., 1983: A note on the deep circulation of the western North Atlantic: its nature and causes. *Deep Sea Res.*, Vol 30, No 9A, 945-961.
- MAROTZKE, J.; WELANDER, J. & WILLEBRAND, J., 1988: Instability and multiple steady states in a meridional-plane model of the thermohaline circulation. *Tellus* 40 A, 162-172.
- SCHMITZ, W.J.Jr., 1977: On the deep general circulation in the western North Atlantic. *Journ. Mar. Res.*, 35, 21-28.
- TALLEY, L.D. & MCCartney, M.S., 1982: Distribution and circulation of Labrador Sea water. *Journ. Phys. Ocean.*, 12, 1189-1205.
- THOMPSON, J.D. & SCHMITZ, W.J.Jr., 1989: A limited-area Model of the Gulf Stream: Design, Initial Experiments and Model-Data Intercomparison. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 19, 791-814.

MERIDIONALZIRKULATION IM WESTLICHEN TROPISCHEN ATLANTIK

Monika Rhein, Friedrich Schott und Lothar Stramma

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel,
Düsternbrooker Weg 20, 2300 Kiel 1

Der westliche tropische Randstrom im Atlantik transportiert warmes Oberflächenwasser und subpolares Zwischenwasser aus der Südhemisphäre über den Äquator nach Norden, während kaltes Nordatlantisches Tiefenwasser nach Süden fließt. Diese Meridionalzelle ist bedeutsam für die Wassermassenverteilung und den interhemisphärischen Wärmetransport und damit auch für die gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modelle. Bisher ist sie jedoch bezüglich des mittleren Transportes und auch der jahreszeitlichen Schwankungen nur unzulänglich erforscht. Eine wichtige ungelöste Fragestellung betrifft den Übergang des tiefen westlichen Randstroms von der Nord- in die Südhemisphäre. Salzgehalts-, Nährstoff- sowie Sauerstoff- und Freonverteilungen legen nahe, daß ein Teil des tiefen Randstroms die südamerikanische Küste verläßt und entlang des Äquators nach Osten fließt (WEISS et al. 1985; KAWASE und SARMIENTO 1986). Der damit verbundene ostwärtige Transport ist bis jetzt nicht bekannt, da wenig direkte Strömungsmessungen existieren. Das wirbelaflösende Modell der windgetriebenen und thermohalinen Zirkulation des Atlantiks zeigt, wie die meisten Modelle, einen geringen ostwärtigen Transport des tiefen Randstroms, aber ein alternierendes System von ost- und westwärts gerichteten Geschwindigkeiten zwischen 5°S und 5°N, das mit einer jährlichen Periode oszilliert (BÖNING 1991). Ursache dafür

könnte eine Wechselwirkung des Ozeans mit den jährlichen Schwankungen im Windfeld sein (WUNSCH 1977). Die durch diese Strömungen erhöhte Vermischung am Äquator könnte die beobachteten Spurenstoffverteilungen erklären. Die Freonmessungen, die im Oktober 1990 und Juni 1991 vor Brasilien gewonnen wurden, zeigen beide eine Aufspaltung des Randstroms bei 35°W (Abb.1), und die direkten Strömungsmessungen (PEGASUS, ADCP) ergaben für den äquatornahen Kern bei beiden Aufnahmen eine nach Westen gerichtete Geschwindigkeit.

Literaturverzeichnis

BÖNING, C.: Deep equatorial currents in an eddy resolving model of the Atlantic Ocean. XX General Assembly IUGG Wien, 11.-24.8.1991, S. 49, (1991).

KAWASE, M.; SARMIENTO, J.L.: Circulation and nutrients in middepth Atlantic waters. J. Geophys. Res. 91C (1986), S. 9749-9770.

WEISS, R.F.; BULLISTER, J.L.; GAMMON, R.H.; WARNER, M.J.: Atmospheric chlorofluoromethanes in the deep equatorial Atlantic. Nature 314 (1985), S. 608-610.

WUNSCH, C.: Response of an equatorial ocean to a periodic monsoon. J. Phys. Oceanogr. 7 (1977), S. 497-511.

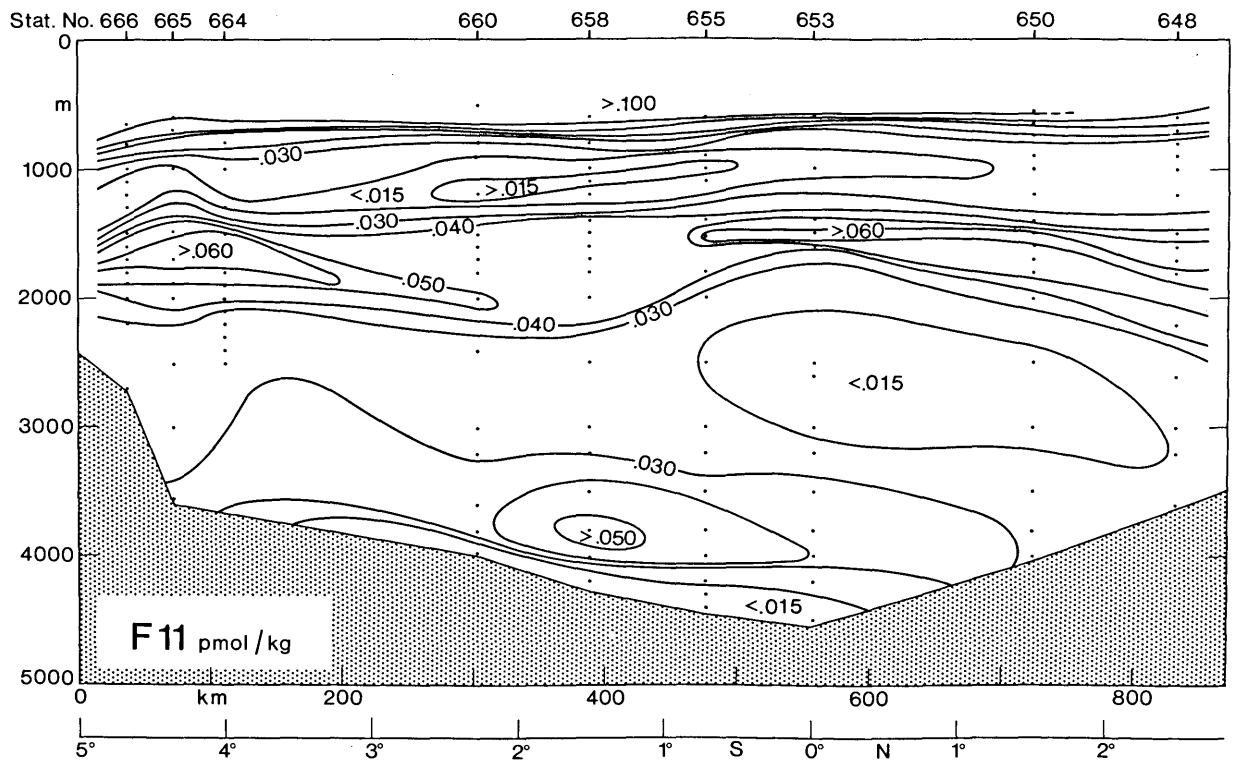


Abb.1: Freon-11-Verteilung (pmol/kg) entlang des 35°-W-Schnittes, Oktober 1990.

Ursula Schauer, Eberhard Fahrbach und Volker Strass
 Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung,
 Am Handelshafen, D-2850 Bremerhaven

Im Rahmen des "Grönlandseeprojektes" wurde in den Jahren 1987-1989 wiederholt eine Serie von hydrographischen Schnitten im Bereich des Ostgrönlandstroms von Jan-Mayen bis zur Framstraße durchgeführt. In der Mitte, bei etwa 75°N, lagen im gleichen Zeitraum Verankerungen mit Strömungsmessern und Thermistorketten aus.

Der Kern des Ostgrönlandstroms fließt im Verankerungsgebiet parallel zur Topographie und ist über dem Kontinentalabhang konzentriert. Der barotrope Anteil der Geschwindigkeit im Kern beträgt im Jahresmittel 10 cm s^{-1} ; in den oberen 200 m ist die mittlere Geschwindigkeit 18 cm s^{-1} . Das entspricht einer Beschleunigung des Ostgrönlandstroms südlich der Framstraße auf das Doppelte. Die Beschleunigung resultiert aus der Konvergenz von Wassermassen, die aus dem Nordpolarmeer advektiert werden, und Wasser atlantischen Ursprungs, das in der Framstraße und der nördlichen Grönlandsee rezirkuliert.

Der umfangreiche Datensatz bestätigt, daß sich das rezirkulierende Atlantikwasser unter das Oberflächenwasser aus dem Nordpolarmeer einschichtet und im Kern des Ostgrönlandstroms transportiert wird. Eine scharfe Temperaturfront trennt das Atlantikwasser vom kälteren Arktischen Zwischenwasser im Inneren der Grönlandsee. Das Ark-

tische Zwischenwasser selbst weist im Sommer eine typische Schichtung auf, bei der kaltes Winterwasser mit Temperaturen unter 1°C über einer etwas wärmeren Schicht in 200 m liegt.

Temperaturzeitreihen zeigten im Winter 1988/89 auf der kalten Seite der Zwischenwasserfront Wasser mit Gefrierpunkttemperatur, das im Zusammenhang mit der Eisbildung in der Grönlandsee gebildet wurde. Die Konvektion drang stufenweise tiefer vor und erreichte am Ende des Winters mindestens 360 m. Im Winter 1987/88 zeigten Strömungs- und Temperaturzeitreihen eine Erhöhung der Fluktuationen im Periodenbereich von 2 - 10 Tagen, die auf eine erhöhte Instabilität des Ostgrönlandstroms im Winter hinweisen. Die Erhöhung der Instabilität kann möglicherweise auf eine Verlagerung des Strombandes im Winter nach Osten, ins Innere der Grönlandsee zurückgeführt werden. Eine solche saisonale Verlagerung deutet sich in den Strömungszeitreihen an. Gleichzeitig wies die Dichteschichtung im Sommer 1988 die Möglichkeit barokliner Instabilität auf.

Die Fluktuationen führen zu einer Vermischung von Wasser, das im Inneren der Grönlandsee durch Konvektion entstanden ist, mit dem warmen rezirkulierendem Atlantikwasser. Damit wird die sommerliche Schichtung im Inneren der Grönlandsee wieder aufgebaut.

Gleichzeitig wird das rezirkulierende Atlantikwasser abgekühlt und zur Arktischem Zwischenwasser umgeformt, das in die Islandsee fließt und dort einen Bestandteil des "Overflow" durch die Dänemarkstraße ins Nordatlantische Becken bildet.

DER AUSTAUSCH DURCH DIE FRAMSTRASSE

Hans Friedrich, Bert Rudels und Detlef Quadfasel

Institut für Meereskunde der Universität Hamburg

Tropfowitzstraße 7, 2000 Hamburg 54

Der Arktische Ozean und das Europäische Nordmeer kommunizieren vornehmlich - im Tiefenwasser ausschließlich - über die Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen, die mit einer Schwelentiefe von mehr als 2500 Metern die einzige tiefe Verbindung zwischen beiden Meeresgebieten herstellt.

Frischwasser- und Wärmeaustausch durch diese Meeresstraße sind für die Schichtung im Massenaufbau der angrenzenden Becken von maßgeblicher Bedeutung und damit auch für die Stabilität der arktischen Meereisdecke und für die Tiefenwasserbildung, mit wichtigen Auswirkungen auf die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre, also auf das Klimasystem.

Tiefenwasserbildung im Arktischen Ozean wird auf Grund der hohen statischen Stabilität unterhalb der oberflächennahen Frischwasserlinse ausschließlich am Rande, an den Abhängen der ausgedehnten arktischen Schelfe beobachtet. Sie unterscheidet sich als Prozess deutlich von der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer, die auf lokale Konvektionsereignisse in der zentralen Grönlandsee zurückgeführt wird. Die unterschiedlichen Prozesse bewirken gegenläufige Vertikalflüsse von Salz und Wärme nördlich und südlich der Framstraße. Gerichtete Horizontaltransporte durch die Straße erlauben ein stationäres Zirkulationssystem zwischen Arktischem Ozean und

Europäischem Nordmeer in Wechselwirkung mit der Atmosphäre. Es wird deshalb vermutet, daß sich die Produktionsraten von Tiefenwasser über die unterschiedlichen Prozesse durch Quantifizierung des Horizontalaustausches in der Straße abschätzen lassen (Rudels und Quadfasel, 1991).

Hier wird ein Versuch beschrieben, den Austausch mit Hilfe eines Inversverfahrens aus hydrographischen Profilen entlang zweier paralleler Zonalschnitte zwischen Grönland und Spitzbergen zu ermitteln (Houssais, Rudels, Friedrich und Quadfasel, in Vorbereitung). Zusammen mit den Küsten bilden die Schnitte ein begrenztes offenes System. Plausible Annahmen über Erhaltungsgrößen in diesem System liefern bei dem verwendeten Verfahren barotrope Korrekturen der aus geostrophischen Gleichgeichtsbedingungen berechneten baroklinen Strömung senkrecht zu den Schnitten.

Es werden zwei Realisierungen derartiger Parallelschnitte aus dem MIZEX-Jahr 1984 miteinander verglichen. Die Ergebnisse werden sowohl in räumlichen als auch in T,S-Koordinaten, d.h. für unterschiedliche Wassermassen, analysiert. Die resultierenden Stromsysteme stimmen weitgehend überein. Beide Datensätze liefern für den Arktischen Ozean einen Nettoausstrom durch die Framstraße von etwa 1.5 Sverdrup, der vorwiegend aus polarem Oberflächenwasser PSW und Zwischenwasser UPDW besteht.

HOUSSAIS, M.-N.; RUDELS, B.;
FRIEDRICH, H.; QUADFASEL, D.: Fram
Strait Hydrography; part 2, transports
in preparation

RUDELS, B.; QUADFASEL, D.: Convection
and deep water formation in the Arctic
Ocean-Greenland Sea System. Journal of
Marine Systems, 2(1991), S. 435-450

GEOSTROPHISCHER WIND UND MEEREISBEWEGUNG IN DER WEDDELL - SEE

Jens Olf

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover
Herrenhäuser Straße 2, 3000 Hannover 21

1 Einleitung

In der vorgestellten Untersuchung wird versucht, die Drift des Meereises in der Weddell-See durch den Antrieb aus dem geostrophischen Wind und durch den Beitrag einer konstanten Meeresströmung zu beschreiben.

Im Oktober 1986 sind im Rahmen des Winter Weddell See Projektes 1986 (WWSP86) im süd-östlichen Bereich der Weddell-See acht Bojen auf Eisschollen ausgebracht worden. Während der folgenden Monate wurden im Durchschnitt mehr als 20 mal pro Tag meteorologische Meßwerte und die geographischen Positionen der Bojen über Satelliten mit Hilfe des ARGOS-Systems übertragen. Eine umfassende Darstellung dieses Argos-Bojen Einsatzes und der Ergebnisse sind bei Kottmeier und Hartig (1988) und bei Kottmeier und Hartig (1990) zu finden.

Mit Ausnahme weniger Wochen im Südsommer lag der Eisbedeckungsgrad in dem Seegebiet, in dem sich die Bojen befanden, über 85 %, wie sich durch Satellitenaufnahmen mit Mikrowellen-Sensoren belegen läßt (Comiso und Zwally, 1989). Dadurch kann die beobachtete Drift der auf den Eisschollen ausgebrachten Bojen als Drift des Meereises aufgefaßt werden.

Vier Bojen funktionierten länger als 14 Monate ordnungsgemäß und lieferten während dieses ausgesprochen langen Zeitraumes Informationen über die großräumige Eisbewegung in diesem Seegebiet.

Auf der Grundlage der weltweit verfügbaren synoptischen Wettermeldungen werden am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) für die 00 Z - und 12 Z - Termi-

ne globale Analysekarten u. a. für die Geopotentialfelder mehrerer Druckniveaus erstellt. Während die globalen Analysen für Gebiete mit sehr geringen Stationsdichten normalerweise wenig zuverlässig sind, ist in diesem Fall zu berücksichtigen, daß die regelmäßig von den Bojen abgesetzten meteorologischen Meldungen über das 'Global Telecommunication System' (GTS) international verbreitet wurden und in die globalen Analysen am EZMW eingegangen sind. Durch diesen Zuwachs an Stationen, wurde eine exaktere synoptische Analyse für diesen Bereich möglich als bisher.

2 Bearbeitung

Vom EZMW wurden uns für den Zeitraum der Bojendrift die Angaben über das Geopotentialfeld für das 1000 hPa - Niveau im Bereich der Weddell-See in Form von Gitterpunktwerten zur Verfügung gestellt. Ausgehend von den Daten an zwölf Gitterpunkten wurde durch Anpassung einer Fläche zweiter Ordnung der geostrophische Wind an der jeweiligen Bojenposition ermittelt. Die Driftkomponenten des Meereises wurde aus der sechsstündigen Verlagerung der Bojen berechnet. Vor der weiteren Bearbeitung wurden die Driftgeschwindigkeiten tiefpaßgefiltert, um Einflüsse durch die Gezeitenbewegung und Trägheitsschwingungen zu eliminieren.

Es ist allgemein bekannt, daß unter der Voraussetzung von 'freier Drift' ein quasi-linearer Zusammenhang zwischen dem Betrag des geostrophischen Windes und dem Betrag der Meereisdrift besteht. Bei Thorndike und Colony (1982), die Untersuchungen in der Arktis durchführten, ist diese Beziehung in erweiterter Form zu finden. Sie lautet:

$$\vec{D} = A \vec{G} + \vec{M} + \epsilon \quad (1),$$

worin \vec{D} , \vec{G} und \vec{M} die Vektoren der Eisdrift, des geostrophischen Windes und der Meeresströmung sind. In ϵ werden die Anteile an der Meereisdrift, die keine lineare Funktion des geostrophischen Windes und die keinen konstanten Beitrag zur Meeresdrift liefern zusammengefaßt. Der komplexe Koeffizient A lautet:

$$A = |A| e^{-i\theta} \quad (2).$$

Darin kann der Betrag von A als Windfaktor und θ als Winkel zwischen der Strömungsrichtung des geostrophischen Windes und der Drift des Meer-eises betrachtet werden.

Für den bearbeiteten Zeitraum betragen die berechneten mittleren Werte: $|A|=0.015$ und $\theta=3.6$.

Durch weitere Umformungen ist es möglich, jeweils für die Regionen, in denen sich die Bojen bewegt haben, mittlere Monatswerte der Meeresströmung zu berechnen. Obgleich das Gesamtbild die Struktur des Weddell-Wirbels wiedergibt, kommen Monate vor, in denen die mittlere Meeresströmung nicht dem bekannten Muster folgt. Daraus kann abgeleitet werden, daß sich die großräumige Struktur des Weddell-Wirbels aus mehreren kleinen Einzelwirbeln zusammensetzt.

3 Literatur

- Comiso, J. C. and H. J. Zwally : Polar microwave brightness temperatures from Nimbus-7 SMMR, NASA Ref. Publ., No. 1223, 1989.
- Kottmeier, Ch. and R. Hartig : Meteorological and oceanographic data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986, Part 1 Drifting buoy data, Herausg.: E. Fahrbach, Ber. Polarforsch., 46, 2-38, Bremerhaven, 1988.
- Kottmeier, Ch. and R. Hartig : Winter observations of the atmosphere over Antarctic sea ice, JGR, 95, D10, 16551-16560, 1990.
- Thorndike, A. S. and R. Colony : Sea ice motion in response to geostrophic winds, JGR, 87, C8, 5845-5852, 1982.

ÜBER DIE THERMOHALINE ZIRKULATION DES MITTELMEERES UND IHRE SCHWANKUNGEN

Friedrich Schott

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Düsternbrooker Weg 20, 2300 Kiel 1

Die Zirkulation des Mittelmeeres und der Austausch durch die Meeresstraßen wird anhand neuerer Untersuchungen diskutiert. Eine besondere Herausforderung sowohl an die beobachtete Ozeanographie als auch die Modellierung bilden die intensiven Konvektionsprozesse, die im Winter besonders im nordwestlichen Mittelmeer ablaufen. Die Variation der Randstromzirkulation im nordwestlichen

Becken steht anscheinend in Beziehung zur Intensität der Konvektion und damit auch zu den Wärme- und Frischwasserflüssen an der Meeresoberfläche der Region. Längerperiodische Schwankungen in den hydrographischen Parametern sind festgestellt worden. Sie werden in Relation zu möglichen Variationen in der Wärme- und Frischwasserbilanz diskutiert.

1 Zusammenfassung

Die dreidimensionale, barokline Nordseezirkulation ist großen Schwankungen unterworfen, die vorwiegend meteorologisch bedingt sind. Die zeitlichen Skalen reichen dabei von Tagen bis hin zu Dekaden. Diese hohe Variabilität überträgt sich auf nahezu alle ökosystemrelevanten Parameter und markiert langfristige Entwicklungen und Trends.

2 Der Mechanismus der Nordseezirkulation

Die Bewegungen der Nordsee werden entscheidend geprägt durch die vorgegebene Topographie, die einen flachen, nach Süden hin ansteigenden Boden aufweist, der im Nordosten durch die tiefe Norwegische Rinne unterbrochen wird. Der Antrieb geschieht durch die einlaufenden Gezeitenwellen, Impuls- und Wärme Flüsse an der Oberfläche und Dichtegradienten infolge Zustroms von ozeanischem und Flußwasser; die entsprechenden Zeitskalen übertragen sich auf die Nordseezirkulation. Charakteristisch ist, daß die kurzzeitigen Fluktuationen i.a. erheblich größer als die Mittelwerte sind, so daß langperiodische Trends nur sehr schwer nachgewiesen werden können. Insbesondere führt der stochastische atmosphärische Antrieb zu starken Schwankungen von Zirkulation und Schichtung im Wasser im Skalenbereich von Tagen, dem "marinen Wetter". Jede Beobachtungsserie stellt deswegen die Realisierung eines zufälligen Prozesses dar mit allen Konsequenzen für die Interpretation der Ereignisse.

Aus dieser Analyse ergibt sich, daß ein "mittlerer" Zustand von der Nordsee praktisch nicht angenommen wird, ihr Verhalten

ist gekennzeichnet durch eine Folge von Episoden. Für Datensätze heißt das, daß sie nur in Verbindung mit den aktuellen atmosphärischen Antrieben gedeutet werden können. Numerische Modelle können quantitativ nur für konkrete Beobachtungsperioden getestet werden (BEDDIG & SÜNDERMANN 1988).

Simuliert man längere Zeiträume (einige Dekaden), kann man aber wenigstens qualitativ klassifizieren und typische Zirkulations- und Schichtungszustände der Nordsee erkennen. Für vorgegebene transiente Windfelder und Oberflächentemperaturen werden dafür Beispiele gegeben. Anhand eines Feldexperimentes mit einem passiven Tracer werden aktuelle Abweichungen von diesem "typischen" Muster verdeutlicht.

3 Konsequenzen für den Stofftransport

Jede Ausbreitung einer gelösten oder suspendierten Substanz in der Nordsee wird auf Grund der Advektion und Diffusion signifikant durch die Zirkulation beeinflusst; deren Variabilität überträgt sich auf das Ökosystem. Bei der aktuellen Aufgabe, den Gütezustand der Nordsee zu beurteilen, Trends aufzuspüren, die Wirkung alternativer Schutzmaßnahmen zu untersuchen, stellen diese "natürlichen" stochastischen Schwankungen eine prinzipielle Schwierigkeit dar. Modellrechnungen zeigen, daß bei gleicher anthropogener Belastung der Nordsee Schadstoffkonzentrationen an ein- und derselben Stelle leicht um eine Zehnerpotenz schwanken können. Eine zuverlässige deterministische Voraussage ist nicht möglich. Als umweltpolitische Konsequenz ergibt sich, daß ein "Quality-status-Konzept" für die

Nordsee nicht realisierbar ist und daher das Verursacherprinzip angewandt werden muß.

Literatur

BEDDIG, S. & J. SÜNDERMANN: Zirkulation und Schadstoffumsatz in der Nordsee. Geowiss. 6 (1988), S. 167-172

1. EINLEITUNG

Für das Gebiet der gesamten Ostsee sowie der angrenzenden Regionen, dem Kattegat und dem Skagerrak, wurden zwei Modellvarianten des allgemeinen Zirkulationsmodells von Bryan und Cox (Princeton Modell) für die Ostsee adaptiert. Die Modelle unterscheiden sich in der Oberflächenrandbedingung für die Vertikalkomponente der Bewegung. In Modell A wird die sogenannte 'rigid lid' Bedingung erfüllt. Für das Modell B wurde die freie Oberfläche nach Killworth, Stainforth, Webb und Paterson (1989) implementiert. Hieraus ergeben sich unterschiedliche Behandlungen des Barotropen Modes in der numerischen Realisierung.

Verschiedene numerische Experimente dienen dem Vergleich der Modellvarianten, wobei das Antwortverhalten der Ostsee auf zeitlich und räumlich variable Windfelder im Vordergrund stand. Die Lösungen der beiden Modelle konvergieren für zeitlich konstantes Forcing.

2. DAS MODELL

Der mittlere interne Rossby Radius in der Ostsee liegt bei 5 km, so daß mit einer horizontalen Gitterdistanz von 5 km die mesoskalige Dynamik erfaßt werden kann. Die vertikale Diskretisierung von 12 Schichten orientiert sich an den für den Wasseraustausch signifikanten Schwellen. Subskalige Prozesse werden durch die üblichen Austauschansätze parametrisiert, wobei der vertikale Austausch von der Richardson Zahl abhängig ist. Die Koppelung der Richardson Zahl an die vertikalen Vermischung war notwendig, um den

besonderen Schichtungsverhältnissen der Ostsee gerecht zu werden. So ist die thermische Schichtung durch den jahreszeitlichen Zyklus bestimmt. Wohingegen die haline Schichtung, die permanent über das Jahr besteht, durch den Zustrom von salzreichem Wasser aus dem Kattegat und dem Festlandsabfluß aufrechterhalten wird. Das Vordringen von salz- und sauerstoffreichem Wasser aus dem Kattegat, das wegen seiner hohen Dichte dem Ostseeboden folgt, wird durch die Beckenstruktur der Ostsee behindert. Um lange Adaptionsprozesse zu verhindern, wurden die Modelle mit einer realistischen dreidimensionalen Verteilung von Temperatur und Salz initialisiert. Eine entsprechende Klimatologie subsummiert jahreszeitliche Fluktuationen an der Oberfläche. Aus einem halbtägigen Bodendruckdatensatz für das Jahr 1989 wurden die antreibenden Windfelder (bzw. Windstressfelder) berechnet. Die Modelle wurden dann über ein Jahr integriert.

3. ZIRKULATION IN DER OSTSEE

Im antriebslosen Fall ergibt sich eine zyklonale Zirkulation im Innern der Ostsee mit einem leichten Ausstrom durch den Öresund und die Belte. Mit Windantrieb unterliegt das allgemeine Strömungsfeld der Ekman-Dynamik. An der Oberfläche findet ein Transport quer zur Windrichtung statt. Dieser führt zu einem Wasseranstieg auf der rechten Seite der Küste und einem Gefälle auf der linken Seite (in Bezug auf die Windrichtung). Mit den resultierenden Auf- und Abtriebsbewegungen entstehen küstenparallele Jets, die in Windrichtung strömen und durch die Bodentopo-

graphie modifiziert werden. Die mesoskalige Dynamik wird vorwiegend durch die Topographie und baroklinen Gradienten erzeugt, die im Bereich von Auftriebsgebieten sowie bei dem Aufeinandertreffen von salzarmen und salzreichen Wassermassen entstehen. Der Transport durch die Beltsee und dem Öresund wird maßgeblich durch den barotropen Druckgradienten bestimmt, der sich aufgrund der Windverhältnisse zwischen dem Kattegat und der westlichen Ostsee einstellt. Mit den zugehörigen kräftigen Strömungen, die Werte bis zu 1 m/s erreichen können, wird die Salzfront, die sich im Ruhezustand im Kattegat befindet, durch die Belte und dem Öresund verschoben. Bei starken Nordwestwinden kann die Salzfront bis in die Arkona See vorstoßen und salzreiches Wasser in die tiefe westliche Ostsee vordringen.

Literatur

KILLWORTH, P.D., D. STAINFORTH, D.J. WEBB & S.M. PATERSON, 1989: A free surface Bryan-Cox-Semtner model. Institut of Oceanographic Sciences Deacon Laboratory Report, No. 270, 184 pp.

Andrea Frische und Detlef R. Quadfasel

Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Troplowitzstr.7, 2000 Hamburg 54

Der Indonesische Archipel ist die einzige Verbindung zwischen zwei Ozeanen, welche sich in niedrigen Breiten befindet. Die Existenz, sowie die Größe des Wasseraustausches zwischen Pazifik und Indik haben Auswirkungen auf den Wärmetransport im Weltozean, da dieses Gebiet Teil der globalen thermohalinen Zirkulationszelle ist (Gordon, 1986).

Bisherige Abschätzungen des gesamten Massentransportes durch diese Region beruhen auf indirekten Methoden und schwanken zwischen 5-14SV ($1SV=10^6 m^3/s$) in Richtung Indischer Ozean (Fine, 1985). Rechnungen mit verschiedenen numerischen Modellen führen zu einem Gesamttransport von 10SV, mit einer saisonalen Amplitude von 5SV.

Der Timorgraben zwischen Timor und Australien stellt die breiteste und tiefste Passage für den Einstrom von pazifischem Wasser in den Indik dar, weshalb hier die größten Transportraten zu erwarten sind. Zwei Forschungsfahrten im Oktober 1987 und März 1988 mit dem australischen Forschungsschiff FRANKLIN hatten zum Ziel, die Verteilung der verschiedenen Wassermassen und deren Zirkulation zu untersuchen. Neben vertikalen Profilen von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff konnten erstmals direkte Strömungsmessungen durchgeführt werden. Diese erfolgten mit einer freifallenden akustisch georteten Sonde (PEGASUS) am südwestlichen Ende des Grabens. Die aus der Strömungsgeschwindigkeit berechneten Transporte ergeben einen mittleren Wert von 5-6 SV in Richtung Indischer Ozean. Der tatsächliche Wert wird noch höher sein, da aus politischen Gründen nur in der südlichen Hälfte des Grabens gearbeitet werden konnte.

Alle Strömungsprofile zeigen eine komplexe vertikale Struktur mit mehrmaliger Umkehr der Stromrichtung. Das auffälligste Merkmal ist ein nach Westen gerichteter Stromkern mit Geschwindigkeiten von bis zu 40 cm/s, der sich in einer Tiefe von 130-150m befindet.

Die Dynamik des Wasseraustausches wird in erster Linie durch den großskaligen barotropen Druckgradienten zwischen dem Pazifik und dem Indik bestimmt, welcher durch das vorherrschende Windsystem erzeugt wird. Diesem barotropen Gradienten ist ein barokliner überlagert, der sich aus der unterschiedlichen hydrographischen Vertikalstruktur der Wassersäule in den angrenzenden Meeresgebieten ergibt. Dieser kann zu einer Verstärkung oder Abschwächung, bis hin zur völligen Stromumkehr, der Grundströmung führen, was die komplexe vertikale Struktur, der von uns gemessenen Profile erklärt.

FINE, R., 1985, Direct evidence using tritium data for throughflow from the Pacific into the Indian Ocean, Nature 315, 478-480

GORDON, A.L., 1986, Inter-ocean exchange of thermocline water, J.Geophys.Res., Vol.91, No.C4, 5037-5046

REGIONAL HOCH AUFLÖSENDE MODELLIERUNG DES NORDMEERS – BINDEGLIED ZWISCHEN GROB AUFLÖSENDEN MODELLEN UND PROZESS-STUDIEN

Christoph Heinze

Institut für Meereskunde der Universität Hamburg

Tropowitzstraße 7, D-2000 Hamburg 54, Bundesrepublik Deutschland

Die Tiefenwasserbildung in hohen nördlichen Breiten spielt eine wichtige Rolle im globalen Klimasystem – zum einen als Wärmesenke des Ozeans (Wärmequelle der Atmosphäre) zum anderen als Lieferant von Tiefenwasserkomponenten für die globale Ozeanzirkulation (conveyor belt circulation). Der Prozeß der Tiefenwasserbildung im Nordmeer konnte bislang in Feldmessungen allenfalls ansatzweise beobachtet werden. Es existieren dazu jedoch konzeptuelle Modelle (z.B. KILLWORTH, 1983; RUDELS und QUADFASEL, 1991) sowie numerische Prozeßmodellstudien (z.B. BRUGGE et al., 1990). Beobachtungen nahezu homogener Wasserkörper mit einer Horizontalskala von 5-40 km in den oberen 500 m der Wassersäule in der Grönlandsee legen nahe, daß mesoskalige Wirbel bei dem aktuellen Konvektionsprozeß eine wichtige Rolle spielen (SANDVEN et al., 1991).

In den räumlich vergleichsweise grob auflösenden Modellen der allgemeinen Ozeanzirkulation wird die Tiefenkonvektion durch konvektives Mischen (convective adjustment) parametrisiert. Die relativ grobe räumliche Auflösung der Modelle führt insgesamt zu einer zu schwachen Beimengung von neu produziertem Tiefenwasser zu dem modellierten NADW (North Atlantic Deep Water).

In der vorliegenden Studie wird ein auf den primitiven Gleichungen basierendes ozeanisches Strömungsmodell (Entwicklung E. Maier-Reimer; siehe auch LEGUTKE, 1989, 1991; LUKSCH, 1990) auf das Europäische Nordmeer angewendet. Der Gitterabstand ist variabel bei maximaler horizontaler Auflösung im Bereich des Grönlandsee-Wirbels (5 km) und kontinuierlich von dort aus zunehmender Vergrößerung. Es werden der gesamte arktische Ozean und der Nordatlantik bis 40 Grad N erfasst, um offene Modellränder im Bereich der Beckengrenzen des Nordmeers zu vermeiden. Die vertikale Auflösung ist identisch zu LEGUTKE (1991) (12 Schichten, höhere vertikale Auflösung im oberen Ozean). Der Antrieb erfolgt mit klimatologischen und aktuellen Windfeldern.

Mit dem Modell soll die Rolle mesoskaliger Wirbel bei der Entstehung des Tiefenwassers untersucht werden. Insbesondere soll festgestellt werden, ob der Prozeß der Tiefenwasserbildung in einem hoch auflösenden Modell der Ozeanzirkulation korrekt erfassbar ist oder ob dafür eine Informationsübernahme von extrem fein

auflösenden Prozeßmodellen erforderlich ist.

In beiden Fällen wird jedoch von der Studie eine verbesserte Parametrisierung der Tiefenwasserbildungsprozesse in ozeanischen Zirkulationsmodellen und eine Analyse der Sensitivität des Konvektionsprozesses gegenüber dem atmosphärischen Antrieb erwartet.

Literaturhinweise:

BRUGGE, R., H.L. JONES und J.C. MARSHALL: Non-hydrostatic ocean modelling for studies of open-ocean deep convection, Proceedings of the workshop on 'Formation of deep waters in the ocean', Monterey, März 1990.

KILLWORTH, P.D.: Deep convection in the world ocean, Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 21, 1-26, 1983.

LEGUTKE, S.: Modell-Untersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeers. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Nr.4, 212 S., 1989.

LEGUTKE, S.: A numerical Investigation of the Circulation in the Greenland and Norwegian Seas, J. Phys. Oceanogr., Vol. 21, 118-148, 1991.

LUKSCH, U.: Untersuchungen zur niederfrequenten Variabilität der Meeresoberflächentemperatur im Nordpazifik, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Examensarbeit Nr.5, 109 S., 1990.

RUDELS, B., und D. QUADFASEL: Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system, Journal of Marine Systems, 2, 435-450, 1991.

S. SANDVEN, O.M. JOHANNESSEN und J.A. JOHANNESSEN: Mesoscale eddies and chimneys in the marginal ice zone, Journal of Marine Systems, 2, 195-208, 1991.

DER EINFLUß REALISTISCHER TOPOGRAPHIE AUF DIE STATIONÄRE TIEFENZIRKULATION DES NORDATLANTIK

Michael J. Karcher

Angelika Lippert

Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Troplowitzstraße 7, D-2000 Hamburg 54

Die Topographie des Meeresbodens bestimmt die Grundstruktur der potentiellen Vorticity. Hierüber kontrolliert sie auch die Tiefenzirkulation maßgeblich.

In jüngster Zeit wurden Arbeiten von mehreren Autoren vorgestellt, die sich mit dem Einfluß idealisierter Bodenprofile auf die Tiefenzirkulation befassen. Als ein Anschluß an diese Arbeiten werden Experimente mit einem durch Einstrom und upwelling angetriebenen stationären 1-Schichten-Modell des Nordatlantik vorgestellt. Die Auswirkung von realistischer Küstenkontur, Bodentopographie sowie verschiedener Kombinationen von upwelling, Einstrom und Dämpfungparametern wird mithilfe von Vorticitybalancen diskutiert.

Es zeigt sich, daß durch die Einführung realistischer Küstenkonturen die klassische Stommel-Arons Zirkulation in mehrere Zellen unterteilt wird und der westliche Randstrom in Teilabschnitten mit zonalem Küstenverlauf zu einem nördlichen Randstrom mit veränderter Vorticitybalance mutiert. Ein Versiegen des Einstromes kann im Übergangsbereich vom Regime des westlichen Randstromes zum Inneren Regime zur Strömungsumkehr führen. Der Einfluß von geschlossenen und blockierten geostrophischen Konturen auf die Tiefenzirkulation wird diskutiert und zu Ergebnissen zeitabhängiger Modelle anderer Autoren in Beziehung gesetzt.

FEUCHTEFELDER ÜBER DEM ATLANTIK - VERGLEICH DER EZMW - ANALYSEN MIT FERNERKUNDETEN FEUCHTEPROFILIEN AUS MIKROWELLENBEOBACHTUNGEN

Meeno Schrader, Rolf Fuhrhop, Eberhard Ruprecht, Clemens Simmer
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE , KIEL

Über den hydrologischen Zyklus sind Ozean und Atmosphäre durch Energieübertragung bei Verdunstung und Kondensation sowie durch Frischwasserzufuhr beim Niederschlag eng gekoppelt. Eine wesentliche Grundlage für das Verständnis der Wechselwirkungen ist die Kenntnis des Feuchtefeldes. Über den Ozeanen stellen Satellitenbeobachtungen im Mikrowellenspektralbereich die wesentlichen Verfahren dar, um solche Felder zu erfassen. Auf der anderen Seite bieten numerische Modelle für die globale Wettervorhersage, deren konventionelle Eingangsgrößen über ein Assimilationsverfahren gewonnen werden, die Möglichkeit, solche Felder auch für datenarme Gebiete zu berechnen. Die Ergebnisse beider Verfahren sollen miteinander verglichen werden.

In dieser Verifikationsstudie werden Felder des Gesamtwasserdampfgehaltes W über dem Atlantik mit einem am Institut für Meereskunde in Kiel entwickelten Algorithmus aus Messungen des SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) abgeleitet. Frühere Vergleiche mit Radiosondendaten, die während des Internationalen Cirrus Experimentes über der Nordsee gewonnen wurden, ergaben für den Wasserdampfalgorithmus eine hohe Genauigkeit ($\text{rms} = 1.6 \text{ kg/m}^2$).

Die vom Satelliten aus abgeleiteten Felder von W werden verglichen mit denen, die am EZMW mit dem globalen 19

- Schichten Modell prognostiziert wurden. Die EZMW-Daten stehen als Kugelflächenfunktionskoeffizienten zur Verfügung. Dies hat den Vorteil, daß eine Gitterpunktsinterpolation für den Vergleich mit anderen Feldern nicht durchgeführt werden muß, wie es sonst bei solchen Untersuchungen unerlässlich ist. Für jedes SSM/I Pixel können die entsprechenden Modellergebnisse zurückgerechnet werden, was zu einer räumlich hochkorrelierten Vergleichsmethode führt.

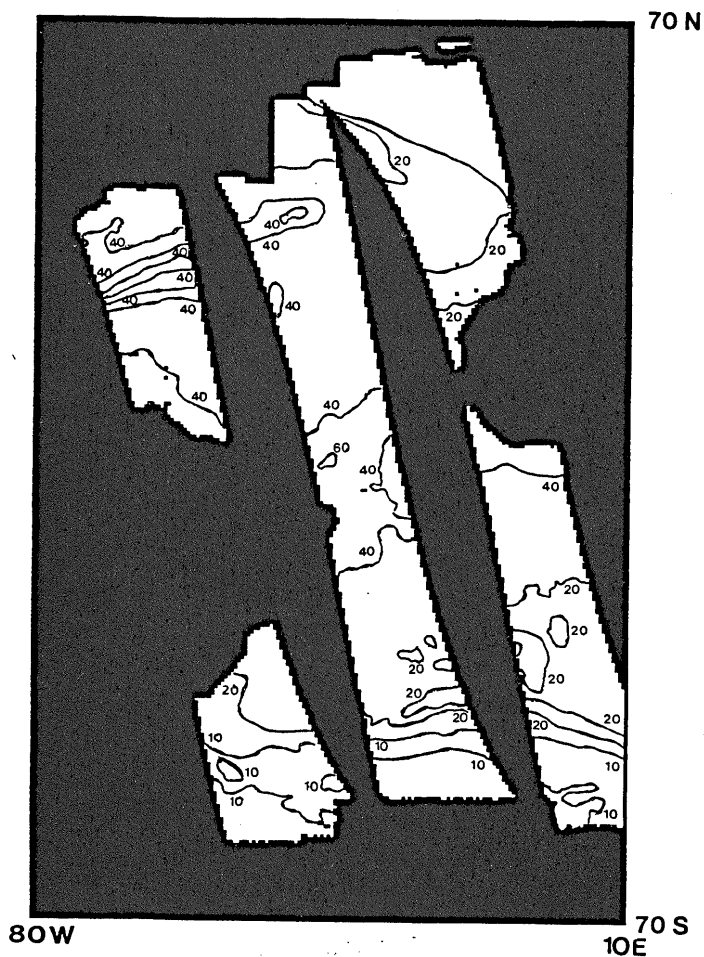
Der in dieser Studie betrachtete Zeitraum sind die Monate Juli, August und September 1990.

Es werden die Differenzfelder der aktuellen Werte sowie zeitliche (Tag, Monat) und räumliche (zonale) Mittelwerte betrachtet.

Eine Zunahme der Differenzen in zonaler Richtung von Ost nach West ist zu erwarten aufgrund einer Zunahme der Zeitunterschiede zwischen den SSM/I - Überflügen (0600 und 1800 Uhr Lokalzeit Äquatorüberflug) und den EZMW - Modellrechnungen für 0600 und 1800 Uhr Weltzeit.

Die oben gegebene Genauigkeit des Algorithmus kann nicht in den Tropen erreicht werden, da hier vertikal hochreichende Wolkencluster mit ihren großen Anteilen an Wasserdampf und Flüßigwasser die Anwendung von genauen Mikrowellenabschätzungen begrenzen. Die Abbildung zeigt ein aus SSM/I-Messungen abgeleitetes aktuelles Wasserdampffeld über dem Atlan-

tischen Ozean. Deutlich sind die synoptischen Systeme der mittleren Breiten und die hohen Wasserdampfgehalte der Tropischen Gebiete zu erkennen.



Gesamtwasserdampfgehalt in kg/m² abgeleitet aus SSM/I Helligkeitstemperaturen über dem Atlantischen Ozean am 01.07.90 von 6.00 - 10.30 UT.

MODELLSTUDIEN ZUR SAISONALEN ZIRKULATIONSSCHWANKUNG IN DER BARENTS- UND KARASEE

Ingo H. Harms

Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Troplowitzstraße 7, D-2000 Hamburg 54

Die arktischen Schelfe der Barentssee und Karasee stellen, neben der tieferen Framstrasse, die zweite wichtige Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik dar. Die hydrographischen Verhältnisse werden bestimmt durch das Zusammentreffen von arktischen Wassermassen mit wesentlich wärmeren, salzreicheren Wassermassen nordatlantischen Ursprungs.

Simulationen mit dem IfM-Schelfmeermodell zeigen, daß die Zirkulation stark abhängt vom lokalen Windfeld sowie von jahreszeitlichen Transportschwankungen des Norwegisch Atlantischen Stroms (NAC). Allein aufgrund der starken saisonalen Variabilität des Windfeldes ist der Einstrom von Atlantischem Wasser, zwischen Bäreninsel und Nordkapp, in den Wintermonaten etwa fünfmal größer als im Sommer. Der NAC, der maßgeblich am Atlantischen Einstrom in die Barentssee beteiligt ist, weist im Winter ebenfalls höhere Transporte auf als im Sommer.

Die Karasee ist durch die Insel Novaya Semlya von diesen Variabilitäten weitgehend isoliert. Dennoch gibt es auch hier saisonale Unterschiede in der Hydrographie und Zirkulation, bedingt durch den im Sommer erheblich höheren Festlandsabfluß. Etwa 1000 km^3 Frischwasser fließen hauptsächlich in den Sommermonaten von den fünf größten Flüssen in die Karasee.

DIE VERÄNDERUNGEN DER EISGRENZE IM EUROPÄISCHEN NORDMEER VON 1966 - 1991 ANHAND VON SATELLITENDATEN

Matthias Eckardt, Jutta Gallas, Wolfgang Tonn
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

1. Einleitung

Meereis hat einen starken Einfluß auf das lokale, regionale und globale Klima. Durch seine hohe Albedo vermindert es die Absorption solarer Strahlung am Boden, außerdem verringert es den Austausch von Wärme und Feuchtigkeit zwischen Ozean und Atmosphäre und verändert den Salzgehalt der oberen Wasserschichten durch Gefrier- und Schmelzprozesse. Die Eisgrenze steht in Wechselwirkung mit der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation und wird dabei entsprechend strukturiert.

2. Bestimmung der Eisgrenze

Seit 1966 wird im Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin die Lage der Eisgrenze zwischen Grönland im Westen und Franz-Josef-Land im Osten monatlich bestimmt. Basismaterial sind Aufnahmen der operationellen Wettersatelliten der verschiedenen Generationen. Anfangs konnten nur die Aufnahmen im sichtbaren Bereich verwendet werden, so daß für das Winterhalbjahr Ergänzungen aus Eiskarten des UK Met. Office herangezogen wurden. Die Einführung der Scanner im thermischen Infrarot brachte eine erste Verbesserung, ab 1981 folgte dann das AVHRR mit Daten höherer räumlicher Auflösung und mit mehr Spektralkanälen. Alle Daten werden seit 1966 in Berlin kontinuierlich empfangen. Ein wesentliches Problem für die Bestimmung der Lage der Eisgrenze stellt die im Polargebiet sehr häufige Bewölkung dar. Für die operationelle Bestimmung mit AVHRR-Daten sind folgende Verfahren zusätzlich anwendbar:

- Bildung von Minimum Brightness über 10 Tage,
- Bildung der Kanaldifferenz Ch1 - Ch2,
- Verwendung der Daten der Microwave Sounding Unit (MSU) der NOAA-Satelliten.

Die Kanaldifferenz Ch1 - Ch2 macht sich die mit zunehmender Wellenlänge abnehmende Albedo von Eis zunutze, die MSU-Daten das unterschiedliche Emissionsvermögen von Wasser und Eis. Obwohl das Auflösungsvermögen der MSU-Daten sehr gering (110 km) ist, liegen damit von der Bewölkung unabhängige Informationen vor. Die Eisgrenze wird kartiert, und die Abbildung 1 zeigt ein Beispiel dafür. Sie enthält die Eisgrenze für zwei extreme Jahre des sommerlichen Minimums der Vereisung. Für den Sektor 50° W bis 60° E wird monatlich die Größe der eisbedeckten Fläche berechnet, alle Werte sind bezogen auf mehr als 70% Eis in einem Gebiet.

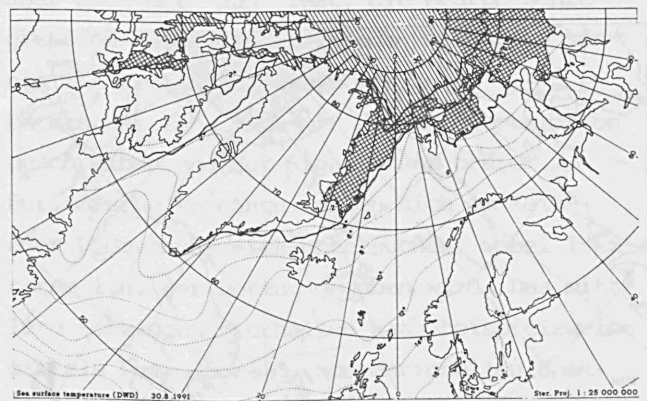


Abb.1: Eisgrenzen und eisbedeckte Flächen für August 1991 (schraffiert) und August 1968 (kariert)

3. Veränderungen der Eisgrenze und Eisflächen

Das Maximum der Vereisung im betrachteten Sektor der Arktis stellt sich überwiegend zwischen Januar und April ein, am häufigsten im Februar. Weniger Schwankungsbreite tritt beim Minimum auf, das zwischen Ende August und Ende September erreicht wird. In der Barents-See findet die Eiszunahme und Eisabnahme hauptsächlich in N-S-Richtung statt, im Ostgrönlandstrom herrscht eine west-östliche Komponente vor. Die jährlich

neugebildete bzw. abschmelzende Eisfläche hat im Mittel eine Größe von 1.402 Mill. km², die Extreme liegen für die Neubildung bei 1.889 Mill. km² (1978) sowie 0.909 Mill. km² (1989), und für das Abschmelzen bei 1.947 Mill. km² (1979) und bei 1.026 Mill. km² (1974). Die absoluten Maxima und Minima der Position der Eisgrenze im atlantisch-europäischen Sektor der Arktis zeigt die Abbildung 2. Diese Linien sind aus verschiedenen Jahren zusammengesetzt und geben für jedes Gebiet die in dem Zeitraum 1966-1991 erreichten extremen Positionen an.

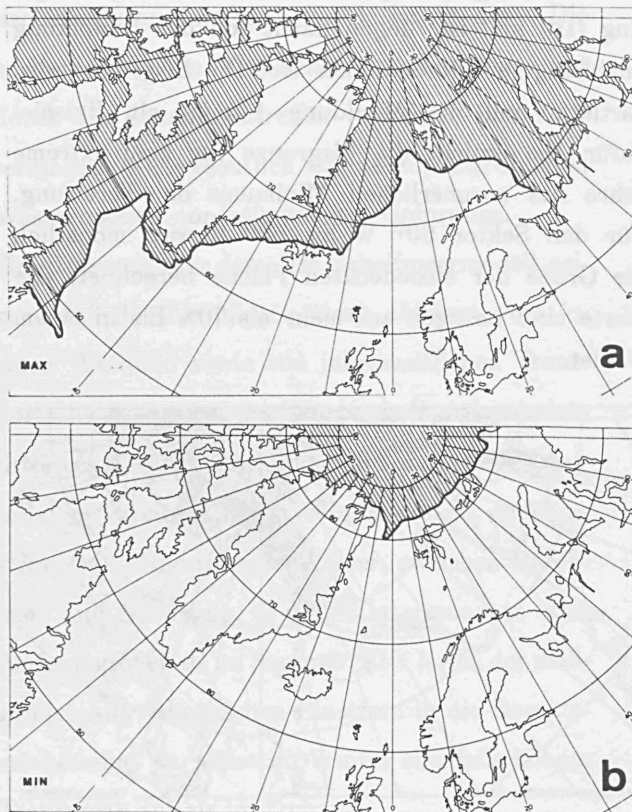


Abb.2 Extreme der Eisbedeckung 1966 - 1991
a) Maximum, b) Minimum

Die monatlich ermittelten Eisflächen in dem hier betrachteten Sektor der Arktis zeigt die Abbildung 3. Besser als die Positionen der Eisgrenze lassen sich aus diesen Daten die monatlichen, jährlichen und interannuellen Veränderungen ermitteln. Die Kurve zeigt neben der Jahresschwingung einen abwärts gerichteten Trend in dem betrachteten Zeitraum von 0.014 Mill. km², das entspricht 1% der im Mittel jährlich neugebildeten oder abschmelzenden Eisfläche. Dieser Trend ist auch dann zu beobachten, wenn man nur die jährlichen Maxima und Minima der Vereisung betrachtet. Die Abbil-

dung 4 zeigt die Abweichungen der monatlichen Eisbedeckung vom jeweiligen Monatsmittel, so daß die Kurve saisonbereinigt ist. Neben dem auch hierin erkennbaren Abwärtstrend enthält die Kurve noch überlagerte Schwingungen. In Abbildung 5 ist das 5-jährige gleitende Mittel dieser Datenreihe gebildet worden, aus dem sich deutlich eine Schwingung von 11 bis 12 Jahren ergibt.

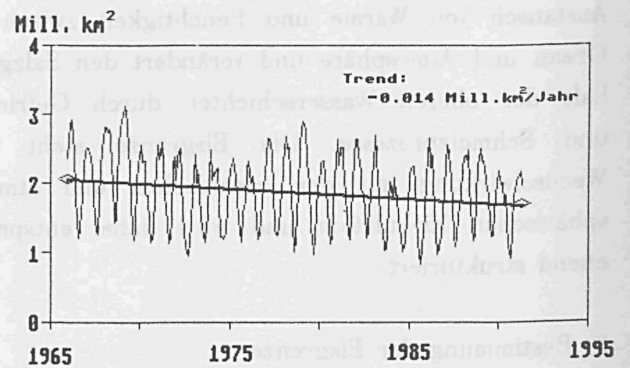


Abb.3 Monatliche Eisflächen und Trendgerade

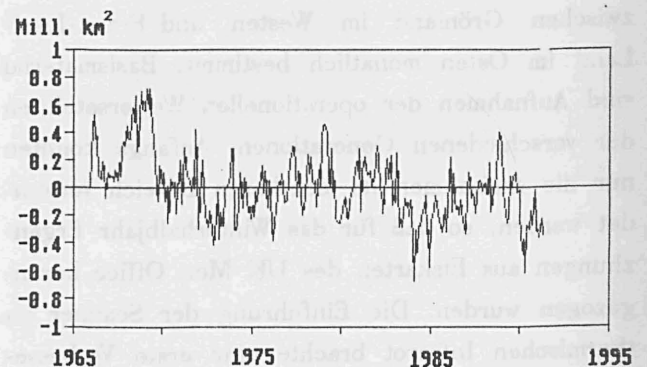


Abb.4: Abweichungen vom jeweiligen Monatsmittel

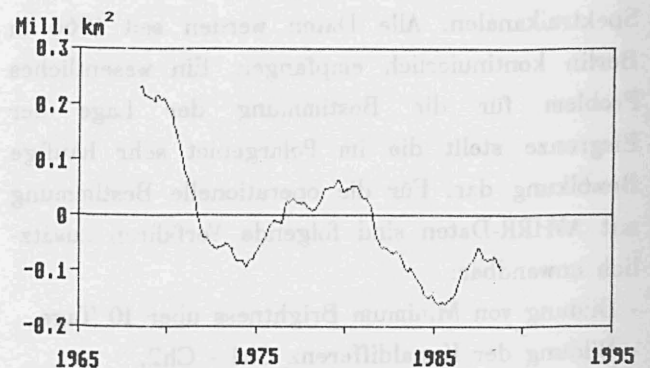


Abb. 5: Fünfjähriges gleitendes Mittel der Abweichungen vom Monatsmittel

Stellmacher, Rita

Institut für Geographie und Geoökologie, O - 1162 Berlin

Klimadiagnose zielt auf die Entwicklung von konzeptionellen Modellvorstellungen auf der Grundlage von klimarelevanten Daten hin. Sie beinhaltet die Aufdeckung grundlegender physikalischer Mechanismen und Prozesse. Klimadiagnose bedeutet somit nicht nur Analyse und Charakterisierung von Datensätzen, sondern sie schließt die Suche nach Erklärungen für Strukturen, Zusammenhänge und beobachtete Klimavariabilität ein. Im folgenden wollen wir uns auf neoklimatische Betrachtungen beschränken.

Je länger der zu untersuchende Beobachtungszeitraum ist, um so größer ist die Gefahr, daß prozeßinterne Eigenschaften von äußeren Faktoren wie Stationsverlegungen bzw. Veränderung der Stationsumgebung bis hin zu Urbanisierungs- und Industrialisierungseffekten oder Änderungen in der Instrumentation sowie im Beobachtungsregime modifiziert bzw. maskiert werden. Dabei können Störungen und Prozeßstruktur von gleicher Form sein, etwa Trends, Persistenz, in selteneren Fällen auch periodische Schwankungen. Wird eines dieser Phänomene in einem Datensatz diagnostiziert, muß zunächst ausgeschlossen werden, daß es sich um ein Störsignal handelt. Dies kann beispielsweise durch Einsicht in die Stationsgeschichte oder durch Vergleich mit Referenzreihen erfolgen. Hinweise können sich auch aus der Reproduzierbarkeitsprüfung ergeben, die durch eine Wiederholung der Berechnungen mit unabhängigen Datensätzen aus unterschiedlichen Zeitepochen erhalten wird.

Die Datenanalyse kann mit Hilfe statistischer Methoden sowie Verfahren der Signalanalyse durchgeführt werden. Im folgenden soll ein kurzer Überblick über ausgewählte Metho-

den der Zeitreihenanalyse gegeben werden. Jedes Verfahren basiert auf einer bestimmten Modellvorstellung, die dem Nutzer bekannt sein sollte, da sonst sehr leicht Fehlinterpretationen die Folge sind.

Es ist empfehlenswert, die Untersuchungen mit graphischen Mitteln zu beginnen, da sie einen ersten Eindruck von der Struktur einer Datenreihe vermitteln und Hinweise auf weitere Verfahrensschritte geben können.

Trends und Strukturbrüche lassen sich mit Hilfe des nichtparametrischen Mann-Kendall-Tests und der progressiven Analyse auffinden, aber auch der "Run"-Test, die Mehrphasenregression sowie die gleitende Regression können mit Erfolg angewandt werden.

Persistenz läßt sich mit der Autokorrelation beschreiben und auf Signifikanz prüfen.

Periodische Vorgänge lassen sich im Zeit- oder Frequenzbereich untersuchen, wobei letzterem i.a. der Vorzug gegeben wird. Das mittlere Schwingungsverhalten kann beispielsweise mittels Periodogramm, konventionellen Spektralschätzverfahren, Fourier-Spektren oder auch autoregressiven Verfahren festgestellt werden. Jedes der genannten Verfahren hat Vor- und Nachteile, die in der Literatur ausführlich beschrieben sind.

Da Perioden in ihrem Auftreten, ihrer Amplitude und/ oder Phase sehr häufig zeitabhängig sind, sind insbesondere gleitende Verfahren der Spektralanalyse sowie Filter- einschließlich Spektralfiltermethoden angezeigte Untersuchungsmethoden. Erfahrungen wurden mit der Berechnung von Harmonogrammen, Spektrogrammen und Spektralfilterdarstellungen gesammelt. Letztere geben beim Vergleich mehrerer Datensätze Einblick in eventuelle Phasenver-

verschiebungen.

Zur Untersuchung von Wechselbeziehungen zwischen mehreren Datenreihen eignen sich Kreuzkorrelations- und Kreuzspektralanalytische Verfahren.

Die so gewonnenen Erkenntnisse über Struktur und Wechselbeziehungen können Eingang in Klimamodelle finden. Um die große Fülle von Informationen optimal nutzen zu können, bieten sich informationsverdichtende Methoden wie die Berechnung empirischer orthogonaler Funktionen (Hauptkomponenten, Faktorenanalyse) an.

STATISTISCHE DIAGNOSE HUNDERTJÄHRIGER KLIMATRENDS IN EUROPA

Rolf Ullrich und Christian-D. Schönwiese

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main
Praunheimer Landstraße 70, 6000 Frankfurt/Main 90

1 EINLEITUNG

Das Klimageschehen weist eine sehr vielfältige und komplizierte Variationsstruktur in Raum und Zeit auf. Dabei zeigen Trends, wenn sie statistisch signifikant sind, eine starke Abhängigkeit vom jeweils betrachteten Zeitintervall.

2 DATENMATERIAL UND METHODIK

Ausgehend von einem europäischen Stationsnetz (maximal 70 Stationen) werden jahreszeitliche und Jahresdaten von bodennaher Lufttemperatur, Niederschlag und Luftdruck für das einheitliche Zeitintervall 1889-1988 hinsichtlich ihres Trendverhaltens untersucht, einschließlich der Berechnung sog. Trend-/Rauschverhältnisse (T/R) und Homogenitätstests (vergl. auch SCHÖNWIESE, MALCHER und HARTMANN 1990). Daraus ergeben sich recht komplizierte Muster des Trendverhaltens, die auch zeitlich, also bei Betrachtung bestimmter zeitlicher Subintervalle, variabel sind. Für die bodennahe Luftfeuchte, die als viertes Klimaelement mit einbezogen wurde, standen leider zu wenige lange Reihen zur Verfügung, so daß sich hier die Analysen weitgehend auf die letzten 30 Jahre beschränken (SCHÖNWIESE ET AL. 1990).

3 ERGEBNISSE (AUSWAHL)

Für das Zeitintervall 1889-1988 fällt beispielsweise ein deutlicher Niederschlagsrückgang im Mittelmeerraum sowie in Teilbereichen Mitteleuropas und Englands auf (vergl. Abb. 1). Insgesamt sind jedoch die langfristigen Niederschlagstrends, im Gegensatz zu anderen Regionen der Welt (z.B. Indien), meist schwach ausgeprägt. Beim Luftdruck ist 100-jährig eine Abschwächung der winterlichen meridionalen Druckdifferenz zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch bemerkenswert (FUCHS 1991). Die Temperaturanalyse

läßt für den Zeitraum der letzten 100 Jahre beispielsweise einen Rückgang der Wintermitteltemperatur in Skandinavien erkennen (vergl. Abb. 2 und 3; AHMADZADEH 1991). Dies steht im Widerspruch zu den meisten "Treibhauseffekt"-Klimamodellrechnungen (vergl. HOUGHTON et al. 1990). Die Auswertung der Trends der bodennahen Luftfeuchte zeigt im zentralen Mittelmeerraum einen starken Anstieg, der sich vor allem im Sommer manifestiert. Im übrigen Europa sind, wiederum im Gegensatz zu anderen Regionen der Erde (z.B. Indien, Pazifik), nur schwach ausgeprägte Veränderungen der Luftfeuchte zu erkennen. Weitere Analysen und Publikationen zu den hier in nur wenigen Beispielen genannten Ergebnissen sind in Vorbereitung.

* * *

Für die Unterstützung unserer Arbeiten danken wir dem Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT, Projekt-Nr. 07 KFT 16/5).

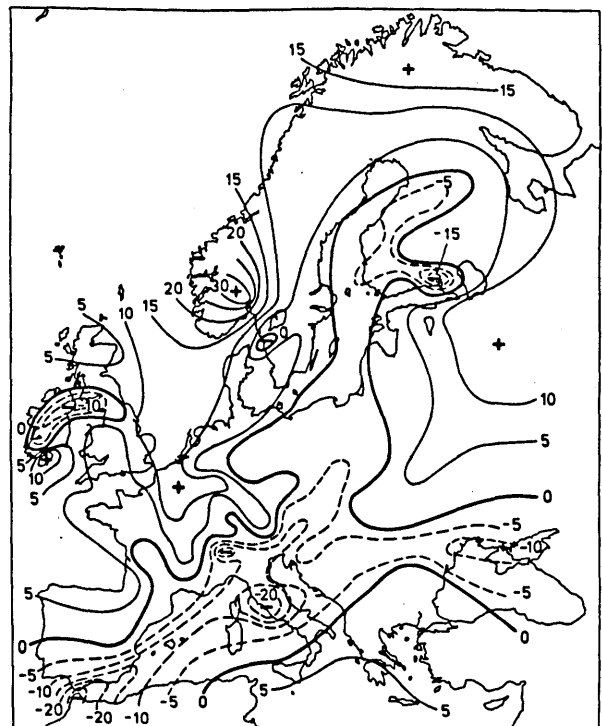


Abb. 1: Isolinienendarstellung des Trends des Jahresniederschlags (Jahressummen in cm) in Europa im Zeitraum 1889-1988.

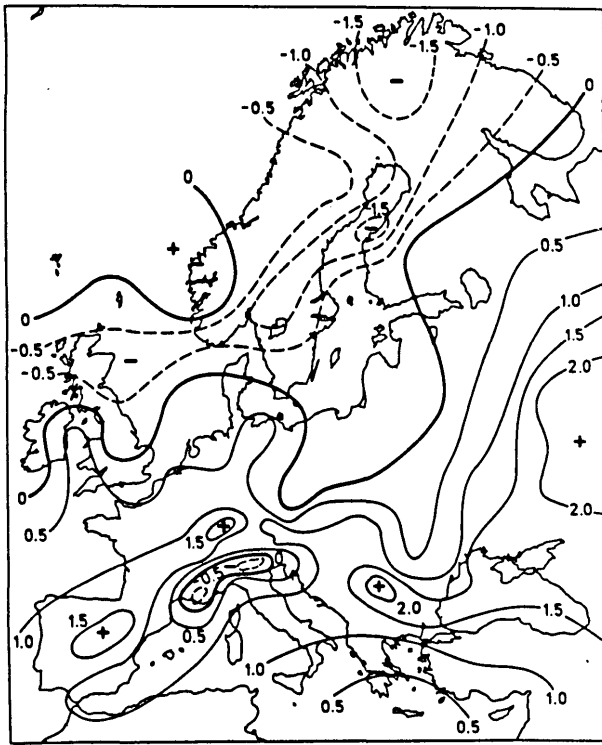


Abb. 2: Isoliniendarstellung der Trends der Wintermitteltemperatur (in K) in Europa im Zeitraum 1889-1988.

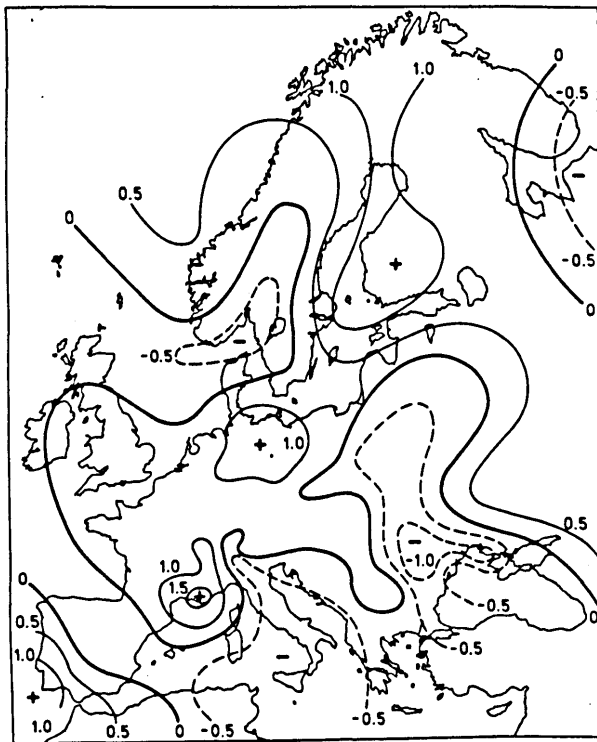


Abb. 3: Isoliniendarstellung der Trends der Sommermitteltemperatur (in K) in Europa im Zeitraum 1889-1988.

LITERATUR

AHMADZADEH, S.: Klimavariabilität in Europa 1888-1988. Diplomarbeit, eingereicht am Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main, 1991.

FUCHS, T.: Globale Statistik langer Luftdruckreihen (NN) 1889-1988. Diplomarbeit, eingereicht am Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main, 1991.

HOUGHTON, J.T. et al., EDS.: Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge Univ. Press, 1990.

SCHÖNWIESE, C.-D. et al.: Statistische Analyse des Zusammenhangs säkularer Klimaschwankungen mit externen Einflußgrößen und Zirkulationsparametern unter besonderer Berücksichtigung des Treibhausproblems. Berichte Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main Nr. 84. Im Eigenverlag des Instituts 1990.

SCHÖNWIESE, C.-D.; MALCHER, J. und HARTMANN, C.: Globale Statistik langer Temperatur- und Niederschlagsreihen. Berichte Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt/Main Nr. 65. Im Eigenverlag des Instituts. Zweite erweiterte Auflage 1990.

Jin-Song Xu

Max-Planck-Institut für Meteorologie

A combined data set including both atmospheric (sea level pressure, 700-mb and 200-mb zonal wind) and oceanic (sea surface temperature, Pacific sea level and Pacific subsurface temperature) parameters is used to study the large scale signals in the air-sea system on time scales of months to years and the air-sea interaction processes involved in these signals. For this purpose, two analysis steps are made. First the Principal Oscillation Pattern (POP) analysis, which can be interpreted as multivariate spectral analysis, is chosen to identify large scale coherent signals and their spectral features over the considered time period. As second step, it is attempted to specify the physical processes involved in each signal. Six modes are found. Two modes are discussed here.

a) Mode 1: large scale process on month to month time scales

The atmospheric signal connected with this mode bears large resemblance to the PNA teleconnection pattern with anomalous anticyclonic flow over the north North Pacific. Associated with that, negative (positive) SST anomalies are found in the regions of northwesterly (southeasterly) anomalies. Because this mode is energetic mostly in the winter season, this SST distribution is likely produced by anomalous cold (warm) air advection. In sea level pattern, the negative sea level anomalies are sitting right below the center of the anomalous anticyclone. It appears that these sea level anomalies are generated by the inverse barometric effect.

The results suggest that the origin of this monthly time scale mode lies in the atmosphere and the ocean reacts passively to the atmospheric anomalies.

b) Mode 2: large scale air-sea interaction process on decadal time scales

The time series shows amplitude decreasing from the end-sixties to the mid-seventies and amplitude increasing since the mid-seventies. The tropical features of this mode is characterized by the simultaneous development of positive SST anomalies with the largest equatorial SST over the west Pacific, and anomalous convection over the same region. According to the POP concept, the signal, given by time series multiplying patterns, describe a decrease of tropical SST and the strength of the ascending branch of the Walker Circulation over the west Pacific in the period from the end-sixties to the mid-seventies and an increase of tropical SST and west Pacific convection since the mid-seventies. This result indicates an active air-sea interaction process in the tropics on decadal time scales.

The tropical signal is found to be associated with changes in the extratropical atmospheric and oceanic circulations. The extratropical atmospheric anomalies are dominated by zonal wind anomalies over the central North Pacific and zonal wind anomalies of opposite sign over the northern North Pacific at both the 700-mb and 200-mb. The most coherent extratropical sea level signal is found along the coast of Japan with large positive values in the north and large negative values in the south. Via geostrophic relation, these sea level anomalies are associated with changes of Kuroshio and Oyashio currents.

LANGZEITDIAGNOSE DER DREIDIMENSIONALEN DYNAMISCHEN STRUKTUR DER TROPISCHEN 30-60 TÄGIGEN OSZILLATION: EINE KOMPOSITSTUDIE.

A. Fink und P. Speth

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

1 Einleitung

Aufgrund freiwerdender latenter Wärme in den Gebieten hochreichender Konvektion resultiert in der tropischen Troposphäre ein Energieüberschuß, der in die Gebiete der mittleren und höheren Breiten mit negativer Energiebilanz exportiert wird. Die konvektive Aktivität in den Tropen und somit auch die diabatischen Wärmequellen unterliegen jedoch großen längen- und zeitabhängigen Schwankungen in verschiedenen Skalenbereichen.

Bei Betrachtung intrasaisonalen Konvektionsanomalien dominiert in der östlichen Hemisphäre die 30-60 tägige Oszillation. Neben ihrer herausragenden Bedeutung für die synoptischen Vorgänge in den Tropen, zeigen statistische Untersuchungen signifikante Korrelationen zwischen den tropischen intrasaisonalen Konvektionsanomalien und den extratropischen Zirkulationsmustern der Winterhemisphäre (Knutson et al., 1987).

Anhand einer separaten Kompositstudie für den Nordwinter bzw. -sommer wird in der vorliegenden Arbeit der langjährige (1982-1988), dreidimensionale Aufbau der 30-60 täglichen Oszillation in den Tropen und angrenzenden Subtropen der Osthemisphäre (60°E-180°E) untersucht. Die jahreszeitliche Differenzierung trägt dabei der stärkeren Ausprägung der tropischen 30-60 täglichen Oszillation im Nordwinter Rechnung (Rui et al., 1990) und erlaubt quantitative Aussagen über den Einfluß derselben auf den Indischen (Australischen) Sommermonsun, die SPCZ (South Pacific Convergence Zone) und die nichtdivergente subtropische Zirkulation in der jeweiligen Winter- bzw. Sommerhemisphäre.

2 Daten

Für die nachfolgenden Untersuchungen sind die globalen operationellen Analysen des European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) für den 00Z-Termin in einer Auflösung von 3° x 3° verwendet worden. Die Darstellungen der Outgoing Longwave Radiation (OLR) basieren auf dem Datensatz der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) mit einer Gitterpunktauflösung von 2.5° x 2.5°.

3 Erstellung der Komposits

Ein wesentlicher Punkt zur Erstellung aussagekräftiger Komposits ist die Auswahl geeigneter, d.h. hinreichend ausgeprägter Oszillationen in der OLR. Die Eignung dieser Größe resultiert aus der

engen Korrelation erniedrigter OLR Werte mit hochreichender tropischer Konvektion. Als einheitliches Auswahlkriterium geeigneter Oszillationen wurde eine longitudinale Propagation negativer Anomalien (-5 W/m^2) in den Hovmöllerdiagrammen der OLR von mindestens 100 Längengraden festgelegt. Ebenfalls anhand der Hovmöllerdiagramme ist die mittlere Phasengeschwindigkeit und die Pentade der Passage der Signale an den Längen 60°E, 90°E, 120°E, 150°E, 180°E bestimmt worden. Die Komposits ergeben sich durch eine Mittelung über alle Pentaden und alle Oszillationen, wobei mit einer Gauß'schen Hochpaßfilterung Perioden von mehr als 3 Monaten aus den an den einzelnen Gitterpunkten vorliegenden 6-jährigen Zeitreihen eliminiert worden sind. Die Anzahl der Kompositoszillationen, deren maximale Amplitude von Oktober-März bzw. April-September auftrat, ist in Tab. 1 ersichtlich.

Zeitraum	Okt.-März	Apr.-Sept.	ges.
1982-88	13	7	20

Tabelle 1: Anzahl der Oszillationen, getrennt nach Nordwinter bzw. -sommer, die in die Kompositbildung eingehen.

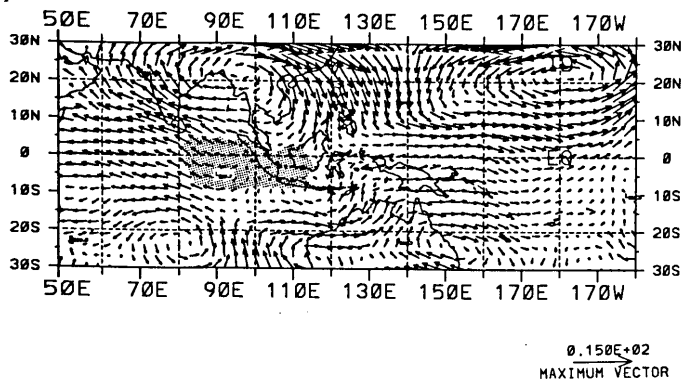
4 Ergebnisse

4.1 Komposits des Nordwinters

Die Ergebnisse der Komposits zeigen im Nordwinter zwischen 60°E-150°E ein ausgeprägtes Anomaliemuster mit hochtroposphärischen Ost-(West-)windanomalien westlich (östlich) des äquatorialen Konvektionssignales, die in beiden Hemisphären von subtropischen Antizyklonen (Zyklonen) flankiert werden (Abb. 1a). Demgegenüber tritt in der unteren Troposphäre ein gegenphasiges Verhalten schwächerer Amplitude auf (Abb. 1b). In Regionen maximaler Ausprägung über dem östlichen Indischen Ozean und Indonesien liegt die bodennahe Konvergenzanomalie ca. 10-20 Längengrade östlich der stärksten Aufwinde und der hochtroposphärischen Divergenz. Das beschriebene Anomaliemuster ist ein starker Hinweis auf die Anregung von Kelvin- (Rossby-)moden östlich (westlich) des äquatorialen Konvektionssignales. Die vergleichsweise südliche Position des Konvektionssignales (10°S) im Bereich der Datumsgrenze (180°E) resultiert in der Anregung meridionaler, in die Nordhemisphäre gerichteter Zirkulationsanomalien, die auf eine lokale Verstärkung der Hadleyzelle hindeuten.

Die Modulation des Australischen Sommermonsunes und der SPCZ durch die 30-60 tägige Oszillation zeigt sich am Übergang von "trockenen" prämonsunalen Südostwindanomalien zu monsonalen Westwinden während und nach der Passage des äquatorialen Konvektionssignales.

a.)



b.)

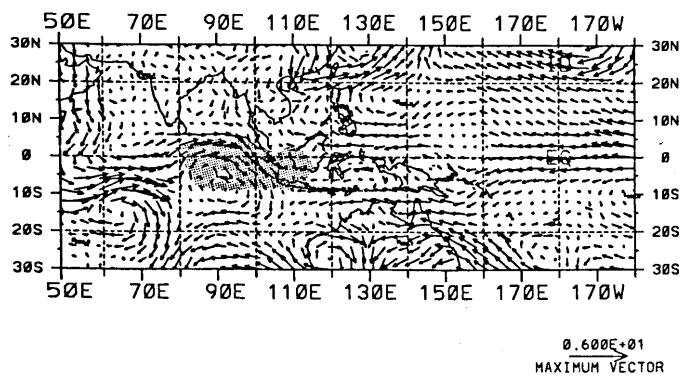


Abb. 1: Komposit der Anomalien des Vektorwindes in a) 200 hPa; b) 850 hPa bei Lage des konvektiven Signales im östlichen Indischen Ozean (90°E) für die Monate Oktober-März (1982-88). Regionen mit OLR-Werten < 190 W/m² sind schattiert unterlegt worden. **Beachte:** Die unterschiedliche Skalierung erlaubt keinen Vergleich der Absolutbeträge der Anomalien in beiden Niveaus.

4.2 Komposit des Nordsummers

Während im Nordwinter die typischen Zirkulationsanomalien vom westlichen Indischen Ozean in den Westpazifik propagieren, dominieren im Nordsummer über dem Indischen Ozean und Indonesien meridionale Zirkulationsanomalien in Zusammenhang mit der monsonal verstärkten Hadleyzelle. Erst bei hinreichender räumlichen Entfernung von der Indischen Monsunzirkulation im Westpazifik, kann das im Nordwinter diagnostizierte Anomalienmuster festgestellt werden. Die erzielten Ergebnisse legen den Schluß nahe, daß die Indische

Monsunzirkulation die Anregung von Kelvinwellen trotz vorhandener, starker äquatorialer Wärmequellen entweder unterdrückt oder deren Identifikation im Strömungsfeld verhindert.

Im Gegensatz zum Australischen Sommermonsun und der SPCZ erfolgt das Aufleben monsonaler Westwinde im Bereich des Indischen Sommermonsunes dann, wenn im äquatorialen Indischen Ozean die trockene Phase (unterdrückte Konvektion) der 30-60 tägigen Oszillation liegt.

5 Diskussion und Ausblick

Das in der Kompositstudie diagnostizierte subtropische Zirkulationsmuster weist auf die intrasaisonale Modulation des Energie- und Impulstransportes an der West- bzw. Ostseite und der Verstärkung (Abschwächung) des Subtropenjets auf der polwärtigen Flanke der Antizyklone (Zyklone) hin. In Übereinstimmung mit diesen Überlegungen finden Weickmann et al. (1987) auf statistischer Basis Hinweise, daß die Stärke, sowie die Ausdehnung des EAJ (East Asian Jet) in den pazifischen Raum mit der Lage des tropischen Konvektionssignales korreliert ist. Die Anregung von Rossbymoden durch barotrope Instabilität an der Südflanke des lokal verstärkten EAJ stellt einen möglichen Mechanismus des Einflusses der Tropen auf die Extratropen dar (Simmons et al., 1983). Von zentraler Bedeutung für ein vertieftes Verständnis des geschilderten Wechselwirkungsmechanismus ist die Frage, welche Prozesse regelhaft an die Phase der 30-60 tägigen Oszillation geknüpft sind bzw. welchen Einfluß die großskalige Zirkulation der mittleren Breiten auf den Wechselwirkungsprozeß hat. Die Ausdehnung der Kompositstudie auf die Extratropen und abgeleitete Größen, wie Impuls- und Energietransport, ist geeignet hierzu weiterführende Aussagen zu liefern.

6 Literatur

KNUTSON, T.R., WEICKMANN K.M.: 30-60 day atmospheric oscillation: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **115** (1987), S. 1407-1436.

RUI, H., B. WANG: Development characteristics and dynamic structure of the tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47** (1990), S. 357-379.

SIMMONS, A.J., J.M. WALLACE, G.W. BRANSTATOR: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40** (1983), S. 1363-1392

ZU EINIGEN AUSWIRKUNGEN DER KLIMASCHWANKUNGEN DES 20. JAHRHUNDERTS

Peter Hupfer und Frank-M. Chmielewski

Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität Berlin

1 DIE RETROSPEKTIVE METHODE IN DER KLIMAIMPAKTFORSCHUNG

Die Klimafolgenforschung kann sich neben der Interpretation von Modellergebnissen noch auf die hier vorgestellte sog. *retrospektive Methode* stützen. Basis sind gemessene Datenreihen der Klimaelemente in den letzten ca. 100 Jahren, deren Zusammenhang mit ebenfalls objektiv bestimmten, korrespondierenden Datenreihen aus anderen Naturbereichen zu bestimmen ist. Der Vorteil der Methode liegt darin, daß reale, abgelaufene Naturprozesse die Grundlage bilden. Die wichtigsten Nachteile sind die relativ geringen, wengleich deutlich vorhandenen Klimavariationen der letzten 100 Jahre. Auf diese Weise konnten Auswirkungen der rezenten Klimaschwankungen auf die Hydrosphäre und Kryosphäre, die Küstenzonen sowie die Vegetation einschließlich Landwirtschaft in Beispieluntersuchungen studiert werden (s.a. HUPFER und CHMIELEWSKI 1991).

2 KLIMASCHWANKUNGEN UND WINTERROGGENERTRÄGE

2.1 METHODISCHE ASPEKTE

Auf dem Gebiet der Klimawirkungsforschung stellt der Bereich "Klimaänderung und Landwirtschaft" bundesweit einen der Forschungsschwerpunkte dar. Für Aussagen über mögliche Folgen einer künftigen Klimaänderung ist die Beantwortung der Frage von Interesse, ob sich die beobachteten rezenten Klimaschwankungen der ca. letzten 100 Jahre in landwirtschaftlichen Erträgen abzeichnen. Darüberhinaus kann mit dieser Methode das Ertragverhalten in einzelnen Klimaabschnitten untersucht und die klimatischen Bedingungen in Jahren mit hohen und niedrigen Erträgen studiert werden. Ferner besteht die Möglichkeit, auf der Grundlage langjähriger Reihen

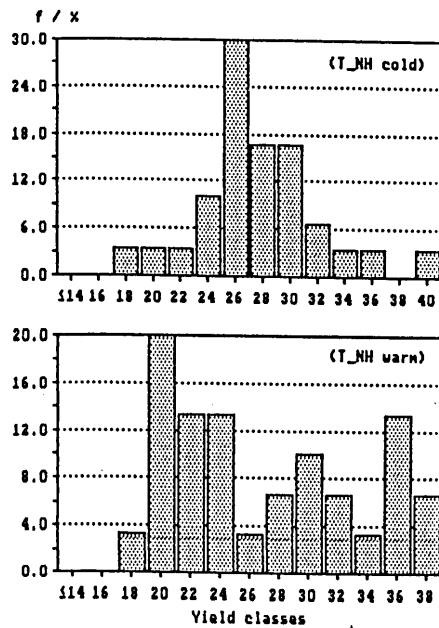
Ertragsmodelle aufzustellen, die in einem begrenzten Bereich einfache Impaktstudien zulassen. Vorteilhaft ist hierbei, daß in dem statistischen Ansatz bereits Informationen über die beobachtete rezente Klimadynamik entalten sind. Zu beachten ist, daß die künftigen Klimaänderungen den Gültigkeitsbereich dieser Ansätze übersteigen dürften.

2.2 PRAKTISCHE UNTERSÜCHUNGEN

Die durchgeführten Untersuchungen basieren auf den Erträgen eines 1879 begonnenen landwirtschaftlichen Dauerversuches in Halle ("Ewiger Roggenbau", Parzelle: ST1). Sowohl die jährliche Düngung als auch die Bestandsführung wurden bei diesem Versuch annähernd konstant gehalten, so daß ein großer Teil der zwischenjährigen Ertragsvariabilität auf den Einfluß von Witterung und Klima zurückgeführt werden kann. Zusammenfassend können folgende Ergebnisse genannt werden (s. CHMIELEWSKI 1991):

1. Die klimatischen Bedingungen in Jahren mit hohen und niedrigen Erträgen unterscheiden sich signifikant voneinander.
2. Fast sämtliche hohe Erträge werden in Jahren mit einer mittleren Temperatur in den Monaten Mai und Juni $< 15.2^{\circ} \text{C}$ und Niederschlagssummen zwischen 100-150 mm beobachtet.
3. Der größte Teil der Varianz der Erträge kann durch die Variabilität des Klimas in den Monaten Oktober (Bestellung, Aufgang, Bestockung), Januar (Auswinterung) Mai und Juni (Schossen, Ährenschieben, Vollblüte) erklärt werden.
5. Es kann als sehr wahrscheinlich angenommen werden, daß die niederfrequenten Schwankungen der Erträge dieses Versuchsanbaus durch die rezenten Klimaschwankungen verursacht worden sind.
4. In den zwei untersuchten Klimaabschnitten (hemisphärisch kalt bzw.

warm) unterscheiden sich die mittleren Erträge zwar kaum voneinander, jedoch ihre Häufigkeitsverteilungen sind voneinander verschieden (s. Abb.)



3. KÜSTENPROZESSE

In Fortsetzung früher für den Zeitraum 1901/60 durchgeführter Untersuchungen (s. bspw. HUPFER 1962) wurden einige Auswirkungen rezenter Klimaschwankungen für 1901/90 für die Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns studiert.

3.1 ÄNDERUNGEN EXZEPTIONELLER WASSERSTANDSEREIGNISSE

Die für den Küstenschutz sehr wichtigen Sturmhochwasser (gerechnet ab einem Pegelstand von 1 m über Normal) haben an diesem Küstenabschnitt in diesem Jahrhundert deutlich zugenommen. Für den Pegel Warnemünde stieg die Gesamtzahl dieser Ereignisse von 17 (1901/30) über 28 (1931/60) bis 35 (1961/90). Von der Entwicklung sind im wesentlichen die leichten und mittleren Sturmhochwasser betroffen. Die Zahl der Monate im Jahre, in denen Sturmhochwasser vorkommen, hat sich erweitert.

Als Ursache sind veränderte Zugbahnhäufigkeiten von Sturmzyklonen anzusehen, die auf ihrer Rückseite Nordoststurm über dem zentralen Teil der

Ostsee hervorrufen. Entgegengesetzt scheint die Änderung der Häufigkeit der Sturmniedrigwasser zu sein, die noch untersucht werden.

3.2 SALZGEHALT IM ZINGST-DARSSER BODDEN

Für Zingst liegen vom Maritimen Observatorium der Universität Leipzig durchgeführte tägliche Salzgehaltsbestimmungen bodden- und seeseitig seit 1961 vor. Zwischen 1971 und 1978 kam es zu einem bemerkenswerten Anstieg der "Maritimität" des Boddens (Verhältnis Salzgehalt Bodden/Salzgehalt Ostsee) von ca. 0,4 bis zu 0,7 im Jahresmittel. In einzelnen Monaten war der Anstieg noch höher.

In diesen Jahren war die mittlere Häufigkeit von Ostwetterlagen erhöht, die von Nordwest-, West- und Südwestlagen dagegen erniedrigt. Mehr Ostlagen bedingen mehr Einstrom relativ salzreichen Wassers in die Boddengewässer bei Zingst. Der Salzgehalt ist für die Bodden die Leitgröße, die den hydrographischen Zustand bestimmt.

4 SCHLUSSBEMERKUNG

Retrospektive Klimaimpaktuntersuchungen können nur dann durchgeführt werden, wenn zuverlässiges Datenmaterial klimabeeinflusster Prozesse vorliegt. Daher muß Dauerversuchen in der Land-, Forst- und Wasserwirtschaft und der Gewinnung entsprechender Meßreihen eine hohe Priorität eingeräumt werden.

LITERATUR:

CHMIELEWSKI, F.-M.: The impact of climate changes on the crop yields of winter-rye in Halle during 1901-1980. Eingereicht 1990 in: Climate Research.

HUPFER, P.: Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser., Bd. 17 (1962)4, 355 - 512

HUPFER, P., F.-M. CHMIELEWSKI: Zur Auswirkung von Klimaschwankungen. In: Das Klimasystem der Erde. Hrg. P. Hupfer, Akademie-Verlag, Berlin 1991, S. 405-418

STURMKATASTOPHEN - EINE WELTWEIT ZUNEHMENDE BEDROHUNG

Gerhard Berz

Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft

Königinstr. 107, 8000 München 40

Häufigkeit und Schadensausmaß großer Sturmkatastrophen nehmen in den letzten Jahrzehnten weltweit stark zu. Beim Vergleich der 80er mit den 60er Jahren ergeben sich Zunahmefaktoren von über 3 bei der Anzahl ebenso wie, inflationsbereinigt, bei den versicherten Schäden. Die Zahl der Opfer geht in Ländern der Dritten Welt in die Hunderttausende, in den Industrieländern dagegen sinkt sie dank verbesserter Warnmethoden und Vorsorgemaßnahmen.

Die Hauptgründe für die Katastrophenzunahme sind anthropogen, nämlich

- . Zunahme der Bevölkerungs- und Wertedichte, insbesondere in Großstadträumen;
- . Besiedlung und Industrialisierung gefährdeter Regionen, insbesondere der Küstengebiete;
- . Einsatz schadenanfälliger Technologien und Materialien.

Auch wenn natürliche Ursachen für die Zunahme der Sturmkatastrophen bisher nicht nachweisbar sind, muß langfristig mit einer Verschärfung der Sturm- und Sturmflutgefährdung als Folge der sich abzeichnenden Klimaerwärmung gerechnet werden. Davon beeinflußt werden - wegen des verstärkten Flusses latenter Energie - nicht

nur die tropischen Wirbelstürme, sondern auch die Tornados, Hagelstürme und außertropischen Stürme. Letztere können in wärmeren, schneeärmeren Wintern weiter auf das Festland vordringen und hier ihre volle Zerstörungskraft entfalten, wie dies bei der Orkanserie im Januar/Februar 1990 der Fall war.

Dieser Entwicklung muß mit verstärkten Vorsorgebemühungen begegnet werden, insbesondere mit Verbesserungen der Warndienste, der Bauvorschriften einschließlich Landnutzungsbeschränkungen und der Aufklärung bzw. Motivierung der exponierten Bevölkerungs- und Wirtschaftsbereiche. Die Vereinten Nationen haben vor diesem Hintergrund die "Internationale Dekade der Naturkatastrophenvorbeugung" eingerichtet, an der sich auch die Bundesregierung beteiligt und bei der sowohl auf nationaler als auch internationaler Ebene von meteorologischer Seite wesentliche Beiträge erwartet werden.

Literatur:

- BERZ, G.; SMOLKA, A.: Windstorm Hazard and Insurance. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 30, S. 191-204.
BERZ, G.: Global warming and the insurance industry. Nature & Resources 27 (1991) Nr. 1, S. 19-28.
MÜNCHENER RÜCK: Hagel. München 1984
MÜNCHENER RÜCK: Weltkarte der Naturgefahren. München 1988.
MÜNCHENER RÜCK: Sturm. München 1990.

DIE KOPPLUNG EXTREMER EREIGNISSE MIT DER ZIRKULATION

P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe
Deutscher Wetterdienst F-AP
Telegrafenberg
O-1561 Potsdam

Sind klimatologische Extreme definiert und in ihrer Erscheinungsform beschreibbar, besteht die nächste Aufgabe darin, die Ursachen für das Auftreten solcher Extreme näher zu untersuchen. Da das Auftreten extremer Ereignisse an bestimmte Zirkulationsformen gebunden ist, ist es sinnvoll, das für extreme Ereignisse spezifische Signal aus der Zirkulation herauszufiltern.

In einem ersten Schritt wurden Großwetterlagen (Hess-Brezowsky) als integrale Größen für die Zirkulation Mitteleuropas mit extremen Ereignissen über Häufigkeitsuntersuchungen gekoppelt. Am Beispiel des extremen Ereignisses "heißer Sommer" wird gezeigt, daß bestimmte Großwetterlagen mit diesem Ereignis statistisch sicherbar korreliert sind. Diese statistische Abhängigkeit ist allerdings so schwach, daß sie für praktische Belange nicht verwertbar ist. Deshalb wurde in einem zweiten Schritt versucht, die Großwetterlagen durch objektive Zirkulationsgrößen (z.B. Luftdruckwerte an Gitterpunkten) zu ersetzen. Damit verbunden ist die Anwendung der kanonischen Korrelationsanalyse als adäquatem statistischen Verfahren. Da mit der kanonischen Korrelationsanalyse alle auftretenden Zirkulationsmuster erfaßt werden, sind die Ergebnisse bezüglich des Zusammenhangs mit bestimmten meteorologischen Erscheinungen am Boden umfas-

sender als bei der ausschließlichen Betrachtung extremer Ereignisse. Als Resultat dieser Untersuchungen gewinnt man Aussagen zum statistischen Zusammenhang zwischen bestimmten Zirkulationsmustern und meteorologischen Beobachtungswerten, wobei extreme Ereignisse in der Regel durch bestimmte Modes der kanonischen Korrelationsanalyse repräsentiert werden. Damit eröffnet sich die Möglichkeit, aus der großräumigen Zirkulation auf regional untergesetzte Zustände zu schließen.

REGIONALISIERUNG GLOBALER KLIMAÄNDERUNGEN FÜR DEN ALPENRAUM

Angelika Frey-Buness

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, 8031 Oberpfaffenhofen

1 EINLEITUNG

Das Strahlungsgleichgewicht der Erde wird durch die zunehmende Immission anthropogener Spurengase in der Atmosphäre gestört. Zur Erforschung der möglichen Auswirkungen der Spurengaszunahme auf das globale Klima dienen Szenarienrechnungen mit globalen Zirkulationsmodellen (OAGCM). Die regionalen Auswirkungen können von diesen Modellen wegen ihrer groben Auflösung nicht eindeutig vorhergesagt werden. Daher wurden in den vergangenen Jahren verschiedene Methoden der Regionalisierung globaler Klimaänderungen entwickelt. Neben den semi-empirischen Verfahren (z. B. Karl et al., 1984) gewinnt das Einbetten eines höher auflösenden regionalen Modells in ein globales Zirkulationsmodell immer mehr an Bedeutung (Giorgi, 1990). Dies bedeutet jedoch einen erheblichen Rechenaufwand. Hier wird eine kombinierte Methode vorgestellt, mit der die regionale Auswirkung globaler Klimaänderungen auf der Basis von Ergebnissen globaler Klimasimulationen (durchgeführt am Meteorologischen Institut in Hamburg, Atmosphärisches Modell ECHAM1 gekoppelt mit Ozeanmodell OPYC) sowie mesoskaliger Modellrechnungen für das Gebiet der Alpen untersucht wird.

2 METHODE

Mit Hilfe einer Wetterlagenklassifikation werden die Häufigkeiten des Auftretens bestimmter großräumiger Strukturen aus den vom OAGCM bestimmten mehrjährigen Zeitreihen meteorologischer Parameter für den europäisch-atlantischen Bereich für den gegenwärtigen Klimazustand (Referenzzustand, $1\times\text{CO}_2$) und für einen künftigen Zustand (Klimaszenarium, $2\times\text{CO}_2$) ermittelt. Zwei verschiedene Methoden der Wetterlagenklassifizierung kommen zur Anwendung. Der herkömmlichen Klasseneinteilung mit der Windrichtung als entscheidendem Kriterium steht eine Einteilung mit Hilfe empirischer Orthogonalfunktionen gegenüber, die zu jeder Wetterlage direkte Zusammenhänge der meteorologischen Parameter untereinander herstellt.

Beide Methoden ergeben eine Klasseneinteilung derjenigen meteorologischen Parameter, die als Anfangsbedingungen für Rechnungen mit einem mesoskaligen Modell benötigt werden (Bild 1). Dies sind Vertikalprofile der Komponenten des geostrophischen Windes u_g und v_g , der potentiellen Temperatur Θ , der spezifischen Feuchte q und der Verti-

kalgeschwindigkeit v_z . Mesoskalige Modellsimulationen zu jeder Wetterlage zeigen dann, welche charakteristischen regionalen Strömungsmuster von den einzelnen Wetterlagen im Gebiet der Alpen hervorgerufen werden. Hierzu wird ein 3-dimensionales hydrostatisches Modell verwendet (REWIH3D), das Parameterisierungen der turbulenten Diffusion, der Phasenumwandlung des Wassers und der Strahlung enthält (Heimann, 1990).

Durch die Wichtung der einzelnen regionalen Klimazustände mit der Häufigkeit der zugehörigen Wetterlage gelingt die Transformation der Klimainformation vom globalen in den regionalen Skalenbereich. Die Anwendung dieses Verfahrens auf globale Klimasimulationen mit verschiedener Treibhausgaskonzentration erlaubt zumindest ein qualitatives Erfassen regionaler Klimatrends durch direkten Vergleich der mesoskaligen Ergebnisse (z. B. Windfeld).

3 ERGEBNISSE

Das Geopotential, aus dem das geostrophische Windfeld abgeleitet wird, zeichnet sich außer im Bereich von Frontalzonen durch große räumliche Homogenität aus. Die Wetterlagenklassifikation, die teilweise auf der geostrophischen Strömung basiert, kann daher aus den Ergebnissen einer oder weniger Maschen des globalen Modells abgeleitet werden. Das Ergebnis der Klassifikation ist jedoch für einen Bereich repräsentativ, der der Modellskala (ca. 2000 km) entspricht. Um das in diesem Sinne beste Bezugsgebiet zu finden, wurden Häufigkeitsverteilungen der geostrophischen Windgeschwindigkeit und der Windrichtung für verschieden große Mittelungsgebiete berechnet. Sie wurden mit beobachteten Verteilungen verglichen. Es konnte festgestellt werden, daß die beste Übereinstimmung mit den Beobachtungen durch eine einzige Masche erzielt wird.

Um den Jahreszeiten Rechnung zu tragen und zur zahlenmäßigen Beschränkung der mesoskaligen Modellrechnungen werden die globalen Simulationsergebnisse in Sommer- und Winterhalbjahr, sowie in wolkenfreie Fälle ohne Niederschlag und wolkenbedeckte Fälle mit Niederschlag unterteilt. Die Ergebnisse werden für die Windrichtungseinteilung vorgestellt. Für den Fall Winter, trocken weist die Häufigkeitsverteilung in Bild 2 ein deutliches Maximum bei südlichen Windrichtungen auf. Dieses Maximum wird in einem künftigen Klima leicht abgeschwächt.

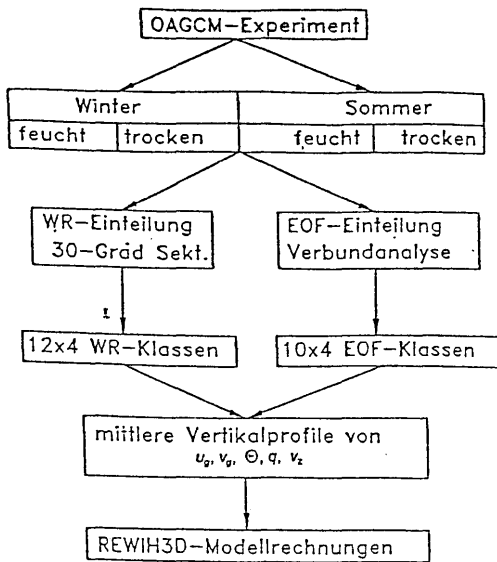


Bild 1. Flußdiagramm zur Klassifikation der großskaligen Strukturen.

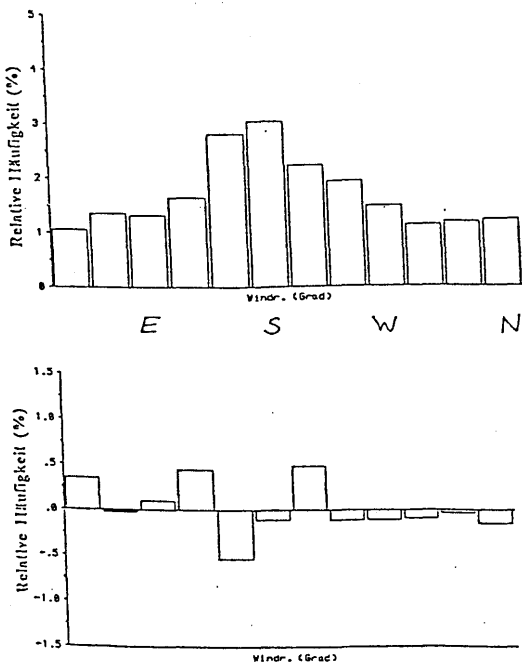


Bild 2. Relative Häufigkeiten (%) der Windrichtungsklassen (Winter, trocken) für den Referenzlauf (oben) und der Differenz Szenarium-Referenzlauf (unten).

Bild 3 zeigt die Abhängigkeit des mit dem höher auflösenden Modell simulierten Bodenwindes in Abhängigkeit von der großräumigen Anströmung für eine Gittermasche in der Nähe des Donautals nordöstlich des Bodensees. Der starke Zusammenhang zwischen beiden Parametern ist auch in der Statistik der Bodenwindrichtung zu erkennen, hier ergeben sich deutliche Verschiebungen in der Häufigkeit der Windrichtung durch unterschiedliche Wichtungen der großräumigen Anströmung.

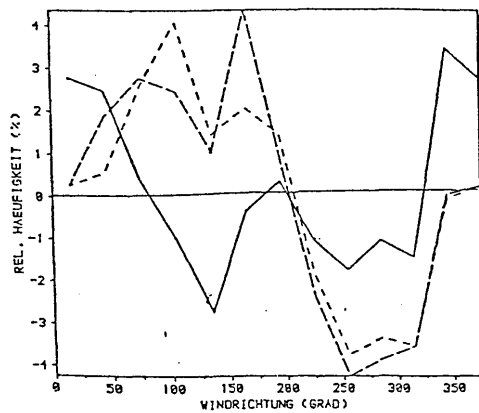
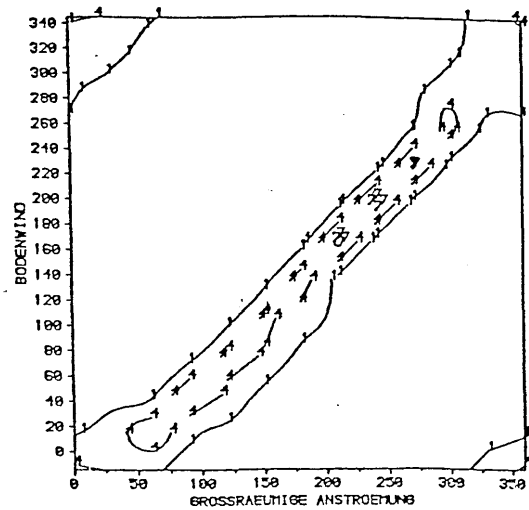


Bild 3. Statistik der Bodenwindrichtung. Zweidimensionale Häufigkeitsverteilung (%) des simulierten Bodenwindes und der großräumigen Anströmung (oben) und eindimensionale Häufigkeitsverteilung (%) des Bodenwindes bei verschiedener Wichtung (unten), gleichgewichtet (durchgezogene Linie), Wichtung gemäß dem Referenzlauf (kurzgestrichelt) und dem Szenarium (langgestrichelt).

4 LITERATUR

GIORGI, F.: On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Clim.*, 3 (1990), S. 941-963.

HEIMANN, D.: Three -Dimensional Modeling of Synthetic Cold Fronts Approaching the Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.* 42 (1990), S. 197-219.

KARL, T. R.; WANG, W.-CH.; SCHLESINGER, M. E.; KNIGHT, R. W.; PORTMAN, D.: A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate, part I: Seasonal statistics. *J. Clim.* 3 (1990), No 10, 1053-1079.

Alexander Creß, Detlev Majewski, Ralf Podzun und Volker Renner

Deutscher Wetterdienst, Kaiserleistr. 42, 6050 Offenbach

Die räumliche Verteilung wichtiger klimatischer Parameter, z.B. Temperatur, Niederschlag oder Bodenfeuchte, wird in stark strukturierten Gebieten wie Europa durch regionale Besonderheiten wie die Topographie, große Wasserkörper und Küstenlinien beeinflusst. Eine detaillierte Simulation des regionalen Klimas solcher Gebiete - wie sie insbesondere im Zusammenhang mit Klimaänderungsszenarien erwünscht ist - erfordert eine deutlich bessere horizontale Auflösung als sie mit heutigen globalen Klimamodellen, die Gitterkonstanten von einigen hundert bis etwa eintausend Kilometern verwenden, möglich ist.

Im Rahmen eines vom BMFT geförderten Forschungsvorhabens soll daher das Europa-Modell (EM) des Deutschen Wetterdienstes (s. MAJEWSKI, 1991) eingesetzt werden, um das regionale Klima im europäischen Raum zu simulieren. Das Modell wurde ursprünglich für die kurzfristige Wettervorhersage entwickelt und befindet sich seit 15. Januar 1991 im operationellen Einsatz. Es hat 20 Schichten in der Vertikalen und einen horizontalen Gitterpunktabstand von etwa 50 km. Das Modellgebiet umfaßt Europa und große Teile des Nordatlantik. Für die Klimasimulationen wird außer dem operationellen Modellgebiet auch ein kleineres Gebiet erprobt (Abb. 1).

Schwerpunkt der Arbeiten im laufenden Vorhaben ist zunächst die Simulation des heutigen Klimas. Bei Experimenten über jeweils einen Monat wird das Modell angetrieben durch globale Analysen des EZMW oder durch Felder des Hamburger globalen Zirkulationsmodells ECHAM (s. ROECKNER et al., 1989). Spezielle Untersuchungsgegenstände sind die Abhängigkeit der Ergebnisse von Modellphysik, Größe des Modellgebietes und Auflösung der antreibenden Felder. Letzteres ist vor allem wichtig im Hinblick auf Szenariexperimente zur Klärung der Frage, ob ein hochauflösendes Regionalmodell direkt in ein sehr grobes Globalmodell eingeneset werden kann, oder ob die Zwischenschaltung eines besser auflösenden globalen Atmosphärenmodells notwendig ist.

Einige erste Ergebnisse werden in Abb. 2-4 gezeigt. Zugrunde liegt hier eine Simulation des Januar 1991 für das kleinere Gebiet mit Antrieb durch EZMW-Analysen (T106-Auflösung). Das über den Monat gemittelte Boden-druckfeld (Abb. 2) wird sehr genau reproduziert, die Abweichungen betragen generell nur wenige hPa. Auch die (nicht gezeigte) zeitliche Varianz stimmt sehr gut zwischen Modell und Analysen überein. Die über

Fläche und Zeit gemittelten Temperaturdifferenzen zwischen Modell und Analysen (Abb. 3) sind ebenfalls recht klein.

Insgesamt belegen diese (und andere) Ergebnisse, daß das Modell recht genau die mittlere Zirkulation einschließlich ihrer zeitlichen Variabilität reproduziert, also nicht in ein falsches Klima abdriftet. Die Verifizierung der für das bodennahe Klima besonders wichtigen Parameter hat erst begonnen. Abb. 4 zeigt die für Januar 1991 simulierte Niederschlagsverteilung. Die simulierten Beträge und die regionale Verteilung (mit Maxima über Gebirgen, besonders an Westküsten) stimmen in etwa mit dem überein, was man aus klimatischen Zusammenstellungen kennt. Gleichzeitig erkennt man jedoch eine gewisse Rauigkeit des simulierten Feldes.

Zur Durchführung der Experimente mit Antrieb durch Felder des Hamburger Zirkulationsmodells ECHAM wurde das EM auf der Rechenanlage des Deutschen Klimarechenzentrums installiert. Die Verteilungen von Niederschlag und bodennaher Lufttemperatur aus einer ersten derartigen Januarsimulation (nicht gezeigt) deuten darauf hin, daß das EM auch bei Antrieb durch eine grob auflösende Version (T21) zumindest im Monatsmittel sinnvolle regionale Strukturen produziert, wengleich offensichtlich noch kleinere Mängel zu beheben sind.

MAJEWSKI, D.: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF-Seminar on "Numerical methods in atmospheric models", 1991. Im Druck

ROECKNER, E. et. al.: The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). CAS/JSC WGNE, Report No. 13, 1989. WMO/TD-No. 332, 7.1-7.4

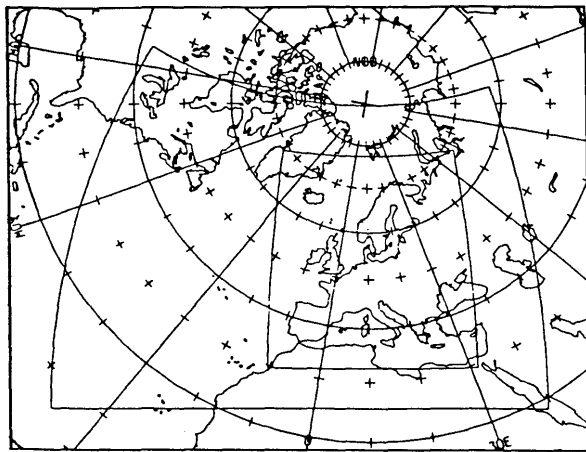


Abb.1: Für die Klimasimulation verwendete Modellgebiete

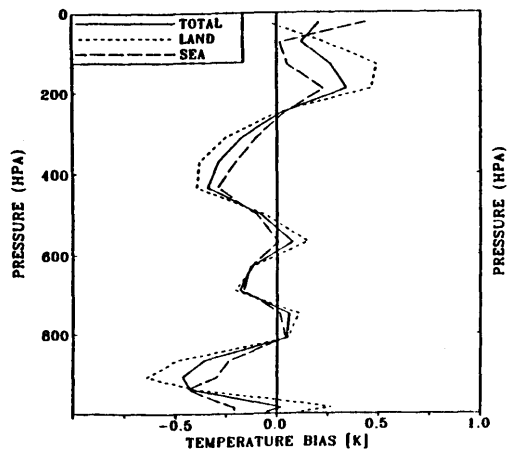


Abb.3: über Fläche und Zeit gemittelte Temperaturdifferenzen zwischen Modell und Analysen für Januar 1991

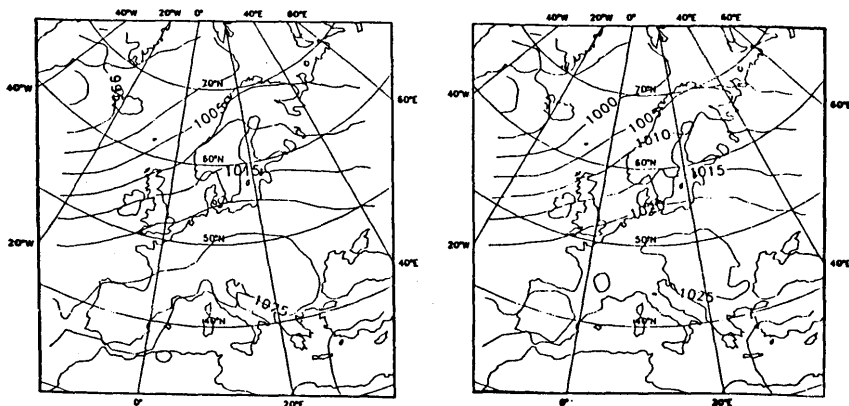


Abb.2: Monatsmittel des auf Meeressniveau reduzierten Bodendrucks für Januar 1991; links: Modell, rechts: EZMW-Analysen

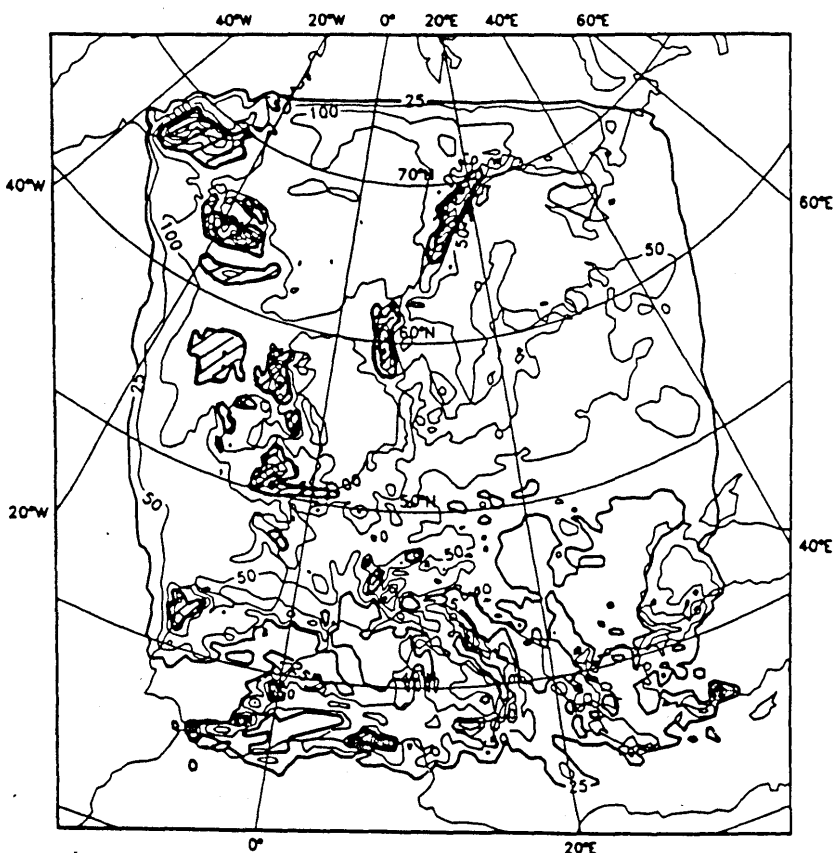


Abb.4: Monatssumme des im EM für Januar 1991 simulierten Niederschlages in mm. Gebiete mit mehr als 150 mm sind hervorgehoben

EMPFINDLICHKEITSTUDIEN ZUR MONSUNZIRKULATION 1987 UND 1988

Lydia Dümenil

Max-Planck-Institut für Meteorologie

Bundesstr. 55

D-2000 Hamburg 13

Es werden Ergebnisse einer Studie gezeigt, die auf die Initiative der TOGA Monsoon Numerical Experimentation Group (MONEG) zurückgeht. Es soll verglichen werden, mit welchem Erfolg die komplexen numerischen Modelle der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre die von Jahr zu Jahr auftretenden Schwankungen im regionalen Klima, hier speziell der Monsunzirkulation in der Nordhemisphäre, zu simulieren vermögen. Anfangs beschränkt sich die Studie auf die Empfindlichkeit dieser Zirkulation gegen beobachtete Schwankungen in der Meeresoberflächentemperatur - einmal in ihrer globalen Verteilung, zum zweiten durch die Beiträge der einzelnen Ozeane (Indischer Ozean, Pazifik, Atlantik). Später wird die Studie auf Landoberflächenprozesse ausgedehnt.

Mit Hilfe von koordinierten Experimenten, die an einer Vielzahl von Institutionen auf gleiche

Weise durchgeführt worden sind, wird die Zirkulation in den beiden Jahren 1987 und 1988 simuliert; 1987 wurde als repräsentativ für ein Dürrejahr und 1988 als repräsentativ für einen guten Monsun mit reichlich Niederschlag in Indien ausgewählt.

Das in Hamburg betriebene ECHAM3 Modell in T42 (doppelt so hohe horizontale Auflösung wie in bisherigen Klimasimulationen) erlaubt eine sehr realistische Simulation der mittleren Zirkulation und der unterschiedlichen Zirkulation in den beiden ausgewählten Jahren. Dies wird im Vergleich zu Beobachtungen belegt. Die Modellsimulationen zeigen, daß das in den Beobachtungen gefundene Signal (Differenz 1988-1987) hauptsächlich von der Variation der Meeresoberflächentemperatur im Pazifik gesteuert wird.

REGIONALE KLIMA- UND KLIMAWIRKUNGSFORSCHUNG
DAS BAYERISCHE KLIMAFORSCHUNGSPROGRAMM
BayFORKLIM

H. Quenzel, Gesamtkoordinator BayFORKLIM
Meteorologisches Institut Universität München

Beunruhigt über die zu erwartenden Folgen der anthropogenen Eingriffe in die Atmosphäre hatte der Bayerische Ministerrat im März 1989 in Vollzug eines Landtagsbeschlusses vom Dezember 1987 ein Bayerisches Klimaforschungsprogramm aufgelegt (BayFORKLIM).

Dort heißt es: "...Ziel des Programmes ist die Untersuchung möglicher Klimaveränderungen in Bayern infolge der anthropogenen Eingriffe in die Atmosphäre und der möglichen Auswirkungen dieser Klimaänderungen auf Mikroorganismen, Pflanzen, Tiere und den Menschen ..."

Die Ziele dieses Auftrages sind also die Prognose

- regionaler Ausprägungen prognostizierter globaler Klimaänderungen,
- autochthoner (topogener, 'hausgemachter') regionaler Klimaänderungen,
- der Auswirkungen der prognostizierten Klimaänderungen auf Flora, Fauna und den Menschen.

Dazu bedient sich der Forschungsverbund

- regionaler Klimamodelle,
- Verwendung von Klimaänderungsszenarien aus globalen Klimasimulationen,
- Verwendung vorhandener Daten über den Zustand der Atmosphäre,
- Erhebung weiterer Daten über den Zustand der Atmosphäre,
- Prozeßstudien.

Menschliche Einwirkungen auf das Klimasystem der Erde bestehen vor allem in Änderungen des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre verursacht durch

- Änderungen des 'Treibhaus'-Spurengasgehaltes,
- Änderungen von Menge und Art der Aerosolpartikeln,
- Änderungen der Bodenalbedo durch veränderte Landnutzung.

Hinsichtlich der anthropogenen Einwirkungen auf das Klima im regionalen Scale sind von Interesse die Spurenstoffe mit kurzer Verweilzeit in der Atmosphäre, weil sie horizontal und vertikal inhomogen verteilt sind, also die kurzlebigen Spurengase und die, immer kurzlebigen, Aerosolpartikeln.

Es gibt nicht nur Auswirkungen des Klimas auf die Biosphäre sondern auch Rückwirkungen der Biosphäre auf das Klima, z.B. weil die vom Klima beeinflusste Stärke der Verdunstung der Vegetation die Menge des Treibhausgases Wasserdampf beeinflusst, aber auch z.B. die Emissionen von höheren Kohlenwasserstoffen aus der Vegetation sind an der Bildung des troposphärischen Ozons beteiligt. Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Biosphäre werden deshalb beachtet.

In Vollzug seines Auftrages wird BayFORKLIM von einem Klimaforschungsverbund, an dem universitäre und außeruniversitäre Forschungs-

einrichtungen vornehmlich aus Bayern beteiligt sind, in ca. 60 Einzelprojekten bearbeitet. Die ersten Projekte haben Anfang 1990 begonnen. Außer Meteorologen wirken z.B. Biologen, Agrarwissenschaftler, Forstwissenschaftler, Mediziner mit.

Die Mitwirkenden im BayFORKLIM sind sich bewußt, daß eine 'präzise' Prognose der erwarteten Klimaänderungen und ihrer Folgen für die Biosphäre sich mit Sicherheit nicht erstellen läßt.

Es ist jedoch zu erwarten, daß unter Verwendung von Ergebnissen der globalen Modelle, Konsequenzen für Bayern gezogen werden können. Die regionalen Klimamodelle lassen eine intensive Untersuchung einzelner Parameter zu, die in globalen Modellen nicht berücksichtigt werden können. Die Ergebnisse der Klimawirkungsforschung werden naturgemäß noch unsicherer sein, aber sicherlich kann ihre Bandbreite eingegrenzt werden.

Mit einem in Hamburg entwickelten globalen Modell, das die Zirkulation der Atmosphäre und der Ozeane simuliert, wird der Einfluß der anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen auf das Klima für die nächsten 100 Jahre hochgerechnet. Der zeitliche Verlauf der Emissionen wurde nach einem Szenarium A ("Business as usual") sowie Szenarium D ("drakonian") vorgegeben (Abb. 1). Im globalen Mittel nach diesen am Deutschen Klimarechenzentrum durchgeführten Rechnungen steigt die bodennahe Lufttemperatur um 2.6 K in Szenarium A und um 0.6 K in Szenarium D (Abb. 2). Die Muster der Klimaänderung der beiden IPCC Szenarien, sowie eines dritten Experimentes, das eine stufenweise Erhöhung der Treibhausgase vorschreibt ("2xCO₂"), ähneln sich sehr stark. Der Ozean verzögert die globale Erwärmung stärker, als es in früheren Klimasimulationen, in denen es nur durch eine 50m tiefe Wasserschicht repräsentiert wurde, beobachtet wurde. Dieser Effekt führt zu einer Verstärkung des Land-See Kontrastes und einer nur schwachen Erwärmung (in einigen Regionen sogar zu einer Abkühlung) auf der Südhalbkugel. Während der ersten 40 Jahre sind die globale Erwärmung, aber auch der Anstieg des Meeresspiegels durch Wärmeausdehnung, deutlich geringer als die Werte, die man bisher mit sehr stark vereinfachten

Modellen berechnet hatte. Der Ozean besitzt so lange Eigenschwingungen, so daß selbst bei einer Simulationszeit von 100 Jahren nicht eindeutig festgestellt werden kann, ob die zeitliche Verzögerung der Erwärmung direkt auf eine Pufferwirkung der ozeanischen Wassermengen zurückzuführen ist oder nur die starke interne Variabilität des Ozean-Atmosphärensystems widerspiegelt. Die vorliegenden Berechnungen stellen nur eine einzige Vorhersage über das Klimageschehen der Zukunft dar. Um die Genauigkeit dieser Vorhersage abzuschätzen und die Schwankungsbreite dieser Ergebnisse anzugeben, sind noch weitere Modellversuche, u.a. auch mit anderen Modellen, notwendig.

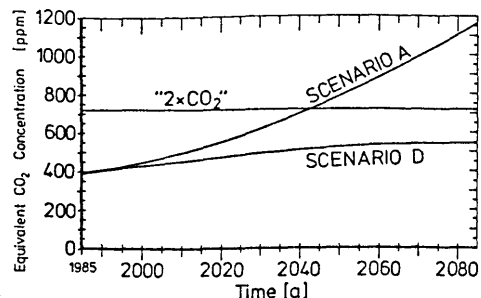


Abb. 1: Die zeitliche Entwicklung der äquivalenten CO₂ Konzentration in den Szenarien A und D sowie für das "2xCO₂" Experiment.

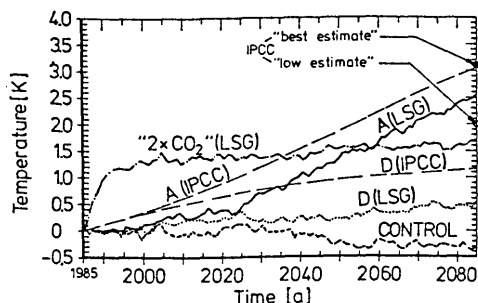


Abb. 2: Die zeitliche Entwicklung der Änderung der bodennahen Lufttemperatur im Jahresdurchschnitt für die drei Klimaänderungsexperimente, das Kontrollexperiment sowie die IPCC "best estimates".

Oberflächenflüsse in Klimamodellen

Robert Sausen^{1,2}, Silke Schubert² und Lydia Dümenil³

¹ DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, W-8031 Oberpfaffenhofen

² Meteorol. Inst., Universität Hamburg, Bundesstr. 55, W-2000 Hamburg 13

³ MPI für Meteorologie, Bundesstraße 55, W-2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Atmosphäre- und Ozean-Modelle werden in der Regel durch die Flüsse von Energie, Impuls und Masse (Frischwasser) gekoppelt. Der Frischwasserfluß beeinflusst die thermohaline Zirkulation des Ozeans. Über Ozeanflächen ergibt sich der Frischwasserfluß als Differenz von Niederschlag und Verdunstung. An den Kontinenträndern kommt der Eintrag der großen Flüsse hinzu. Dieser Anteil wurde bisher in gekoppelten Modellen entweder ganz vernachlässigt oder stark vereinfacht berücksichtigt. Das hier beschriebene Schema führt den lokalen Abfluß von den einzelnen Gitterpunkten den Kontinenträndern so zu, daß die Oberflächenflüsse realistisch beschrieben werden. Dieses Schema stellt somit ein wichtiges Bindeglied zwischen Atmosphäre- und Ozean-Modellen dar.

2 Das Transportschema

Das Oberflächenabfluß-Modell wurde durch ein lineares Advektionsschema realisiert. Der Wasserinhalt $W_{j,i}$ [m^3] ist an jedem Gitterpunkt gegeben durch

$$\frac{\partial W_{j,i}}{\partial t} = ADV_{j,i} + R_{j,i} - S_{j,i}. \quad (1)$$

Dabei sind j und i der zonale bzw. meridionale Index der Gitterbox. $ADV_{j,i}$ bezeichnet die Advektion von Wasser in die Box (j,i) , $R_{j,i}$ ist der lokale Abfluß der Box (j,i) (Residuum aus Niederschlag, Verdunstung und Speicherung im Erdboden), $S_{j,i}$ ist der Eintrag in den Ozean. Dabei ist

$$S_{j,i} = \begin{cases} 0 & \text{für Landpunkte,} \\ ADV_{j,i} & \text{für Ozeanpunkte,} \end{cases}$$

so daß $S_{j,i}$ nur für Ozeanpunkte unmittelbar an den Küsten ungleich null ist. Die Advektion

wird in einer "upstream"-Formulierung behandelt, wobei die Advektionsraten u und v abhängig sind von der Steigung der Orographie:

$$u_{j,i} = \frac{c}{\Delta x} \left[\frac{\tilde{h}_{j,i} - \tilde{h}_{j+1,i}}{\Delta x} \right]^\alpha, \quad (2)$$

$$v_{j,i} = \frac{c}{\Delta y} \left[\frac{\tilde{h}_{j,i+1} - \tilde{h}_{j,i}}{\Delta y} \right]^\alpha. \quad (3)$$

$\tilde{h}_{j,i}$ bezeichnet eine modifizierte Orographie, die für große Höhen der spektral angepaßten Orographie des Modells, für kleine Höhen der beobachteten Orographie entspricht. Δx und Δy sind die zonalen bzw. meridionalen Gitterpunkt-abstände. c und α sind empirisch bestimmte Konstanten.

3 Oberflächenflüsse in ECHAM-2

Unser Schema der Oberflächenflüsse wurde auf die lokalen Abflußraten des atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM-2 (in T21 Auflösung) angewendet. Die Oberflächenflüsse wurden für eine 20 Jahre lange Kontrollsimulation mit klimatologisch vorgegebenem Jahresgang der Meeresoberflächentemperatur bestimmt.

Abb. 1 zeigt den klimatologischen Mittelwert des Abflusses in den Ozean ($S_{j,i}$ [m^3s^{-1}]) für die Monate März, Juni, September und Dezember. Deutlich treten die Mündungen der großen Flüsse wie z.B. Amazonas, Jangtsekiang oder Mackenzie hervor. Im Juni ist der Eintrag in das nördliche Polarmeer wegen der sibirischen Schneeschmelze besonders groß. Große Wassereinträge wegen des südost-asiatischen Sommermonsuns sind im September erkennbar.

Exemplarisch zeigt Abb. 2 für die Lena den mittleren simulierten Jahresgang des Abflusses im Vergleich zu Beobachtungen.

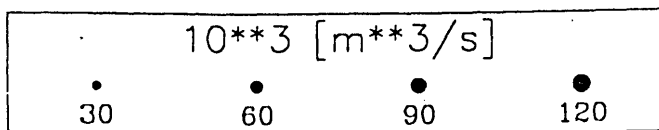
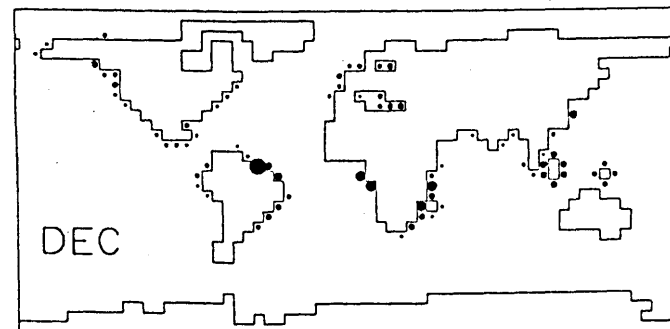
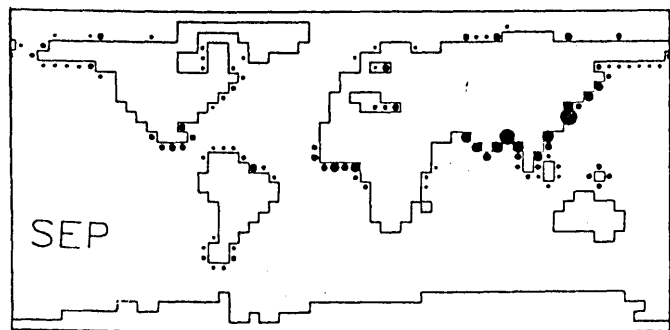
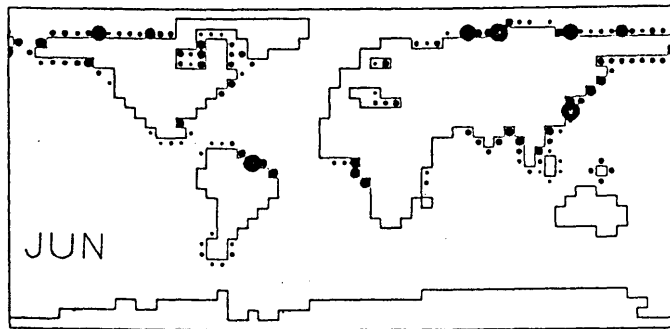
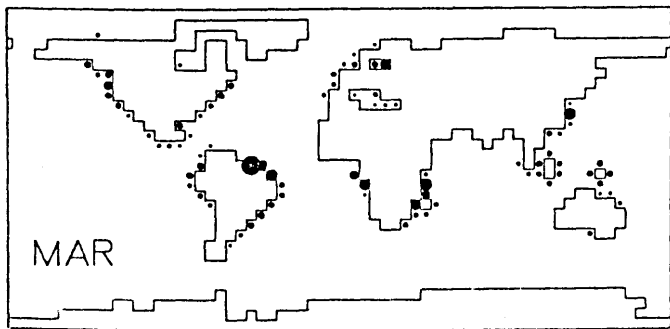


Abbildung 1: Simulierter klimatologischer Wassereintrag in den Ozean für März, Juni, September und Dezember. Die Fläche der Punkte ist proportional zum Wassereintrag.

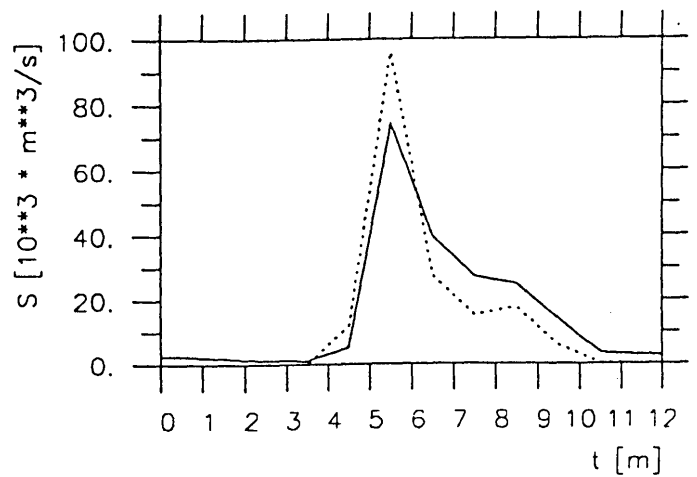


Abbildung 2: Simulierter (ECHAM-2, punktiert) und beobachteter (Global Runoff Data Center, ausgezogen) Wassereintrag der Lena.

4 Schlußbemerkungen

In den Hamburger CO₂-Szenarienrechnungen mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell ECHAM-1/LSG wurde unser Abflußschema interaktiv eingesetzt.

Unser Schema ist lediglich von der Modellauflösung und der Modellorographie abhängig. Die Bestimmung der Abflußraten ist weitgehend objektiv. Der numerische Code ist vektorisiert. Daher läßt sich das Schema leicht auf andere globale Modelle übertragen. Auch der Einsatz in einem mesoskaligen Modell ist denkbar.

Literaturhinweis

SAUSEN, R., S. SCHUBERT and L. DÜMENIL, 1991: A model of the river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models. Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, *Large Scale Atmospheric Modelling Report No. 9*.

EXTREMWERTSTATISTIK FÜR KLIMASIMULATIONEN

Martin Windelband¹⁾, Robert Sausen²⁾ und Ulrich Cubasch³⁾

¹⁾ Met. Inst., Universität Hamburg, Bundesstr. 55, W-2000 Hamburg 13

²⁾ DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, W-8031 Oberpfafenhoffen

³⁾ MPI für Meteorologie, Bundesstr. 55, W-2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Die Erhöhung des anthropogenen Anteils der Treibhausgase in der Atmosphäre führt — wie zahlreiche Simulationen zeigen — zu einem neuen mittleren Klima. Da ausführliche Studien zur veränderten Variabilität der klimarelevanten Größen fehlen, wird über die Folgen für die Menschheit, Umwelt, Agrar- und Volkswirtschaft sowohl in der Öffentlichkeit als auch unter Wissenschaftlern viel spekuliert. Mit Hilfe der Extremwertstatistik wird am Beispiel des bodennahen Windes (10m) und der Temperatur (2m) die Veränderung der Extremwerte quantifiziert.

2 Klimasimulationen

Als Grundlage dieser Untersuchung dienen die Hamburger Klimaänderungsexperimente mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell (Cubasch et al., 1991). In diesem Experiment wird der Einfluß einer veränderten CO₂-Konzentration auf das globale Klima untersucht. Im einzelnen werden folgende vier Szenarien angenommen: „1 × CO₂“ (Kontrollexperiment), „2 × CO₂“ sowie die IPCC-Szenarien A und D (Houghton et al., 1990). Die hier angewendete Extremwertstatistik beschränkt sich auf die letzte Dekade des Simulationszeitraumes (Jahre 91 – 100) der Experimente „1 × CO₂“ und Szenario A.

3 Methode

An jedem Modellgitterpunkt werden die täglichen Extrema der zu untersuchenden Größe berechnet und je nach Fragestellung bezüglich eines dazugehörigen Schwellwertes einer Häufigkeitsanalyse unterzogen.

4 Ergebnisse

Am Beispiel der 10m-Windgeschwindigkeit und der 2m-Temperatur wird die Extremwertstatistik hier angewendet. Dabei ist zu beachten,

daß bei diesen Simulationen der numerische Zeitschritt 40min beträgt und die räumliche Auflösung der Daten bei ca. 1000km liegt.

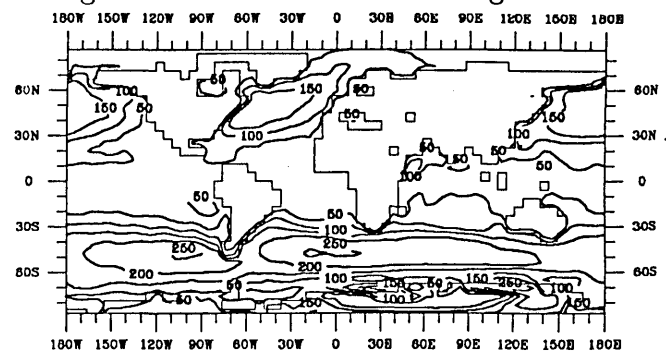


Abbildung 1a: Mittlere Anzahl der Tage pro Jahr, an denen das Maximum des Bodenwindes 10m/s im Kontrollexperiment überschreitet (Zeitraum: Jahre 91 – 100).

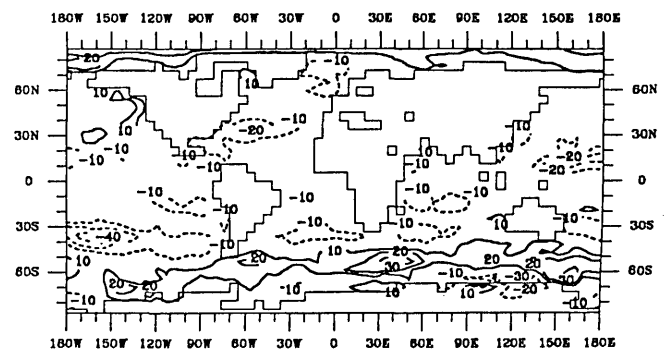


Abbildung 1b: Wie Abb. 1a, jedoch Änderung zwischen Szenario A und Kontrollexperiment.

4.1 Sturmhäufigkeit

Abbildung 1a zeigt die mittlere Anzahl der Tage pro Jahr mit einer maximalen Bodenwindgeschwindigkeit über 10m/s. Abbildung 1b stellt die Änderung zwischen dem Szenario A und dem „1 × CO₂“-Kontrollexperiment dar. Dabei wird deutlich, daß hohe Windgeschwindigkeiten in den Tropen und in den mittleren nördlichen Breiten mit Anstieg des CO₂'s seltener werden. Lediglich in der Arktis ist eine Häufigkeitszunahme festzustellen. In den südlichen mittleren Breiten verlagert sich das Häufigkeitsmaximum um etwa

5° – 10° polwärts. Diese Resultate sind konsistent mit den Veränderungen der Zyklonenaktivität (Sausen et al., 1992).

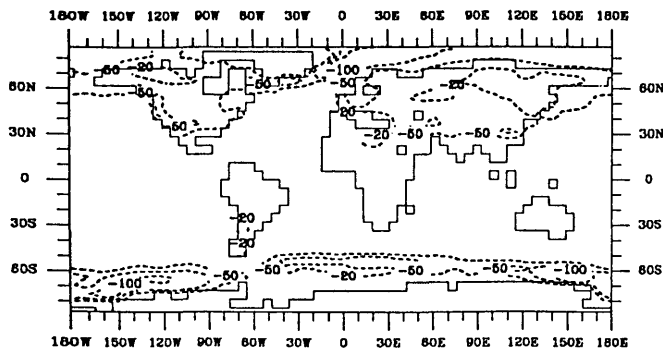


Abbildung 2a: Änderung der mittleren Anzahl der Frosttage pro Jahr (Szenario A - Kontrollexperiment für den Zeitraum 91 - 100).

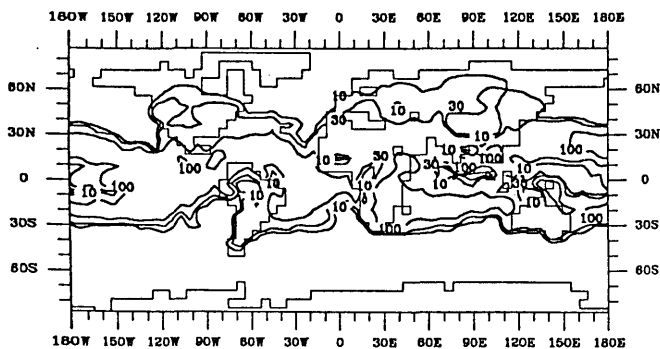


Abbildung 2b: Änderung der mittleren Anzahl der Sommertage pro Jahr (Szenario A - Kontrollexperiment für den Zeitraum 91 - 100).

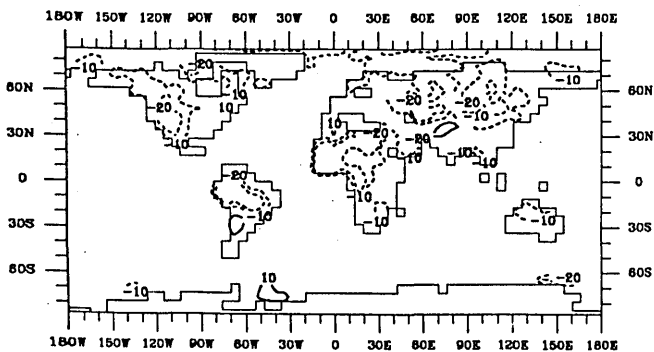


Abbildung 2c: Änderung der mittleren Anzahl der Tage pro Jahr, an denen der Tagesgang der Temperatur mehr als 10°C beträgt (Szenario A - Kontrollexperiment für den Zeitraum 91 - 100).

4.2 Temperaturextrema

In Abbildung 2a wird die Änderung der mittleren Häufigkeit von Frosttagen ($T_{2m(min)} \leq 0^\circ\text{C}$) zwischen Kontrollexperiment und Szenario A dargestellt. Entsprechend zeigt Abb. 2b die Änderung für die Temperatur ($T_{2m(max)} \geq 25^\circ\text{C}$) — in Europa werden diese Tage auch als Sommertage bezeichnet. Beide Abbildungen bestätigen die Ver-

mutung, daß bei einer globalen Erwärmung die Häufigkeit von Frosttagen ab- und die der „Sommertage“ zunimmt. Das Verhalten des Tagesganges ($T_{2m(max)} - T_{2m(min)}$), wenn Frosttage seltener und gleichzeitig Sommertage häufiger werden, zeigt Abb. 2c. Danach nimmt die Variabilität des Tagesganges ab. Als mögliche Ursachen kommen sowohl der erhöhte Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre als auch eine Zunahme der Bewölkung in Frage.

5 Ausblick

Die Anwendungsmöglichkeiten der Extremwertstatistik konnten an dieser Stelle nur angedeutet werden. Im Hinblick auf eine umfassendere Analyse der Klimasimulationen eignet sich dieses Verfahren auch zur Bestimmung der Länge von Frostperioden sowie frostfreier Episoden, aber auch zur Ermittlung von Kälte- und Wärmesummen. Alle diese Fragen sind unter agrar- und volkswirtschaftlichen Aspekten von großer Bedeutung.

Literaturverzeichnis

- CUBASCH, U., K. HASSELMANN., H. HÖCK, E. MAIER-REIMER, U. MIKOLAJEWISCH, B.D. SANTER UND R. SAUSEN, 1991: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 67, Hamburg*, 18 pp
- HOUGHTEN, J.T., G.J. JENKINS AND J.J. EPHRAUMES (EDS.), 1990: The IPCC scientific assessment. *Cambridge University Press, Cambridge*, 365 pp
- SAUSEN, R., W. KÖNIG UND F. SIELMANN, 1992: Objektive Identifikation individueller Zyklonen und Blockierungen. *Annalen der Meteorologie (Neue Reihe)*

AUSWIRKUNGEN EINER POLYNJA AUF DIE ZIRKULATION
IM ECHAM-T21 GCM:
EIN ARKTISCHES UND EIN ANTARKTISCHES EXPERIMENT

R. Glowienka-Hense

Meteorologisches Institut Bonn

Auf dem Hügel 20

5300 Bonn

In zwei Experimenten wird die Rückwirkung einer arktischen und einer antarktischen eisfreien Region innerhalb der Meereiszone (Polynja) auf die großräumige Zirkulation untersucht. Die antarktische Modellpolynja liegt in der Weddellsee in etwa an der Stelle der in den Jahren 1974-76 beobachteten Polynja. Die arktische Modellpolynja liegt östlich von Novaya Zemlya im Bereich der sibirischen Schelfpolynjas. Die arktische Polynja hat eine Fläche von 850000 km² bei 13 Modellgitterpunkten, während die Fläche der polferner gelegenen antarktischen Polynja 2135000 km² bei 15 Modellgitterpunkten ist.

Während der lokale Effekt der Polynjas in beiden Experimenten vergleichbar ist, ergeben sich ganz unterschiedliche Änderungen auf der hemisphärischen Skala sowohl in den mittleren als auch in den synoptischen Größen. Insbesondere nimmt der mittlere polwärtige Wärmefluß durch synoptische Wirbel im Fall der arktischen Polynja ab, während er durch die antarktische Polynja verstärkt wird. Die Verringerung des meridionalen Wärmeflusses im Fall der arktischen Polynja geht mit einer Reduktion der eddykinetischen Energie in der gleichen Region einher, während die weit drastischere Zunahme im Fall der antarktischen Polynja mit keiner entsprechenden Veränderung der eddykinetischen Energie verbun-

den ist. Dies bedeutet, daß im Fall der arktischen Polynja barotrope und barokline Instabilität reduziert wurden. Die größere antarktische Polynja hat dagegen zu einer Verstärkung der baroklinen Instabilität geführt und die barotrope Instabilität nicht signifikant beeinflußt.

EIN KONZEPTIONELLES MODELL FÜR DIE TROPISCHE ATMOSPHERE

Michael Lambrecht
Klaus Lessmann
Meteorologisches Institut der Univ. Bonn

Die atmosphärische Zirkulation wird durch die stark positive Netto-Energiebilanz der tropischen Atmosphäre aufrechterhalten. Aufgrund des Energiedefizits der mittleren und höheren Breiten wird daher ständig Energie aus den Tropen in die Außertropen transportiert. Allerdings bestehen bisher noch kaum gesicherte Kenntnisse darüber, welche Mechanismen bei der Energieübertragung von den Tropen in die Extratropen vorherrschen. Bisherige Studien zu diesem Thema verwendeten meist lineare Theorien mit zonal gleichförmigen Grundströmungen. Untersuchungen der letzten Jahre [ITOH und GHIL (1988), GARCIA und SALBY (1987)] legen jedoch den Schluß nahe, daß die wichtigen Mechanismen der meridionalen Ausbreitung tropischer Anomalien nichtlinearer Natur sind; offensichtlich unterschätzen die linearen Theorien eine Beeinflussung der Außertropen durch die tropischen Zirkulationsstörungen. Über die genaue Art der Ausbreitungsmechanismen besteht aber noch keine einheitliche Theorie. Lediglich eine Hypothese kann – unterstützt durch Datenanalysen – als relativ gut abgesichert gelten: die Signalübertragung verläuft nicht gleichmäßig, sondern vielmehr in zeitlich abgegrenzten Schüben (Intermittenzhypothese).

Um Modellvorstellungen zu diesem Thema validieren zu können, wird ein hydrostatisches, anelastisches, konzeptionelles Modell für die tropische Atmosphäre entwickelt, das auch orographische Effekte berücksichtigen soll. Dabei werden gleichzeitig spektrale und Gitterpunktmethoden angewendet: in zentraler Richtung werden die Variablen in (vorläufig) 16 Fourierkomponenten zerlegt, während meridional und vertikal auf einem Arakawa-C-Gitter modelliert wird. Diese Modellstruktur ermöglicht es einerseits, die zonalen dominanten Moden relativ leicht zu modellieren und zu analysieren, andererseits, die Anforderungen an die nördlichen und südlichen Mo-

dellränder – Information muß am Rand ungestört aus dem Modellgebiet hinauslaufen können – am besten zu realisieren. Solche Randbedingungen lassen sich mit spektralen Methoden nur schwer realisieren.

Besonderes Augenmerk muß bei der Konzeption eines solchen Modells auf die möglichst minimale numerische Dispersion des verwendeten Advektionsverfahrens gelegt werden. Viele Verfahren haben die Eigenschaft, ein vorgegebenes Wellenpaket im Laufe der Integrationszeit entweder numerisch auseinanderlaufen zu lassen, weil sie nicht genügend phasentreu sind, oder aber es stark abzdämpfen (GADD 1978). Eine Mischung aus (Gadd-modifiziertem) Lax-Wendroff- und Adams-Bashforth-Verfahren wird vorgestellt, das zwar während der ersten Zeitschritte eine Dämpfung eines Signals bewirkt, aber bezüglich der Phase überraschend gute Eigenschaften zeigt.

Das so erstellte Programmpaket soll als Grundlage für Untersuchungen der Zirkulation zwischen 40 Grad Süd und 40 Grad Nord und in einer zeitlichen Skala von 100 bis 200 Tagen dienen. Erst eine geeignete Parametrisierung von Feuchteprozessen sowie die Berücksichtigung von Grenzschichteffekten wird es allerdings ermöglichen, Aussagen über die Mechanismen des meridionalen Energietransports zwischen Tropen und Extratropen zu machen.

LITERATUR :

- GADD, A.J.: A num. scheme with small phase speed errors, *Quart.J.R.Soc.* 104 (1978), S.583-594
GARCIA, R.R., SALBY, M.L.: Transient response to localized episodic heating in the tropics, *J. Atmos. Sci.* 44 (1987)
ITOH, H., GHIL, M.: The generation mechanism of mixed Rossby-gravity-waves in the equat. atm., *J. Atmos. Sci.* 45 (1988), S.585-604

EIN SCHNEEDECKENMODELL FUER GLOBALE ANWENDBARKEIT

Bettina Loth

Max - Planck - Institut für Meteorologie Hamburg

1 Einführung

Mitte der siebziger Jahre kristallisierte sich heraus, daß die Schneedecke neben den Gletschern ein guter Indikator für Klimaschwankungen ist (FLOHN, 1974). Desweiteren wurde gezeigt, daß Schneeanomalien klein- und großskalige Klimaveränderungen anregen sowie als Bindeglied in lokalen und globalen Rückkopplungsprozessen wirken können (WALSH et al., 1985; HEIM und DEWEY 1984; DEWEY, 1987; BARNETT et al., 1988; GRAF, 1989). Schneedecken weisen dabei die Spezifik auf, je nach der Dauer ihres Auftretens Integrator winterlicher oder länger andauernder Störungen zu sein.

Angesichts der hohen Empfindlichkeit des Klimasystems auf Schnee, ist es notwendig, in numerischen Langzeitstudien ein Schneemodell zu verwenden, das die Wechselwirkung des Schnees mit der Atmosphäre und dem Boden sowie die schneeeinternen Prozesse relativ exakt widerspiegelt. Existierende Schneemodelle beschreiben die Schneedecke entweder in stark vereinfachter Form (Vernachlässigung der Alterungsprozesse, keine Betrachtung der Flüssigwasserretention und der Wasserdampfdiffusion, unrealistische Simulation der Albedoänderung) oder sind sehr rechenintensiv (explizite oder iterative Verfahren).

In diesem Artikel wird ein mehrschichtiges Schneemodell vorgestellt, das auf der Grundlage von Energie- und Massenbilanzen arbeitet und alle im Lebenszyklus einer Schneedecke wichtigen Prozesse berücksichtigt. Durch die Vermeidung eines Iterationsverfahrens wird der Rechenaufwand gering gehalten. Außer die auf der Physik der Prozesse beruhenden Parametrisierungen wurden keine weiteren in das Modell eingeführt. Dadurch wird eine globale Anwendbarkeit offengehalten.

2 Modellphysik

Im Modell wird Schnee als eindimensionales System mit der Vertikalkoordinate z betrachtet, das sich

aus den drei Phasen des Wassers (Eis, Flüssigwasser und Wasserdampf) und Luft zusammensetzt. Eingangsdaten sind die Luft- und Taupunkttemperatur, der bodennahe Luftdruck, die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, der Gesamtbedeckungsgrad, die Wolkengattung der einzelnen Niveaus, die Niederschlagsmenge und die Bodentemperatur in 5 cm Tiefe. Zusätzlich werden Globalstrahlungsdaten oder geographische Daten (geographische Breite und Länge, Höhe über NN, Hangneigungswinkel und -richtung, Horizontabschattung) benötigt. Als interne Prozesse werden die Temperatur- und Wasserdampfdiffusion, die Extinktion der kurzwelligen Strahlung innerhalb der Schneedecke, die Flüssigwassertransmission und die Alterung simuliert. Zu den Randbedingungen zählen der kurz- und langwellige Strahlungshaushalt an der Schneeoberfläche, die turbulenten Wärmeströme, der Bodenwärmestrom, der Niederschlag und der turbulente Wasserdampfstrom.

Die numerische Formulierung erfolgt in finiten Differenzen. Der Simulationszeitschritt beträgt 2 Stunden. Die Schneedecke wird schichtenweise analysiert, wobei sich die Anzahl der Schichten nach der Struktur der Schneedecke richtet. Die Mindestanzahl ist 2. Eine Schneedecke wird vernachlässigt, falls ihre Höhe unter 1 mm liegt. Die von der Oberflächentemperatur der Schneedecke abhängigen Energieflüsse sind implizit ins Modell eingebaut worden.

3 Simulationsergebnisse

An diesem Modell durchgeführte Sensitivitätsuntersuchungen dokumentieren ein physikalisch realistisches Verhalten des Modells in Niederschlagsperioden (sowohl bei positiven als auch bei negativen Lufttemperaturen), in Zeitintervallen mit relativ tiefen Lufttemperaturen und während der Schmelze.

Sehr sensibel reagiert das Modell auf das Grenzkriterium Schnee-Regen. Gegeneinander getestet

wurden eine Feuchttemperatur von 1°C , eine Lufttemperatur von 0°C und eine Häufigkeitsverteilung der Phasenzustände in Abhängigkeit der bodennahen Lufttemperatur nach WILHELM (1975). Unter alleiniger Angabe von Bodenwerten kann eine richtige Bestimmung des Phasenzustandes des Niederschlages jedoch nicht garantiert werden.

Für die Albedo wurden verschiedene Ansätze geprüft. Ins Modell wird die Berechnung nach GRAY und LANDINE (1987) über eine Zeitfunktion übernommen. Die Abhängigkeit der Albedo von der Sonnenhöhe wird berücksichtigt, falls diese kleiner als 30° ist. Schneefall führt zu einer Erhöhung der Albedo, falls die Neuschneehöhe größer als 0.5 cm ist. Diese Annahme verhindert das unrealistische sprunghafte Anwachsen der Albedo auf die Neuschneecalbedo bei geringen Niederschlagsmengen.

Die turbulenten Wärmeströme werden im Modell über einen Bulkansatz berechnet. Der Vergleich der Simulationsergebnisse mit denen, die mit der Monin-Obukhovschen Ähnlichkeitstheorie gewonnen wurden, zeigt unwesentliche Abweichungen in der Schneedeckenentwicklung.

Langzeitintegrationen mit Daten der Säkularstation Potsdam für 6 Winter (1975-1980) ergaben ohne lokale Anpassung der Parametrisierungen eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den simulierten und gemessenen Werten der Schneehöhe und des Wasseräquivalents. Schwierigkeiten traten in Zusammenhang mit der Bestimmung des Phasenzustandes des Niederschlages auf. Weiterhin wird das Retentionsvermögen des Schnees etwas überschätzt, so daß das Wasseräquivalent zu große Werte annimmt.

4 Zusammenfassung

Die Sensitivität des Klimasystems bezüglich einer Schneedecke erfordert für klimatologische Untersuchungen ein Schneemodell, das die physikalischen Vorgänge innerhalb des Schnees und die Randbedingungen sehr genau beschreibt. Das entwickelte Schneedeckenmodell simuliert alle auftretenden internen Prozesse, wobei in Langzeitintegrationen mit Potsdamer Daten eine gute Übereinstimmung zwischen den Beobachtungswerten und den Modellergebnissen erzielt worden ist. Iterative Lösungsverfahren und lokale Parametrisierungen wurden vermieden. Damit erweist sich das Modell als günstig für globale und langzeitige Analysen. Zu prüfen

ist die Anwendbarkeit in verschiedenen Klimaregionen. Außerdem wird die Wahl eines nicht nur von Bodenwerten abhängigen Schnee-Regen-Kriteriums empfohlen.

5 Referenzliteratur

- BARNETT,T.P.;DÜMENIL,L.;SCHLESE,U.;ROECKNER,E.,LATIF,M.: The Effect of Eurasian Snow Cover on Regional and Global Climate, Large Scale Modelling Report N° 5, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 1988.
- DEWEY,K.F.: Satellite-Derived Maps of Snow Cover Frequency for the Northern Hemisphere, J. Clim. Appl.Met.26(1987), S.1210-1229
- FLOHN,H.: Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation, Quat. Res. 4(1974), S.385-404
- GRAF,H.F.: Response of the T21-Atmosphäre to a North-Polar global Radiation Deficit, in: Climate Simulations with the ECMWF T21 model in Hamburg, Part III : Diagnosis of response Experiments, Large Scale Atmospheric Modelling Report N° 7, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 211-232, 1989.
- GRAY,D.M.;LANDINE,P.G.: Albedo model for shallow prairie snow covers, Can. J. Earth Sci. 24(1987), S.1760-1768
- HEIM,R.;DEWEY,K.F.: Circulation patterns and temperature fields associated with extensive snow cover on the North American continent, Physical Geography, 4(1984),S.66-85
- WALSH,J.E.;JASPERSON,W.H.;ROSS,B.: Influences of Snow Cover and Soil Moisture on Monthly Air Temperature, Mon. Wea. Rev. 113(1985), 756-768.
- WILHELM,F.: Schnee- und Gletscherkunde, Berlin * New York, 1975.

Parameterisierung der Turbulenz in einer bewölkten Grenzschicht

Sabine Brinkop

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg,
Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13, FR Germany

1 Einleitung

Die Bildung und Auflösung von Grenzschichtwolken ist von globaler Bedeutung für das Klima. Grenzschichtwolken besitzen wegen ihres großflächigen und langzeitlichen Auftretens einen großen Einfluß auf die planetare Albedo und auf die Energiebilanz der Erde. Die Wechselwirkung der Grenzschichtwolken mit ihrer Umgebung, die ihre Bildung und Auflösung stark beeinflusst, wird jedoch in globalen Modellen der Atmosphäre im allgemeinen nicht berücksichtigt. Diese Vernachlässigung führt zu Fehlern in der Temperaturschichtung.

Es wird ein Verfahren vorgestellt, das die Wechselwirkung zwischen Turbulenz und Wolke berücksichtigt und zu einer realistischen Simulation bewölkter Grenzschichten führt.

2 Modell

Die Modellrechnungen wurden mit einer eindimensionalen Version des ECHAM-Klimamodells (Modell des European Center for Medium Range Weather Forecasts, Hamburger Version) gemacht, das Grenzschicht-, Strahlungs- und Wolkenprozesse berücksichtigt. Die operationell verwendete Parameterisierung der Vertikaldiffusion erfolgt nach einem Ansatz von Louis (1979) im Rahmen eines K-Modells (Schließung 1. Ordnung, Modell 1). Der Diffusionskoeffizient ist abhängig von der Windscherung $|\frac{\Delta V}{\Delta z}|$, dem Quadrat der Mischungsweglänge l und einer Funktion der Richardsonzahl $f(Ri)$. Die Parameterisierung der Mischungsweglänge geht auf einen Ansatz von Blackadar (1962) zurück.

Die einfachste Möglichkeit das Modell so zu verändern, daß die Effekte von Grenzschichtwolken berücksichtigt werden können, ist die Verwendung von Variablen, die bei Wolkenprozessen konservativ sind (Louis modifiziert, Modell 2). Auf einen Ansatz von Betts (1973) zurückgehend, werden an Stelle der Variablen potentielle Temperatur θ und Wasserdampfmischungsverhältnis

q die Größen potentielle Flüssigwassertemperatur θ_L und totale Feuchte q_t eingeführt. Sie sind definiert als:

$$\theta_L = \theta - \frac{L}{c_p T} q_L \quad \text{und} \quad q_t = q + q_L$$

L ist die Verdampfungswärme, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und q_L das Flüssigwassermischungsverhältnis.

In einem weiteren Schritt wurde neben den Variablen auch der Schließungsansatz verändert (Modell 3), um die Wechselwirkung zwischen der Wolke und den turbulenten Prozessen in der Grenzschicht besser zu berücksichtigen. Die Parameterisierung der Vertikaldiffusion in Modell 3 erfolgt über die Schließung der Reynolds-Gleichungen mit dem K-Ansatz nach Prandtl und Kolmogorov (K-l-Modell, turbulente kinetische Energieschließung [TKE]).

$$K = l c \sqrt{E}$$

c ist eine empirische Konstante mit dem Wert $c = 0.516$. Die Energie E wird über die Lösung einer prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie berechnet.

Um den Effekt stabiler Schichtungen in der Mischungsweglänge berücksichtigen zu können, wurde der Blackadar-Ansatz erweitert. Der Einfluß der stabilen Schichtung wird über die Brunt-Vaisala Frequenz berücksichtigt.

3 Ergebnisse

Alle Modelle wurden nach der Initialisierung mit Beobachtungen einer wolkenbedeckten Grenzschicht bis zu einem quasi-stationären Zustand gerechnet.

Ohne Berücksichtigung des Wolkeneffekts auf die turbulenten Vertikaltransporte simuliert die eindimensionale Version des Hamburger Klimamodells ECHAM trotz vorhandener Wolke ein Temperaturprofil, das über die gesamte Grenzschicht eine leicht stabile Schichtung aufweist, während die Beobachtungen und die TKE-Schließung eine adiabatische Schichtung unterhalb der Wolke

und eine stabile Schichtung in der Wolke zeigen (Abb. 1). Dieses Ergebnis resultiert aus der Verwendung von nicht-konservativen Variablen (in diesem Fall die potentielle Temperatur und das Wasserdampfmischungsverhältnis) bei der Beschreibung der Grenzschichtprozesse, insbesondere der Formulierung der Richardsonzahl.

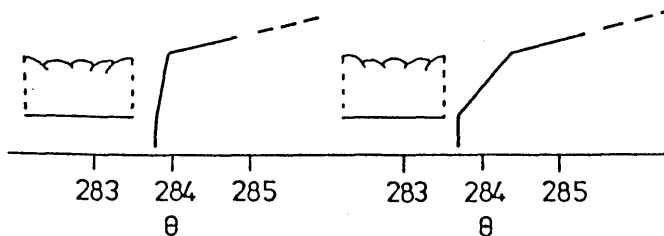


Abb. 1: Profile der potentiellen Temperatur [K] simuliert mit der TKE-Schließung (rechtes Bild) und mit der Schließung 1. Ordnung nach Louis (linkes Bild).

Da die Schließung nach Louis (Modell 1) die wolkenbedeckte Grenzschicht nur unzureichend simulieren kann, werden für die folgenden Untersuchungen nur noch die Ergebnisse von Modell 2 mit denen der TKE-Schließung verglichen. Der Unterschied in den beiden betrachteten Modellen besteht nur in der Art der Schließung (Schließung 1. und 1.5 facher Ordnung).

Der Vorteil der TKE-Schließung gegenüber der Schließung 1. Ordnung ist, daß es die turbulenten Flüsse an der Wolkenoberkante in der richtigen Größenordnung berechnet. Modell 2 unterschätzt im allgemeinen das Entrainment. Die Ursache hierfür liegt in dem nichtlinearen Anteil der TKE-Schließung (Diffusionsterm). Er bewirkt einen Transport von Energie aus Gebieten mit Energieproduktion (z. B. Wolken) in Gebiete mit stabiler Schichtung und vergrößert dort den Diffusionskoeffizienten. Der Diffusionskoeffizient in der Schließung 1. Ordnung hängt im wesentlichen von der lokalen Richardsonzahl ab, so daß bei stabiler Schichtung die turbulenten Transporte klein sind. Diese unterschiedliche Beschreibung der Physik in den beiden Schließungen kann einen deutlichen Einfluß auf den Flüssigwassergehalt in der Wolke und den Bedeckungsgrad und somit auf die Strahlungseigenschaften der Wolken haben.

Aufgrund des unterschätzten Entrainments in Modell 2 ist die Grenzschicht inklusive Wolken mit der freien Atmosphäre nur ungenügend ge-

koppelt. Tab. 1 zeigt die Ergebnisse einer Sensitivitätsstudie, in der das Wasserdampfmischungsverhältnis in der Schicht direkt über der Grenzschicht gegenüber einem Kontrolllauf verringert beziehungsweise vergrößert wurde. Das Modell mit der TKE-Schließung reagiert sensitiver auf die Veränderungen über der Grenzschicht als Modell 2. Die latenten Bodenflüsse in Modell 3 nehmen zu, wenn die Feuchte über der Grenzschicht verringert wird und umgekehrt. Dagegen verändert sich in Modell 2 der latente Wärme fluß am Boden nur geringfügig. Bildung und Auflösung der Stratocumulusbewölkung hängt stark von der Wechselwirkung der Wolke mit der Atmosphäre über der Grenzschicht ab. Deshalb ist es notwendig, bei der Parameterisierung von Grenzschichtwolken von einer lokalen Schließung zu einer nicht-lokalen Schließung überzugehen.

Louis mod. (Modell 2)					
q	b	LWC	S	L	P
4	90.7	0.25	12.7	53.7	1.53
6*	93.2	0.25	12.7	53.0	1.57
8	92.3	0.24	11.8	51.8	1.5
TKE (Modell 3)					
4	92.3	0.17	11.0	56.4	0.81
6*	93.6	0.21	11.0	52.6	1.16
8	92.6	0.22	10.3	49.6	1.27

Tab. 1: Modellparameter aus der Sensitivitätsstudie in der die Feuchtwerte q [g/kg] in der Schicht direkt über der Grenzschicht verändert wurden: b -Bedeckungsgrad [%], LWC-mittlerer Flüssigwassergehalt am Gitterpunkt [g/kg], S -sensibler Wärme fluß und L -latenter Wärme fluß am Boden [W/m^2], P -Regenrate [mm/Tag]. Der * kennzeichnet den Kontrolllauf.

Referenzen

- BETTS, A. K., 1973: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. R. Met. Soc.* 99, 178-196.
- BLACKADAR, A. K., 1962: The vertical distribution of wind and turbulent exchange. *J. of Geophys. Res.* 67, 3095-3102.
- LOUIS, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Lay. Meteorol.*, 17, 187-202.

Gerd Esser

Institut für Pflanzenökologie, Justus-Liebig-Universität Gießen

1 VEGETATION - KLIMA KOPPELUNG

Klima und Wetter stellen neben den Böden die wichtigsten Einflußgrößen (Elemente des Umweltvektors) für die Vegetation eines Ortes dar. Daher hat es auf biologischer Seite nicht an Versuchen gefehlt, die Vegetation anhand von Klimazonen zu klassifizieren (H. Walter 1962, 1968, 1976). Auf der anderen Seite gehen von der Vegetation Einflüsse auf das Klima aus, die durch den Strahlungshaushalt, Spurengashaushalt und Wasserhaushalt charakterisiert werden können. In Klimamodelle haben sie nur ansatzweise Eingang gefunden (Sellers et al. 1986, Pitman 1988, Dickinson et al. 1986, Henderson-Sellers 1990). Insbesondere fehlt bisher die Rückkoppelung Klima - Vegetation vollständig, ein für Klimaszenarien und transiente Modellierungen sehr gravierender Nachteil.

2 ANFORDERUNGEN AN MODELLE DER TERRESTRISCHEN BIOSPHÄRE

Die Verwirklichung der Koppelung Klima - Biosphäre hat daher hohe Priorität. Klimaforschung und Klimawirkungsforschung sind insofern eine untrennbare Einheit! Damit Biosphärenmodelle für eine Koppelung geeignet sind, müssen sie eine Reihe von Eigenschaften aufweisen:

2.1 Umfassende dynamische Beschreibung des terrestrischen Kohlenstoffhaushalts (CO_2 -Bilanz). Anthropogene Einflüsse durch Rodungen und andere Landnutzungsänderungen und Feuer sowie deren Sekundäreffekte müssen berücksichtigt werden (Esser 1991). Alle Prozesse müssen

von Klima- und Wetterelementen abhängig und, soweit diese Abhängigkeit unterschiedlich ist, auch auflösend modelliert werden. Dies gilt natürlich auch für die nachstehend aufgeführten Teilmodelle.

2.2 Dynamische Beschreibungen der N_2O und CH_4 Bilanzen der terrestrischen Biosphäre.

2.3 Beschreibung des Strahlungs- und Wasserhaushalts. Der momentane Zustand der Vegetation (physiologischer Zustand, Phänophase, Sukzessionsstufe) hat entscheidenden Einfluß auf die Wasserbilanz.

2.4 Vegetationsmodellierung. Alle bisher genannten Teilmodelle benötigen als Randbedingung Information über die Vegetation eines Ortes. Die Vegetation verändert sich allerdings selbst laufend als Folge von Klima- und Wettereinflüssen sowie menschlicher Eingriffe. Hier liegt die Ursache für positive Rückkoppelwirkungen zwischen Vegetation und Atmosphäre. Es ist daher sehr wünschenswert, die Vegetation aus dem Klima unter Berücksichtigung von Bodeneigenschaften und anthropogenen Einflüssen selbst abzuleiten. Solche Modelle sind im Ansatz verfügbar (Prentice et al. 1991) und in der Arbeitsgruppe des Autors bereits mit Modellen des Kohlenstoffhaushalts gekoppelt worden. Es ist wohlbekannt, daß Veränderungen der Randbedingungen, z. B. des Klimas, die Zusammensetzung der Vegetation selbst ändern und nicht zu bloßen Verschiebungen der Grenzen heutiger Vegetationseinheiten. Daher müssen diese

Modelle in der Lage sein, auch heute (noch) nicht vorhandene Pflanzengemeinschaften zu generieren. Erfolgversprechend scheint hier der Weg über sogenannte "ökologische Funktionstypen" (plant functional types). Ein solches Modell zu verwirklichen ist ein wichtiges Ziel des Projekts "Global Change and Terrestrial Ecosystems" (GCTE) des IGBP.

3 SCHWIERIGKEITEN

Alle genannten Modellansätze stützen sich auf (meist nichtlineare) Beschreibungen von Prozessen mit sehr unterschiedlichen typischen Zeitkonstanten ($10^2 - 10^{11}$ sec.). Dies erschwert die Koppelung der Teilmodelle untereinander und mit Klimamodellen (besser Wettermodellen bei Berücksichtigung kurzer Zeitkonstanten). Hier liegt eine der Hauptschwierigkeiten, die in der ökologischen Forschung in Zukunft zu überwinden sein werden. Modelle, die die relevanten klimaabhängigen Prozesse auflösen, werden sehr komplex und auch auf den derzeit besten Rechnern kaum mehr rechenbar. Andererseits führen Parameterisierungen wegen der großen räumlichen Heterogenität und Zusammenfassungen von Flüssen zu Bilanzgrößen wegen der unterschiedlichen Klimaabhängigkeit zu unangemessener Pauschalierung und damit zu falschen Ergebnissen, besonders bei transienten Fragestellungen.

4 LITERATUR

Dickinson, R.E.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P.; Wilson, M.F.: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community climate model. NCAR Technical Note -275+STR, Boulder Color. 1986.

Esser, G.: Osnabrück Biosphere Model: structure, construction, results. In: Esser, G.; Overdick, D. (eds.) Modern Ecology - Basic and Applied Aspects. Elsevier Sci. Publ. Amsterdam, London,

New York, Tokyo 1991, pp. 679-709.

Henderson-Sellers, A.: Evaluation for the continent of Australia of the simulation of the surface climate using the Biosphere/Atmosphere Transfer Scheme (BATS) coupled into a global climate model. *Climate Research* 1 (1990), 43-62.

Pitman, A.J.: A new land-surface scheme for use in general circulation models. Ph.D. thesis, Univ. Liverpool 1989.

Prentice, C.; Cramer, W.; Harrison, S.P.; Leemans, R.; Monserud, R.A.; Solomon, A.M.: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate (in Vorbereitung für *Journal of Vegetation Science*) 1991.

Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C.; Dalcher, A.: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.* 43 (1986), 505-531.

Walter, H.: Die Vegetation der Erde in ökologischer Betrachtung. I: Die tropischen und subtropischen Zonen (1962), II: Die gemäßigten und arktischen Zonen (1968). Gustav Fischer Verlag Jena.

Walter, H.: Die ökologischen Systeme der Kontinente (Biogeosphäre). Gustav Fischer Verlag Stuttgart New York 1976.

ZUM HYDROLOGISCHEN ZYKLUS - DIAGNOSTISCHE UNTERSUCHUNGEN ZU ÄNDERUNGEN VON
KOMPONENTEN DES HYDROLOGISCHEN ZYKLUS IM ZUSAMMENHANG MIT SCHWANKUNGEN ANDERER
KLIMAPARAMETER

Böhme, Wolfgang
Potsdam

1 EINFÜHRUNG

Ein wesentlicher Teil der Energie, die der Atmosphäre von der Sonne über die Erdoberfläche zur Verfügung steht, wird durch den atmosphärischen Zweig des hydrologischen Zyklus im Klimasystem umverteilt. Eine hinreichend zuverlässige großräumige, möglichst globale Diagnose des hydrologischen Zyklus wird aber schon durch die Schwierigkeiten der Niederschlagserfassung behindert. Vorhandene Möglichkeiten sollten dennoch festgestellt und genutzt werden.

2 SPEZIFISCHE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN NIEDERSCHLAGS- UND TEMPERATURVERHÄLTNISSEN IN EUROPA

Unter Verwendung eines von GUSTARD et al. (1989) zusammengestellten Datenmaterials über Schwankungen der Abflußverhältnisse in weiten Teilen Europas (32 Teilgebiete) wird mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% festgestellt, daß eine signifikante Korrelation zwischen einer Maßzahl für die jährliche Häufigkeit des Auftretens eines maximalen Abflusses über dem jeweiligen Medianwert und der Temperaturabweichung des 1.5 Jahre später folgenden Winters in Mitteleuropa besteht, die besonders bei merklich zu kalten Wintern deutlich wird. Eine Zunahme dieser Maßzahl über zwei aufeinanderfolgende Jahresabschnitte (über jeden der beiden Abschnitte) führt unter einer bestimmten, dann zumeist erfüllten Bedingung eineinhalb Jahre später

zu deutlich zu kalten Wintern über Mitteleuropa

3 EINORDNUNG VON NIEDERSCHLAGSREICHEN VERHÄLTNISSEN IN DEN GEMÄSSIGTEN UND HÖHEREN BREITEN DER NORDHALBKUGEL IN DER VERTEILUNG DER NIEDERSCHLAGSANOMALIEN ÜBER DIE VERSCHIEDENEN BREITEN

Aus den monatlichen Darstellungen der Verteilung wesentlich zu hoher bzw. zu niedriger (6. und 5. bzw. 0. und 1. Quantil) Monatsniederschlagssummen (JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1987 ff.) kann abgeleitet werden, daß niederschlagsreiche Verhältnisse über Europa (in einem größeren Gebiet, das das von GUSTARD (1989) untersuchte Gebiet einschließt) meist mit entsprechenden Verhältnissen über den gemäßigten und höheren Breiten der Nordhalbkugel gekoppelt sind und fast ausnahmslos mit wenigen Typen der Verteilung der extremen Niederschlagsverhältnisse über die verschiedenen Breitenzonen verbunden sind. Ein erster Haupttyp ist mit einem Minimum (erniedrigten Niederschlägen) in den Subtropen mit dem Schwerpunkt nördlich des thermischen Äquators, einem Maximum auf der Südhalbkugel zwischen 10° und 30° Süd und einem starken (aber leider nur auf wenigen Daten beruhenden) Minimum in höheren südlichen Breiten (40. - 60°Süd) verbunden. Die Verteilung ist etwa gegenüber dem thermischen Äquator antimetrisch. Im Mittel über alle Breiten weichen, wie im Falle ausgeglichener Gesamtbilanz zu erwarten

ist, die Verhältnisse wenig vom Normalen ab, und zwar gilt dies generell und für die weit überwiegende Mehrheit der Monate. Die Verhältnisse bei stärkeren Niederschlägen nördlich von 40°N hängen demnach bei diesem Haupttyp möglicherweise mit im Mittel verstärkten Aufstiegsbewegungen in diesem Bereich gegenüber verminderten Aufstiegsbewegungen (oder vermehrten Abstiegsbewegungen) in der Troposphäre um den thermischen Äquator sowie in höheren Breiten der Südhalbkugel zusammen. Insgesamt könnte eine mit solchen Verhältnissen stärkerer Niederschläge verbundene "Zusatz"-Komponente der Zirkulation in einer äquatorüberschreitenden Großzirkulationszelle bestehen, mit Absinken zum Südpol hin und Aufsteigen zum Nordpol hin. In einem etwas anders gelagerten Fall (März 91) waren die Anzeichen für eine solche äquatorüberschreitende Großzirkulation sehr deutlich. Ein zweiter Haupttyp zeigt für die Niederschlagsanomalien symmetrische Verhältnisse um den thermischen Äquator. In beiden polaren /gemäßigten Bereichen (Maximum zumeist in gemäßigten Breiten) sind übernormale Niederschläge vorhanden, um den thermischen Äquator in fast allen Fällen unternormale. Ein seltener Untertyp des symmetrischen Haupttyps ist eine positive Anomalie am thermischen Äquator. Dieser Untertyp wird außerdem durch weitere Maxima in den höheren Breiten und Minima bei 50°N und 30°S charakterisiert. Ein dritter, aber nur sehr seltener Typ ist eine Art Mischtyp, der außer in gemäßigten und höheren Breiten der Südhemisphäre dem symmetrischen Typ entspricht.

4 GLOBALE ÄNDERUNGEN DER VERTIKALEN UND MERIDIONALEN TEMPERATURVERTEILUNG IM FALLE VON ÜBER ZWEI JAHRE ZUNEHMENDEM NIEDERSCHLAGSREICHTUM ÜBER EUROPA

Die in TRENDS '90 (A.Boden et al., 1990) zusammengestellten langjährigen Reihen der jährlichen Mitteltemperaturen der verschiedenen Breitenbereiche und Höhengschichten der Atmosphäre wurden genutzt, um für 4 Fälle, in denen jeweils im Verlaufe von zwei aufeinanderfolgenden Jahren in Europa zunehmende Niederschlagsverhältnisse herrschten, der zeitlichen Änderung der Temperaturverteilung (meridional und vertikal) in der Atmosphäre zuzuordnen. Dabei wird ersichtlich, daß in beiden Jahren, in denen die Häufigkeit stärkerer Niederschläge zugenommen hat, (trotz der damit in die höheren Troposphärenschichten eingetragene Kondensationswärme) in jedem Jahr für sich genommen die Temperatur in der Troposphäre gering (um wenige Zehntel), aber fast überall abgenommen hat. Es hat den Anschein, als ob ein intensivierter hydrologischer Zyklus den durch die Erhöhung des Gehaltes an Wasserdampf in der Atmosphäre verstärkten Glashauseffekt zumindest partiell zu kompensieren vermag.

LITERATUR:

BODEN, A.B.; KANCIRUK, P.; FARELL, M.P.: TRENDS '90. A Compendium of Data on Global Change. Oak Ridge: Carbon Dioxide Information Center 1990.

GUSTARD et al.: Flow Regimes from Experimental and Network Data (FRIEND). 2.Vol. Wellingford, Oxon, UK: Institute of Hydrology 1989.

JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY: Monthly Report on Climate System III 1989 - VIII 1991.

WOLKENWASSER ÜBER DEM ATLANTIK - VERGLEICH ZWISCHEN KLIMAMODELLERGEBNISSEN UND MIKROWELLENFERNERKUNDUNG

Ute Hargens, Christoph Oelke, Eberhard Ruprecht, Clemens Simmer
Institut für Meereskunde, Kiel

E. Roeckner
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

Der Wassergehalt ist ein charakteristischer Parameter zur Beschreibung von Wolken und ihres Einflusses auf das Strahlungsfeld. Nachdem in früheren Jahren die Wolken in Klimamodellen vorgegeben und als konstant angenommen wurden, werden heute die einzelnen Wolkenparameter als abhängige Variable behandelt. Die so berechneten Felder z.B. vom Wolkenwasser können mit direkten Beobachtungen nicht verglichen werden, da der Wassergehalt keine der meteorologischen Größen darstellt, die routinemäßig beobachtet werden. Alleine Satellitenmeßverfahren, vor allem im Mikrowellenspektralbereich, liefern die Basis für die Ableitung großräumiger Felder. Der im Hamburger Klimamodell (ECHAM-T42) über dem Atlantik erzeugte Wolkenwassergehalt und Niederschlag wird mit Auswertungen von Messungen des SSM/I-Radiometers auf dem polarumlaufenden Satelliten DMSP verglichen.

Das Hamburger Klimamodell basiert in seiner Grundstruktur auf dem Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Diese sogenannte ECHAM-Version (ROECKNER et al., 1989) unterscheidet sich vom gegenwärtigen operationellen EZMW-Modell unter anderem durch eine geringere Auflösung und eine Modifikation der Wolken und der Strahlungsprozesse. Für die Berechnung von Wolken- und Niederschlagsprozessen wurde der Wolkenwassergehalt als prognostische Variable eingeführt (SUNDQVIST, 1978). Die Transportgleichung enthält außer den advektiven und horizontalen Transporten als Quellen- und Senkenprozesse auch Kondensation, Verdunstung und Niederschlagsbildung durch Autokonversion in Wasserwolken bzw. Sedimentation in Eiswolken. Die optischen Eigenschaften der Wolken werden als Funktion des Wolkenwassergehaltes und der Wolkendicke parametrisiert (STEPHENS, 1978). Die freien Parameter im Wolkenmodell wurden aufgrund der besser bekannten Strahlungsflüsse an die globalen Mittelwerte von ERBE angepaßt. Das Modell wurde über einen Zeitraum von 10 Jahren mit klimatologisch vorgeschriebener Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung (1979-1988) integriert. Für den Vergleich wird der Wolkenwassergehalt (LWP) für den Monat Oktober, gemittelt über 10 Jahre, verwendet (Abb. 1a).

Die in Kiel entwickelten Auswerteverfahren für die Mikrowellenmessungen wurden auf der Basis von multipler Regressionsrechnung aus Strahlungstransportrechnungen mit ca. 3000

Atmosphärenprofilen abgeleitet (SIMMER et al., 1989). Für die Bestimmung des LWP aus SSM/I-Messungen über dem Ozean wurde folgender Algorithmus entwickelt:

$$\text{LWP} = a_0 + a_1 \ln(280 - T_{37V}) + a_2 \ln(280 - T_{22V})$$

mit T_{ν} : Helligkeitstemperatur bei der Frequenz f
und vertikaler Polarisation

a_i : Regressionskoeffizienten

Mit diesem Algorithmus läßt sich der LWP mit einer Genauigkeit von ca. 35 g/m² bestimmen. Die Verwendung eines logarithmischen Zusammenhanges zwischen LWP und den Helligkeitstemperaturen folgt aus der Strahlungstransporttheorie.

Die Verifikation der aus Mikrowellenbeobachtungen bestimmten Wolkenwassergehalte erfolgte durch einen Vergleich der Ergebnisse von Satellitenmessungen mit denen bodengebundener Messungen. Dazu wurden die aus SSM/I-Messungen abgeleiteten Felder des LWP über der Nordsee verglichen mit den Ergebnissen der während des Internationalen Cirrus Experimentes (ICE'89) an Bord von Poseidon durchgeführten Messungen mit einem 33-GHz-Radiometer. Die Satellitenmessungen liefern den LWP mit einer räumlichen Auflösung von etwa 40 km. Die Auflösung des bodengebundenen Radiometers beträgt dagegen nur wenige Dekameter. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden deshalb die aus diesen Messungen bestimmten Zeitreihen des LWP über 40 Minuten gemittelt. Trotz der Unterschiede in der zeitlichen und räumlichen Auflösung beider Datensätze zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Die Abweichungen sind dabei geringer für relativ homogene großflächige Wolkengebiete als für Wolken, deren horizontale Ausdehnung klein ist gegenüber der räumlichen Auflösung des Satellitenradiometers.

Der Algorithmus wurde auf die SSM/I-Messungen vom Oktober 1987 über dem Atlantik angewendet (Abb. 1b).

Das Oktobermittel des Klimamodells stimmt in den groben Strukturen mit dem aus den SSM/I-Messungen abgeleitete Monatsmittel für den Oktober 1987 überein. So zeigen beide Felder hohe Wassergehalte in der ITCZ, im Bereich von Golfstrom und Brasilstrom und niedrige Werte östlich der Südspitze von Südamerika. Unterschiede bestehen dagegen vor allem in den höheren Breiten und in den Subtropen. Während die Mikrowellenergebnisse eine Abnahme des LWP nördlich von 50°N zeigen, liefert das Klimamodell in diesem Gebiet maximale Werte. In den Subtropen sind die Werte aus dem Klimamodell ins-

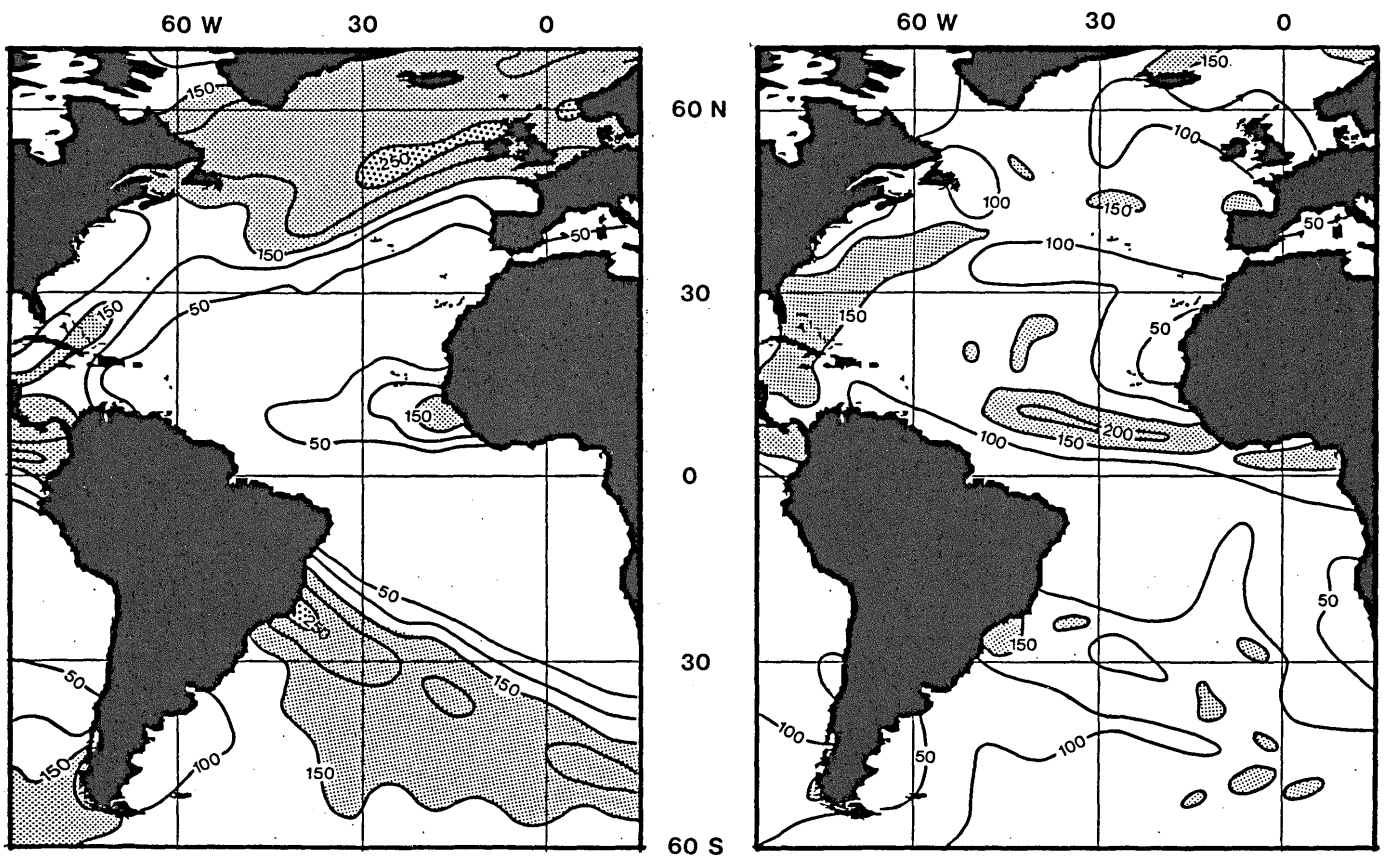


Abb.1: (a) Im Klimamodell erzeugter Wolkenwassergehalt (g/m^2) für den Monat Oktober (gemittelt über 10 Jahre).
 (b) Aus SSM/I-Messungen abgeleitetes Monatsmittel des LWP (g/m^2) über dem Atlantik für Oktober 1987.

besondere über dem Nordatlantik vergleichsweise niedrig. Da die Genauigkeit des aus Mikrowellendaten bestimmten LWP für Einzelmessungen etwa 35 g/m^2 beträgt, ist nicht auszuschließen, daß auch im Monatsmittel systematische Fehler in dieser Größenordnung vorkommen können, wodurch sich ein Teil der Differenzen in den Subtropen erklären ließe. Außerdem ist bei dem Vergleich zu berücksichtigen, daß die Ergebnisse des Klimamodells die Verhältnisse für einen mittleren Oktober wiedergeben, während das aus SSM/I-Messungen abgeleitete Monatsmittel nur für den Oktober 1987 gilt. Einige der Differenzen können deshalb vielleicht auch auf die Unterschiede zwischen den Oktobermitteln der einzelnen Jahre zurückgeführt werden. Diese Variabilität bleibt noch genauer zu untersuchen. Unwahrscheinlich ist allerdings, daß die Unterschiede in den höheren Breiten dadurch vollständig erklärt werden können. Hinzu kommt, daß der zur Auswertungen der SSM/I-Daten verwendete Algorithmus bei den in dieser Region vorherrschenden hohen Windgeschwindigkeiten eher zu einer leichten Überschätzung des LWP neigt. Auch der Eisanteil der Wolken, der von den Mikrowellenmessungen nicht erfaßt wird, im Klimamodell aber enthalten ist, kann nur einen kleinen Teil der Differenzen erklären. Ein möglicher Grund für die vergleichsweise hohen LWP-Werte des Klimamodells ist die Anpassung der Wolkenparameter durch den Vergleich der simulierten Strah-

lungsflüsse mit ERBE-Messungen. Da sich die optischen Eigenschaften von Wolken im sichtbaren und infraroten Spektralbereich bei hohen Wassergehalten nur noch wenig ändern, bleibt in diesem Bereich ein relativ großer Spielraum für die Parameter-Eichung. Zusätzliche Informationen soll ein Vergleich von Häufigkeitsverteilungen des LWP und deren regionaler Variabilität liefern.

LITERATUR

- ROECKNER, E.; DÜMENIL, L.; KIRK, E.; LUNKEIT, F.; PONATER, M.; ROCKEL, B.; SAUSEN, R.; SCHLESE, U.: The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). In G.J. Boer (ed): Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, 13 (1989), 7.1-7.4
- SIMMER, C.; HARGENS, U.; RUPRECHT, E.: Influence of cloud water distribution on the passive microwave retrieval of humidity. *Adv. Space Res.*, 9 (1989), S. 7149-7152.
- STEPHENS, G.L.: Radiation profiles in extended water clouds. 2. Parametrization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35 (1978), S. 2123-2132.
- SUNDQVIST, H.: A parametrization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 104 (1978), S. 677-690.

DER EINFLUSS VON HOHEN WOLKEN AUF DAS STRAHLUNGSFELD UND AUF DAS KLIMA DURCH ANALYSE VON SATELLITENDATEN

Franz H. Berger

Institut für Meteorologie, FU Berlin, Dietrich-Schäfer-Weg 6-10, D-1000 Berlin 41

Um den Einfluß der Wolken auf das Klima zu bestimmen, wurden in dieser Untersuchung NOAA-AVHRR Satellitendaten analysiert. Das Testgebiet ist die Nordsee, in dem im Oktober 1987 [7] und im September / Oktober 1989 [6] die beiden Internationalen Cirrus Experimente stattgefunden haben. Darüberhinaus wurden die Daten des IGBP-Vorexperimentes im Oktober 1990 berücksichtigt.

Der erste Schritt ist eine detaillierte Klassifizierung der Satellitendaten bezüglich unterschiedlicher Wolkenarten [1], vor allem aber unterschiedlich dicker hoher Wolken. Die verwendete Klassifikation beruht auf der Maximum-Likelihood Methode, bei der die Auswahl der Trainingsgebiete auf einem zwei-dimensionalen Histogramm basiert (plan. Albedo (CH-2), äquiv. Schwarzkörpertemperatur (CH-4)). Bei der Klassifikation selbst wurden zusätzlich die Informationen des AVHRR Kanal 1 genutzt. Aus Kompatibilitätsgründen zu NOAA-10 wurde auf die Daten des Kanals 5 verzichtet; die Daten des Kanals 3 werden für die Unterscheidung Schnee / Wolken mitberücksichtigt. Vergleicht man die Resultate der Wolkenklassifikation (79 Beobachtungstermine) mit synoptischen Beobachtungen, so wurden bei allen Wolkenarten gute Übereinstimmungen erzielt. Lediglich bei Mehrschichtwolken wurden in einigen Fällen die Wolkenuntergrenzen falsch erkannt.

Der nächste Schritt ist die Bestimmung der optischen Eigenschaften von hohen Wolken. Mit einem einfachen Strahlungstransfer-Schema wurden die vertikale Transmissionen von Cirruswolken für die beiden solaren AVHRR Kanäle berechnet. Dabei wurde für den AVHRR-Kanal 1 die Wasserdampf-Absorption vernachlässigt, während sie für den AVHRR-Kanal 2 berücksichtigt wurde. Als Vereinfachung wurden eine isotrope Reflexion an den Wolken, plan-parallele Wolken, eine plan-parallele Atmosphäre und eine isotrope Reflexion am Erdboden angenommen. Die vertikale Transmission im langwelligen Spektralbereich wurde nach Platt [5] bestimmt. Um diese Ergebnisse zu verifizieren, wurden sie mit Bodenmessungen (Radiometer, Lidar) und Flugzeugmessungen (Lidar) verglichen. Man erhielt für dünne hohe Wolken eine gute Übereinstimmung der Resultate.

Um den Einfluß der Wolken auf das Klima zu analysieren, wurden die Wolken-Klima Effizienzen berechnet. Dieser Index bezieht sich im Gegensatz zum Cloud Forcing [2] auf die klassifizierten Wolkenarten. Er gibt direkt die Aufheizung und die Abkühlung des Erde-Atmosphären Systems in Abhängigkeit unterschiedlicher Wolken an. Dieser Index hängt im solaren Spektralbereich stark von der geographischen Breite und von den unterschiedlichen Bodenabenden ab. Solche Abhängigkeiten treten im langwelligen Spektralbereich nicht auf. Mit Hilfe der Wolken-Klima

Effizienz kann ein Mittel über ein größeres Gebiet (z.B. eine Klimamodell Gitterbox) errechnet werden, wobei die Wolken-Klima Effizienz eines wolkenlos klassifizierten Pixel null ist. Dieses Mittel entspricht dem Cloud Forcing eines Gebietes. Für die untersuchten Beobachtungstermine im Oktober 1989 und 1990 resultieren daraus Aufheizungseffekte im Norden des Untersuchungsgebietes. Die Monatsmittelwerte wurden dann in einem ersten Versuch zur klimatologischen Interpretation des Cloud Forcings / der Wolken-Klima Effizienz mit Abweichungen vom langjährigen Mittel (z.B. relative Topographie 300 / 850 hPa, Bodentemperatur, ...) [3, 4] verglichen. Dieser Versuch zeigt, daß ein positives Cloud Forcing positiv mit einem Temperaturanstieg der mittleren Schichtdickentemperatur (300 / 850 hPa) korreliert.

Literatur

- [1] F.H. Berger. *Der Einfluß von hohen Wolken auf das Strahlungsfeld und auf das Klima durch Analyse von NOAA AVHRR-Daten*. PhD thesis, Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, 1991.
- [2] Charlock, T.P. and Ramanathan, V. The albedo field and cloud radiative forcing produced by general circulation model with internally generated cloud optics. *J. Atmos. Sci.*, 24(13):1408-1429, July 1985.
- [3] Geb, M. and Naujokat, B. Nordhemispärischer Klimabericht zum Oktober 1989. *Beilage zur Berliner Wetterkarte des Institutes für Meteorologie der Freien Universität Berlin*, 117/1989.
- [4] Geb, M. and Naujokat, B. Nordhemispärischer Klimabericht zum Oktober 1990. *Beilage zur Berliner Wetterkarte des Institutes für Meteorologie der Freien Universität Berlin*, 127/1990.
- [5] Platt, C.M.R., Reynolds, D.W., and Abshire, M.L. Satellite and Lidar observations of the albedo, emittance and optical depth of cirrus compared to model calculations. *Mon. Weather Rev.*, 108:195-204, 1980.
- [6] Raschke, E., Hennings, D., Seifig, R., and Quante, M., editors. *ICE - International Cirrus Experiment - 1989 Field Phase Plan*. Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, 1989.
- [7] J. Wirth, editor. *Internationales Cirrus Experiment - Field Phase 1987*. Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, 1988.

DER EINFLUSS VON WOLKEN AUF DIE STRAHLUNG AM ATMOSPÄRENOBERRAND BERECHNET MIT DEM ISCCP-WOLKENDATENSATZ

Christian Poetzsch-Heffter, Quanhua Liu, Eberhard Ruprecht, Clemens Simmer

Institut für Meereskunde, Kiel

1 Einleitung

Wolken stellen eine entscheidende Einflußgröße für den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre dar. Eine korrekte Schätzung dieses Haushaltes war bis heute nicht möglich, da die globale Verteilung der Wolken nicht genau genug bekannt war. Das Satellitenprojekt ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) hat diese Wissenslücke schon zum Teil geschlossen.

In dem Vortrag wird die am Atmosphärenoberrand austretende lang- und kurzwellige Strahlung behandelt. Beide Strahlungskomponenten werden mit Modellen berechnet. Der Zustand der Atmosphäre (Vertikalprofile der Temperatur, Feuchte und Ozon) und die Verteilung der Wolken werden aus dem ISCCP C1-Datensatz, vollständige Datenbeschreibung bei Rossow (1988), entnommen.

Mit den Ergebnissen wird der Effekt der Wolken auf die Strahlungsbilanz am Atmosphärenoberrand untersucht. Außerdem wird die Gültigkeit des ISCCP-Datensatzes überprüft; als Vergleich dienen die beim ERBE abgeleiteten Strahlungsflüsse. Die Tests zeigen im allgemeinen eine gute Übereinstimmung. Größere Unsicherheiten treten in Gebieten auf, in denen die Fernerkundung der Oberflächeneigenschaften Probleme mit sich bringt (z. B. Eis, Wüstensand).

Der ISCCP C1-Datensatz enthält 35 verschiedene Wolkentypen, klassifiziert nach 7 Gipfelhöhen und 5 opti-

schen Dicken. Der Strahlungseinfluß von jedem dieser Wolkentypen wird berechnet. Mit der räumlichen Variabilität der Wolkentypen wird die globale und regionale Variabilität des Netto-Strahlungseinflusses der Wolken untersucht. Mit diesem methodischen Ansatz läßt sich der wolkenabhängige Strahlungsgewinn (-verlust) des Systems Erde-Atmosphäre einfach berechnen.

2 Strahlungsmodelle

2.1 solares Modell

Das Verfahren bedient sich einer Nachschlagtabelle, die für Standardverteilungen von Aerosolen und atmosphärischen Profilen, verschiedene Oberflächenarten und 35 Wolkentypen mit der Matrix-Operator-Methode berechnet wurde. Die für Standardbedingungen bestimmten Flüsse werden mit den Abweichungen zu den ISCCP-Daten (Ozon, Wasserdampfgehalt, Reflektivität des Untergrundes bei $0.6 \mu\text{m}$) entsprechend der Methode von Liu (1991) korrigiert.

2.2 terrestrisches Modell

Die terrestrischen Flüsse werden mit dem Zwei-Strom-Verfahren berechnet. Das hier verwendete Strahlungstransportmodell ist in seinen Grundzügen bei Schmetz und Raschke (1981) beschrieben. Die Umrechnung der optischen Dicken der Wolken ($0.6 \mu\text{m}$) aus dem ISCCP-C1-Datensatz auf multispektrale optische Dicken für den terrestrischen Spektralbereich beruht

auf den von Stephens (1979) berechneten Einfachstreuparametern für verschiedene Wolkenmodelle.

3 Strahlungseinfluß von Wolken

Die räumliche und zeitliche Variabilität der Wolkeneigenschaften spiegelt sich in der Variabilität der Strahlungsflüsse am Atmosphärenoberrand wider. In der Abbildung ist der relative Beitrag der 35 Wolkentypen am Treibhauseffekt (LWCF) aller Wolken (Mittelwerte für den 1.-15. April 1985, tagsüber) dargestellt.

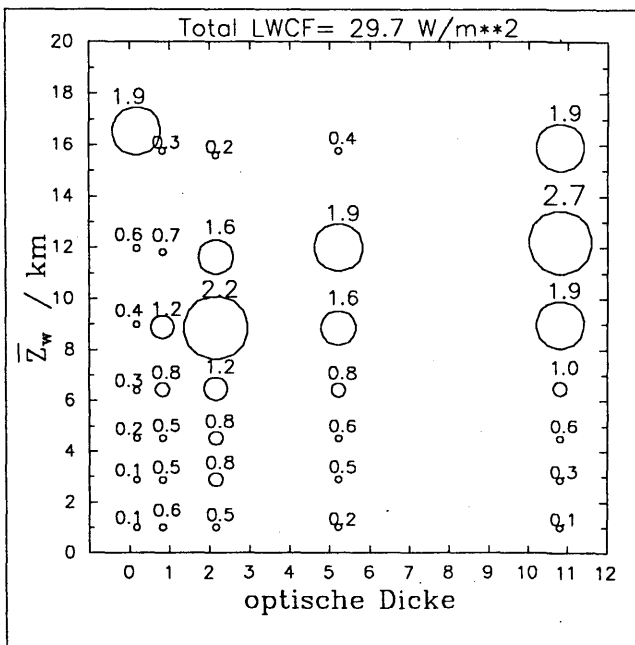


Abb.: Anteil der 35 Wolkentypen aus dem C1-Datensatz am Treibhauseffekt aller Wolken in $W m^{-2}$ (1. - 15.4.85, tagsüber); Z_w - mittlere Gipfelhöhe über Grund

Den größten Anteil haben hohe, optisch dicke Wolken ($1.6 - 2.7 W m^{-2}$), während der Einfluß von Wolken mit niedriger Gipfelhöhe als gering anzusehen ist. Die mittlere langwellige Ausstrahlung der Erde beträgt $282.5 W m^{-2}$, die ohne Wolken $312.2 W m^{-2}$. Das langwellige Cloud Forcing ist somit $29.7 W m^{-2}$. Für den Monatsmittelwert (April 1985) haben Harrison et. al.

(1990) aus ERBE-Messungen den Wert von $31.3 W m^{-2}$ bestimmt; hierin gehen Tag- und Nachtbeobachtungen ein.

Literaturverzeichnis

Harrison, E.F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ramanathan, V., Cess, R.D., Gibson, G.G.: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment, *Jou. Geophys. Res.*, 95 (1990), S. 18687-18703

Liu, Q.: Radiation budget index at the top of the atmosphere derived from Meteosat Climate Data Set, *Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel*, Nr. 216 (1991), 105 S.

Rosow, W.B., Garder, L.C., Lu, P.-J., Walker, A.: ISCCP, Documentation of cloud data, WMO/TD-No. 266 (1988)

Schmetz, J. and Raschke, E.: An approximate computation of infrared radiative fluxes in a cloudy atmosphere, *Pageoph*, 119 (1981), S. 248-258

Stephens, G.L.: Optical properties of eight water cloud types, *Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Pap. No. 36* (1979), S. 1-35

ZUR NUTZUNG FRÜHERER GELÄNDEMETEOROLOGISCHER MESSREIHEN

Albrecht Schumann

Deutscher Wetterdienst, Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle Halle,
Am Donnersberg 12, 4050 Halle/Saale

In Anbetracht unzweifelhafter Fortschritte auf dem Gebiet der Analyse des Geländeklimas mit Methoden der Modellierung sowie der Fernerkundung erscheint die Frage berechtigt, ob und wie dem in früheren Jahren oft mit großem personellem und materiellem Aufwand im Gelände gewonnenen Datenmaterial heute noch verwertbare Informationen entnommen werden können. Diese Frage erhebt sich beispielsweise angesichts der unter der Leitung von A. MÄDE bei maßgeblicher Mitwirkung von V. SCHÖNE in den 50er und 60er Jahren mit hohem Aufwand und mit Akribie durchgeführten Geländeuntersuchungen (u.a. MÄDE 1956, SCHÖNE 1970, MÄDE, SCHÖNE 1982). Derartige Daten büßen zwar durch Veränderungen in den Oberflächenverhältnissen (Bewuchs, Bebauung) der Landschaft etwas an Aussagewert ein, dürfen aber dennoch als Grundlage u.a. für die Verifizierung von Modellansätzen oder zur Interpretation von Fernerkundungsaufnahmen genutzt werden können.

In der vorliegenden Untersuchung wird im besonderen auf die Möglichkeit eingegangen, durch statistische Auswertung mehrwöchiger Datenreihen zu Aussagen über die zeitliche Repräsentativität und damit Verallgemeinerungsfähigkeit einzelner charakteristischer Meßtage zu gelangen. Bekanntlich liegen ja vielen Geländeuntersuchungen aus Gründen des Zeit- und Personalaufwandes nur kurzfristige Meßfahrten bzw. Überfliegungen (Thermalaufnahmen) zugrunde.

In diesem Zusammenhang wurden Datensätze aus dem Raum Carpin (MÄDE, SCHÖNE 1982) ausgewählt, die sich besonders durch Umfang und

Vollständigkeit auszeichnen. Sie umfassen 2 Zeiträume von jeweils 2 Monaten (September/Oktober 1963 und April/Mai 1964), bei denen für 31 Meßpunkte u.a. Tagesextremwerte der Lufttemperatur in 50 cm Höhe vorliegen. Diese Datensätze - zunächst die Tagesminima der Lufttemperatur - wurden in folgender Weise gruppiert:

1. Räumliche Aufgliederung der Meßpunkte in die 3 Gruppen "günstige", "normale" und "ungünstige Lage" auf Grund der mittleren Abweichung vom Gebietsmittel (Mittel aus allen Meßpunkten)
2. Zeitliche Aufgliederung der Meßtage in 3 Gruppen mit hohen, mittleren und geringen absoluten Temperaturabweichungen vom Gebietsmittel

Wesentlich für die Beantwortung der Frage nach der Aussagefähigkeit weniger oder eines einzelnen Meßtages ist nun die Feststellung, inwieweit die Häufigkeitsverteilungen der 3 Meßpunktgruppen an Tagen mit vergleichbarer Wettersituation ein ähnliches Bild aufweisen. Dies wird in Abb. 1 an einem Beispiel veranschaulicht. Die "Wettersituation" ergibt sich hierbei objektiv aus der als Kenngröße verwendeten Variationsbreite der im Untersuchungsgebiet gleichzeitig aufgetretenen Temperaturen - quasi ein dem Datenkollektiv immanentes Maß für die wetterlagenabhängige Ausbildung von Topoklimaten. Die genannte Prüfung kann bei Vorhandensein einer genügend großen Anzahl von Meßpunkten auch für Einzeltage erfolgen.

Darüberhinaus wurde die gebietliche Variationsbreite der Temperaturminima für alle Meßtage mit der jeweils aufgetretenen Wet-

terlage verglichen und eine plausible Zuordnung von ausgesprochen autochthon bei groß bis rein advektiv bei geringer Variationsbreite gefunden.

Probeweise wurde die gleiche Analyse an den Tagesmaxima der Lufttemperatur vorgenommen, ohne daß aber die erreichte Trennung der Datenkollektive eine standfeste räumliche bzw. zeitliche Differenzierung ermöglicht hat.

LITERATUR

MÄDE, A.: Über die Methodik der meteorologischen Geländevermessung. Dt. Akad. Landwirtschaftswiss., Sitzungsber. V, H.5, Hirzel-V. Leipzig 1956

SCHÖNE, V.: Geländemeteorologische Untersuchungen in Nordwestmecklenburg. in: Abh. Met. Dienst DDR Nr. 100 (Bd XIII), Akad.-V. Berlin 1970

MÄDE, A., SCHÖNE, V.: Untersuchungen zur Geländeklimatologie des Gebietes Thurow. In: KAUSSMANN et al., Natur, Entwicklung und Wirtschaft einer jungpleistozänen Landschaft. Wiss. Abh. AdL d. DDR Nr. 60, Berlin 1982, S. 25-54

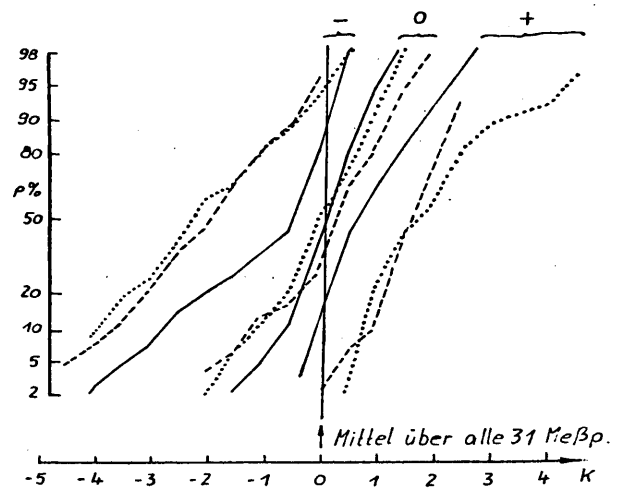


Abb. 1

Geländemeßnetz Carpin, Sept. u. Okt. 1963, 31 Meßp. in 50 cm Höhe - Abweichungen der Tagesminima der Lufttemperatur vom Mittel über alle Meßpunkte, getrennt für

- . ungünstige Lagen - (9 Meßp.)
- . normale Lagen 0 (11 Meßp.)
- . günstige Lagen + (11 Meßp.)

sowie für

- . alle Tage (n=61) durchgezogene Linie
- . Strahlungstage 14. - 18.09. punktierte Linie
- 10., 18., 19., 20., 22.10. gestrichelte Linie

METHODIK ZUR BESTIMMUNG VON STADTKLIMARELEVANTEN LUFTLEITBAHNEN IN MÜNCHEN

Andreas Matzarakis und Helmut Mayer

Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München
Amalienstraße 52, D-8000 München 40

1 EINLEITUNG

Das Stadtklima ist zwar insgesamt kein "Schönwetterphänomen"; stadtklimatische Eigenschaften, die die Gesundheit der Menschen belasten, bilden sich aber primär bei austauscharmen Wetterlagen aus. Damit sind Wärmebelastungen bis hin zum Hitzestreß im Sommerhalbjahr und unterschiedliche lufthygienische Belastungen während des ganzen Jahres gemeint. Zur Reduzierung dieser Belastungen müssen, neben einer drastischen Verminderung der entsprechenden Quellstärken, wie z.B. der Kfz-bedingten Emissionen, stadtklimarelevante Planungsmaßnahmen ergriffen werden. Dazu zählt die Freihaltung und Neuschaffung von Luftleitbahnen.

2 STADTKLIMARELEVANTE LUFTLEITBAHNEN

Stadtklimarelevante Luftleitbahnen sind Flächen in der Stadt, die aufgrund von niedriger aerodynamischer Oberflächenrauigkeit den Transport von Luftmassen aus dem Umland in die Stadt insbesondere bei austauscharmen Wetterlagen (Schwachwindlagen) nicht beeinträchtigen. Sie beziehen sich damit auf den unteren Bereich der *Urban Canopy Layer*.

Stadtklimarelevante Luftleitbahnen können ein unterschiedliches thermisches und lufthygienesches Niveau aufweisen, das sie in Abhängigkeit von der Größe ihrer zusammenhängenden Flächen über sie driftenden Luftmassen aneignen. Danach sowie nach dem thermischen und lufthygienischen Ursprung der herantransportierten Luftmassen lassen sich stadtklimarelevante Luftleitbahnen in Ventilationsbahnen, Frischluftbahnen,

Kaltluftbahnen sowie bioklimatische Frisch- und Kaltluftbahnen unterteilen.

3 BEEINFLUSSENDE FAKTOREN

Inwieweit urbane Flächen als stadtklimarelevante Luftleitbahnen geeignet sowie zu welcher spezifizierten Kategorie sie zu zählen sind, hängt von folgenden Faktoren ab:

- Geometrie der Flächen (Breite, Länge);
- aerodynamische Oberflächenrauigkeit der Flächen unter Berücksichtigung von einzelnen Hindernissen;
- Reliefeinschnitte;
- Windverhältnisse (großräumig sowie regional und/oder lokal modifiziert);
- thermische und lufthygienische Eigenschaften der Flächen sowie der Einzugsgebiete.

4 METHODIK

Stadtklimarelevante Luftströmungen bzw. Luftleitbahnen können über verschiedene Methoden bestimmt werden. Im mikroskaligen Bereich lassen sich über temporäre Messungen, Windkanalversuche oder Modellrechnungen ihre Intensitäten und räumlichen Ausdehnungen ermitteln.

Bezogen auf ein gesamtes Stadtgebiet erweisen sich prinzipiell Modellrechnungen oder Kartierungsmethoden als am geeignetsten, um direkt bzw. indirekt auf stadtklimarelevante Luftleitbahnen schließen zu können. Dreidimensionale Simulationsmodelle zur Analyse von stadtklimarelevanten Luftströmungen in einem gesamten Stadtgebiet mit hinreichender geometrischer Auflösung sind aber derzeit noch nicht operationell einsetz-

bar. Somit müssen Kartierungsmethoden angewendet werden, um stadtklimarelevante Luftleitbahnen in einem gesamten Stadtgebiet auszuweisen. Unter Berücksichtigung von Windrosen, insbesondere der Schwachwindrose, lassen sich dann Angaben machen, inwieweit diese Luftleitbahnen tatsächlich von stadtklimarelevanten Luftströmungen benutzt werden.

Im Rahmen des Forschungsvorhabens *Stadtluft* (MAYER und MATZARAKIS, 1991) wurden in München zur Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen die Rastermethode und die blockbezogene Methode verwendet. Der Grundgedanke der Rastermethode liegt darin, daß für eine vorgegebene Rasterweite (in München 250 m) die mittlere Hindernishöhe (effektive Höhe) als steuernde Variable für den Rauigkeitsparameter z_0 bestimmt wird. Als Grundlagenmaterial dafür wurden in München Stadtkarten im Maßstab 1 : 2.500 (mit Angaben der Geschoßanzahl der Gebäude), Luftbilder im Maßstab 1 : 5.000 und exemplarische Berechnungen von Gebäude- und Baumhöhen durch Messungen vor Ort verwendet. Als potentiell wirkungsvolle, stadtklimarelevante Luftleitbahnen wurden Rasterflächen mit einer effektiven Höhe kleiner/gleich 0,5 m bezeichnet.

Vorteil der Rastermethode ist, daß sich die damit erzielten Werte der effektiven Höhe als Grundlagenmaterial für Modellrechnungen zum Stadtklima oder für eine klimaökologische Datenbank eignen. Nachteil ist allerdings die von Seiten der Stadtplanung erwünschte Flächenschärfe. Sie ist jedoch bei der blockbezogenen Methode gegeben. Dabei wurden in München auf der zusätzlichen Basis einer Realnutzungskarte im Maßstab 1 : 25.000 und unter Verwendung von geometrischen Kriterien (Breite, Länge und Hindernisse) flächenschärfere Luftleitbahnen als bei der Rastermethode ausgewiesen.

5 ERGEBNISSE

Für München wurden bisher im Hinblick auf potentiell wirkungsvolle, stadtklimarelevante Luftleitbahnen folgende Karten im Maßstab 1 : 25.000 erstellt:

- a) Karte "Effektive Höhen" (Rastermethode);
- b) Karte "Effektive Höhen + Relief" (Rastermethode);
- c) Karte "Ventilationsbahnen" (blockbezogene Methode);
- d) Karte "Kaltluftbahnen" (blockbezogene Methode);
- e) Karte "Frischlufthbahnen" (blockbezogene Methode);
- f) Karte "Potentielle Ausgleichströmungen" (blockbezogene Methode);
- g) Karte "Bioklimatische Wirkung von Luftleitbahnen" (blockbezogene Methode).

Mitangegeben sind jeweils die allgemeine Windrose und die Schwachwindrose, die im langjährigen Mittel auf ca. 2/3 aller Stunden pro Jahr zutrifft, so daß sich daraus die aktuelle Wirksamkeit der einzelnen Luftleitbahnen abschätzen läßt.

Den hier ausgewiesenen stadtklimarelevanten Luftleitbahnen liegt die Annahme zugrunde, daß im Lee der Luftleitbahnen im unteren Bereich der *Urban Canopy Layer* Luftströmungen kleinräumig weitgehend durch Reibungseffekte abgebremst bzw. dissipiert werden.

6 LITERATUR

MAYER, H.; MATZARAKIS, A.: Stadtklimarelevante Luftströmungen im Münchner Stadtgebiet - Abschlußbericht. München, LfBAM, 1991.

BESCHREIBUNG DER KLIMASCHWANKUNGEN IN FINNLAND ANHAND ZWEIER LÄNGERER BEOBACHTUNGSREIHEN - KLIMAFORSCHUNG IN FINNLAND

Achim Drebs

Finnish Meteorological Institute, Climatological Division
Box 503, 00101 Helsinki, Finland

Wetterbeobachtungen wurden in Finnland bereits vor dem Jahre 1829 von Privatpersonen aus mehr oder weniger eigenem Interesse heraus betrieben.

Zum Jahre 1829 begannen die ersten kontinuierlichen Beobachtungen der Lufttemperatur in Helsinki. 1844 traten die Niederschlagsbeobachtungen hinzu. Seit dieser Zeit hat sich die Stationslage nur geringfügig verändert. Heute befindet sich die Station neben dem Institutsgebäude des Finnischen Wetterdienstes im Botanischen Garten der Universität im Stadtzentrum Helsinkis (geografische Lage: 60° 10' N, 24° 57' O, Stationshöhe: 4 m über NN). Seit dem Jahre 1881/82 liegt das erweiterte Beobachtungsprogramm vor. Die Beobachtungen am Meteorologischen Observatorium in Sodankylä, Lappland, begann im vollen Umfang 1908 (geografische Lage: 67° 22' N, 26° 39' O, Stationshöhe: 179 m über NN). Neben kleineren räumlichen Verschiebungen der Stationen erzeugen vor allen Dingen Änderungen in den Beobachtungszeiten und -methoden (Lufttemperatur) und Instrumenten (Niederschlag) Inhomogenitäten in den Beobachtungsreihen. Diese Inhomogenitäten können bis zu 0.5 K bei der Lufttemperatur und bis zu 10 % bei dem Niederschlag betragen. Die hier zitierten Beobachtungsergebnisse beziehen sich auf Originaldaten der genannten Stationen, eine Bearbeitung dieser Daten ist im Gange.

Bei der Auswahl der Stationen lagen regionale Aspekte zu Grunde. Helsinki-Stadt mit der längeren Beobachtungsreihe sollte Tendenzen zum südfinnischen Klima, Sodankylä mit der kürzeren Beobachtungsreihe, aber mit der freieren Stationslage, sollte Tendenzen zum nordfinnischen Klima aufzeigen.

Klimarelevante Parameter für Finnland sind neben Luftdruck, Temperatur und Niederschlag auch Bewölkung, relative Feuchtigkeit und Wind. Aufgrund seiner nördlichen Lage sollte das Klima Finnlands wesentlich kälter sein als es durch den Einfluß des Nordatlantikstromes ist. Die zur Zeit beobachtete Abkühlung im Nordatlantikraum wirkt sich auch auf Finnland aus.

Der Trend der Lufttemperaturerwärmung an der Station Helsinki-Stadt ist zum Teil auf den noch nicht korrigierten Urbanisationseffekt der Stadt zurückzuführen. Für Sodankylä ist hier deutlich ein Abkühlung zu verzeichnen. Die Entwicklung ist für Helsinki -Stadt und Sodankylä gleich: die Winterperiode DJF und teilweise auch noch der März ist wärmer, die Sommerperiode JJA ist kühler mit der Verlagerung des Sommerschwerpunktes zum Juni. Deutlichere Trends sind bei der Differenz mittl.

Lufttemperaturmaximum-mittl. Lufttemperaturminimum, der relativen Luftfeuchtigkeit und der Bewölkung zu beobachten. Die Beurteilung der Niederschläge ist in Finnland besonders wichtig, weil aufgrund des hohen Anteil von Schnee am Niederschlag und der lokalen Windverhältnissen, Angaben für Wasser- und Landwirtschaft von großer Bedeutung sind.

Eine Tendenz zu höheren Niederschlagssumme, sowie bei den Monatssummen als auch bei den Tagesmaxima und hier insbesondere für der Station Helsinki-Stadt, ist nicht zu verzeichnen. Für Helsinki-Stadt gelten ehemals bei einigen Klimaparametern andere Regel als für eine Inlandstation.

*

Die Beurteilung des finnischen Klimas erfordert eine Zusammenarbeit mit den nördlichen Nachbarn. Seit 1989 sind Bestrebungen im Gange im Rahmen eines North Atlantic Climate Data Set (NACD) eine Datenbank mit korrigierten Daten aller zur Verfügung stehenden Parametern aufzubauen. Dazu wird in allen nordischen Ländern (Dänemark, Island, Norwegen, Schweden, Finnland) nach gemeinsamen Richtlinien vorgegangen. Eine Erweiterung der Teilnehmerländer ist geplant.

Seit 1990 läuft ein von der Finnischen Akademie der Wissenschaften gefördertes und von der finnischen Regierung finanziertes Projekt zur Erforschung der Klimaänderung in Finnland unter Einbezug globaler Aspekte. Die Untersuchungen werden in fünf Bereichen betrieben: klimatische Änderungen in Finnland, klimatische Änderungen global, finnische Ökosysteme, finnische Treibhausgasproduktion - Ausstoß und Stand, Abwendung oder/und Anpassung an die Klimaänderung.

LITERATUR

- [1] JONES et al. Climate Monitor 16:5, 1987
- [2] SUOMEN METEOROLOGINEN VUOSIKIRJA 1881 - 1990 FINNISCHES METEOROLOGISCHES JAHRBUCH 1881 - 1990
- [3] OSMOKOLKKI, KATSAUSSUOMENILMASTOON, Ilmatieteen laitoksen tiedonantoja, Helsinki 1969
- [4] REIJO SOLANTIE, THE CLIMATE OF FINLAND IN RELATION TO ITS HYDROLOGY, ECOLOGY AND CULTURE, FMI contributions 2, Helsinki 1990

Routinemäßige Analyse globaler Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhe

Bruno Rudolf, Hubert Hauschild, Manuela Reiß, Udo Schneider
Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main

1 Einleitung

Das Wasser ist die Grundlage allen Lebens auf der Erde. In der Wasserbilanz der Erdoberfläche ist der Niederschlag die einzige Zufuhrgröße, während die Verdunstung und der Abfluß negative Komponenten darstellen. Zudem kommt dem Niederschlag eine wichtige Rolle im atmosphärischen Energiekreislauf infolge der bei seiner Entstehung freiwerdenden fühlbaren Wärme zu. Er dürfte auch ein sehr sensibler Indikator für globale Klimaänderungen sein.

Globale Niederschlagsanalysen sind daher eine notwendige Datengrundlage für die klimatologische und hydrologische Forschung, z.B. zur Abschätzung der globalen Wasserbilanz oder zur Verifizierung und Initialisierung von globalen Klimamodellen.

Mit dem Ziel, regelmäßig monatliche Gebietsniederschläge in einem Raster von 2,5° geographischer Länge mal Breite global zu ermitteln, wurde das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN, Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) von der WMO initiiert und im Deutschen Wetterdienst als Beitrag der Bundesrepublik Deutschland zum Weltklimaforschungsprogramm eingerichtet. Die Aufgabenbereiche des WZN sind

- das Archivieren von Niederschlagsmeßdaten (monatliche Werte, weltweit),
- die Qualitätskontrolle, d.h. Prüfen und Korrigieren der Daten,
- die Analyse der globalen monatlichen Niederschlagsverteilung über Land auf der Basis der konventionellen Meßdaten sowie
- die Verknüpfung der Analysen über Land mit Niederschlagsschätzungen aus Satellitenaufnahmen (für die Ozeane) und Ergebnissen der täglichen numerischen Wettervorhersage (für die polaren Gebiete) zu vollständigen globalen Niederschlagskarten.

2 Konventionelle Meßdaten

Über das Globale Telekommunikationssystem (GTS) stehen konventionell gemessene monatliche Niederschlagshöhen in CLIMAT-Meldungen von rund 1500 Stationen sowie zusätzlich von rund 2400 Stationen zur Berechnung von monatlichen Werten geeignete Niederschlagsdaten aus synoptischen Meldungen bald nach der Messung regelmäßig zur Verfügung.

Die daraus resultierende Stationsdichte reicht jedoch für weite Gebiete der Erde nicht zur Ermittlung der Gebietsniederschläge aus. Das WZN bemüht sich deshalb, zusätzliche Niederschlagsdaten im direkten Kontakt mit nationalen Wetterdiensten und hydrologischen Anstalten zu erhalten. In einigen Fällen haben diese Bemühungen bereits zu Erfolgen geführt, umfangreiche Datenkollektive liegen bisher z.B. von Australien, Neuseeland und den USA wie auch von Deutschland selbst vor.

Für einige Gebiete der Erde werden die synoptischen Meldungen jedoch die einzigen erhältlichen Daten bleiben. Deshalb wurde eine Verfahren zur Berechnung monatlicher Niederschlagshöhen aus diesen teilweise fehlerhaften und unvollständigen Meldungen entwickelt. Die Datenprüfung und -korrektur erfolgt zuerst automatisch mit einem Rechenprogramm unter Verwendung von Plausibilitätsansätzen, anschließend aber werden die Ausgaben des Programms durch eine Fachkraft kontrolliert und gegebenenfalls geändert.

Bei allen Arten von Niederschlagsmessungen mit konventionellen Meßgeräten treten geräteabhängig systematische Meßfehler auf, wobei im allgemeinen der aktuell gefallene Niederschlag unterschätzt wird. Wegen der unterschiedlichen Geräteeigenschaften (weltweit sind mehr als 50 verschiedene Typen im Einsatz) und zur Vermeidung von inhomogenen räumlichen Verteilungen wäre

eine Korrektur der Meßwerte notwendig, abhängig von den Witterungsbedingungen während des einzelnen Niederschlagsereignisses. Auch monatliche Niederschlagshöhen können mit pauschalen Ansätzen korrigiert werden, die von SEVRUK (1985) auf der Basis von Instrumenten-Vergleichsstudien der WMO entwickelt wurden. Nach Auswertungen von LEGATES und WILLMOTT (1989) schwankt der systematische Meßfehler für monatliche Niederschlagshöhen zwischen 5 % und 15 % für Gebiete mit ausschließlich Regen oder zwischen 20 % und 50 % für Gebiete mit einem hohen Schneeanteil im Niederschlag; bei Schneefall allein kann nach GOODISON (1978) der Fehler je nach Gerätetyp vernachlässigbar klein sein (z.B. Kanada), aber auch weit mehr als 100 % erreichen.

3 Räumliche Analyse, Gebietsniederschläge

Zur Berechnung der Gebietsmittel im Raster werden die Meßwerte der Stationen entfernungs- und richtungsgewichtet auf Gitterpunkte eines feineren Zwischenrasters interpoliert, wozu ein bereits bewährtes Verfahren verwendet wird (WILLMOTT et al. 1985). Die dann in regelmäßigen Abständen vorliegenden Daten werden durch Mittelung zu Gebietsniederschlägen zusammengefaßt. Vergleiche der Ergebnisse dieses objektiven Analyseverfahrens zu den Resultaten einer Handanalyse und einer objektiven Analyse der Niederschlagsanomalien zeigen nur geringe Unterschiede für die verschiedenen Methoden (RUDOLF et al. 1992). Nur über Bereichen mit sehr geringer Meßdatendichte ergeben die Methoden stark voneinander abweichende Niederschlagshöhen.

Die im WZN bisher analysierten Niederschlagsverteilungen über den Kontinenten beruhen auf durchschnittlich 6600 Meßpunkten. Bild 1 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Anzahl der Meßwerte pro Raster am Beispiel des August 1987.

Vergleicht man diese mit einer Schätzung der benötigten Mindestdatendichte (vgl. Bild 2 nach WMO, 1985), so wird offensichtlich, daß die bisherigen Ergebnisse für weite Gebiete der Erde sehr wenig zuverlässig sind. Gleiches gilt wohl auch für die von HULME (1991) veröffentlichten Analysen für 1951 bis 1980 mit nur bis zu ca. 5300 Meßpunkten.

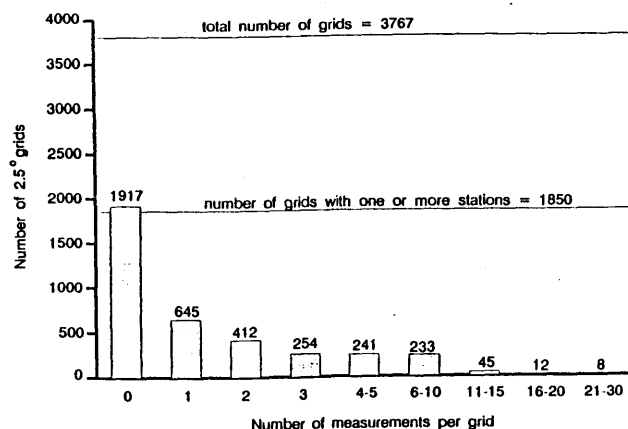


Bild 1: Verteilung der Anzahl der monatlichen Niederschlagsmeßwerte pro 2,5° Feld für alle Felder mit einem Landflächenanteil von mehr als 25% für den Testmonat August 1987 (Gesamtanzahl der Meßwerte weltweit = 6724).

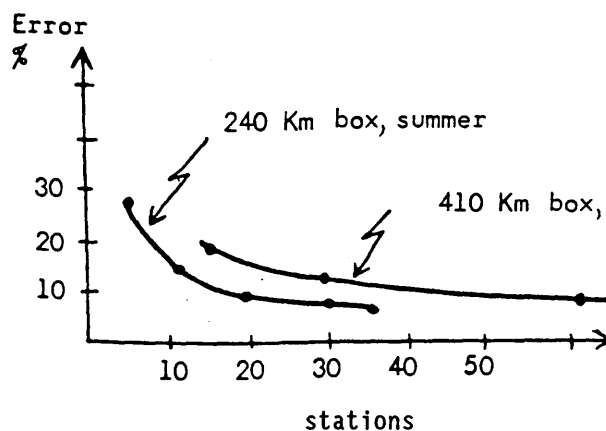


Bild 2: Mittlerer prozentualer Fehler des monatlichen Gebietsniederschlags in Quadraten mit 240 km Breite/Länge als Funktion der Anzahl der Stationen, nach JENNE und JOSEPH (veröffentlicht in: WMO 1985) für Texas, Sommermonate.

4 Vergleich mit Niederschlagsschätzungen aus Satellitenaufnahmen und Modellergebnissen

Von weiteren Zentren des Global Precipitation Climatology Projects, eingerichtet in NOAA und NASA, werden Auswertungen aus den Infrarotbildern der geostationären Satelliten im Breitenbereich 40°S bis 40°N und aus den Mikrowellenaufnahmen eines polumlaufernden Satelliten über den Ozeanen zwischen 50°S und 50°N bereitgestellt.

Die angewandten Auswertungsverfahren sind einerseits der GOES Precipitation Index nach ARKIN (1987) auf der Basis von IR-Temperatur und Ausdehnung der Wolkenobergrenze, andererseits die Kalibrierung eines loglinearen Tropfenspektrums durch Abgleich der mit einem Strahlungsmodell berechneten und der vom Satelliten gemessenen Mikrowellenemission nach WILHEIT (1991). Den Globus vollständig abdeckende Daten sind nur aus den täglichen numerischen Wettervorhersagen abzuleiten und werden dem WZN vom EZMW geliefert.

Wegen der indirekten Meßmethodik sind auch die Niederschlagsschätzungen aus Satellitenaufnahmen mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Modellergebnisse sind theoretisch berechnete Werte, die verifiziert werden müssen. Die Zuverlässigkeit der Niederschlagsvorhersagen der wiederholt verbesserten und damit veränderten EZMW-Modelle wird von ARPE (1991) diskutiert. Die konventionellen Niederschlagsdaten sind für die bisher erstellten, für Bild 3 verwendeten Analysen noch nicht hinsichtlich des systematischen Meßfehlers korrigiert worden.

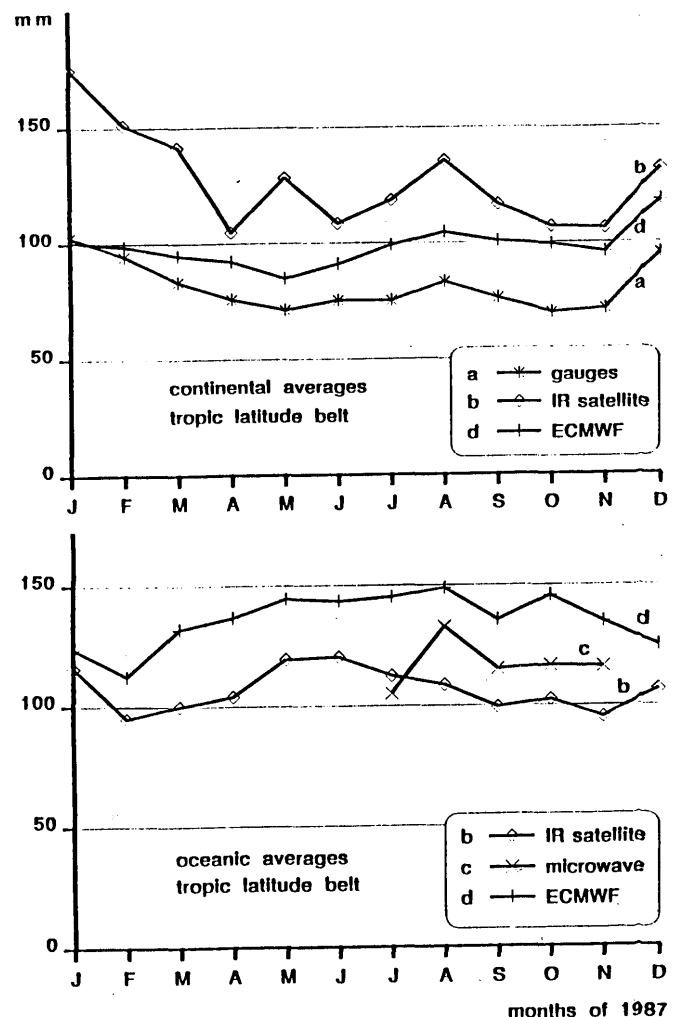
Bild 3 zeigt einen Vergleich der verschiedenen Datenquellen für einen die Tropen und Subtropen umfassenden Streifen, über dem die gerasterten Gebietsniederschläge gemittelt wurden. Diese Eingrenzung ist notwendig, da die Umsetzung der IR-Aufnahmen in Niederschlagsschätzungen durch frontale hohe Bewölkung erheblich verfälscht würde. Auffallend ist, daß über Land die IR-Schätzungen deutlich höhere, über Ozean jedoch niedrigere Werte als das Modell liefern. Neben diesen Abweichungen im Mittel sind auch große Streuungen bei Korrelationsbetrachtungen für je zwei der Datenquellen zu verzeichnen (vgl. Bild 4, nächste Seite sowie RUDOLF et al. 1991 und 1992).

Bild 3:
Aus verschiedenen Datenquellen abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge für den Breitenbereich 40°S-20°N im Nordwinter, 30°S-30°N im Frühling und Herbst sowie 20°S-40°N im Nordsummer, oben über den Kontinenten, unten über den Ozeanen.

5 Ausblick

Um die Ergebnisse aus den verschiedenen Datenquellen zu global vollständigen Feldern zu verknüpfen, soll eine Optimum-Interpolationsmethode verwendet werden. Für deren Anwendung müssen die Fehlerbreiten für jede der Datenquellen ortsabhängig ermittelt werden, wozu Referenzdaten aus Gebieten mit sehr dichten Meßnetzen und kalibrierten Radarsystemen herangezogen werden sollen. Das Resultat schließlich wird für jedes Rasterfeld einen Gebietsniederschlag sowie eine minimalisierte Fehlervarianz enthalten.

Zunächst wird sich das WZN erneut bemühen, die Datenbasis aus konventionellen Messungen erheblich zu verbessern. Zur Zeit wird im Rahmen des Weltklimaforschungsprogramms ebenfalls an der Entwicklung verbesserter, routinefähiger Algorithmen zur Niederschlagsschätzung aus Satellitenaufnahmen gearbeitet.



6 Literatur

ARKIN, P. A., MEISNER, B. N.: The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Mon. Weather Rev.* 115 (1987) Nr. 1, S. 51-74.

ARPE, K.: The Hydrological Cycle in the ECMWF Short-Range Forecasts. *Dyn. Atmos. Oceans* 16 (1991) Nr. 1/2, S. 33-59.

GOODISON, B. E.: Accuracy of Canadian Snow Gage Measurements. *J. Appl. Meteorol.* 17 (1978), S. 1542-1548.

HULME, M.: An Intercomparison of Model and Observed Global Precipitation Climatologies. *Geophys. Res. Letters* 18 (1991) Nr. 9, S. 1715-1718.

LEGATES, D. R., WILLMOTT, C. J.: Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *Internat. J. Climatol.* 9 (1989), S. 111-127.

RUDOLF, B., HAUSCHILD, H., REISS, M., SCHNEIDER, U.: Operational Global Analysis of Monthly Precipitation Totals Planned by the Global Precipitation Climatology Centre. *Dyn. Atmos. Oceans* 16 (1991) Nr. 1/2, S. 17-32.

RUDOLF, B., HAUSCHILD, H., REISS, M., SCHNEIDER, U.: Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. *Angew. Meteorol. Zeitschr.* (1992) voraus. Nr. 1/2 oder 2/3.

SEVRUK, B.: Correction of Monthly Precipitation for Wetting Losses. *TEUMO III, WMO Instruments and Observing Methods Report* 22 (1985), S. 7-12.

WILHEIT, T. T., CHANG, A. T. C., CHIU, L. S.: Retrieval of Monthly Rainfall Indices from Microwave Radiometric Measurements Using Probability Distribution Functions. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 8 (1991), S. 118-136.

WILLMOTT, C. J., ROWE, C. M., PHILPOT, W. D.: Small-Scale Climate Maps: A Sensitivity Analysis of Some Common Assumptions Associated with Grid-Point Interpolation and Contouring. *Amer. Cartographer* 12 (1985) Nr. 1, S. 5-16.

WMO: Review of Requirements for Area-Averaged Precipitation Data. *WMO/TD-No.* 115, Genf 1985.

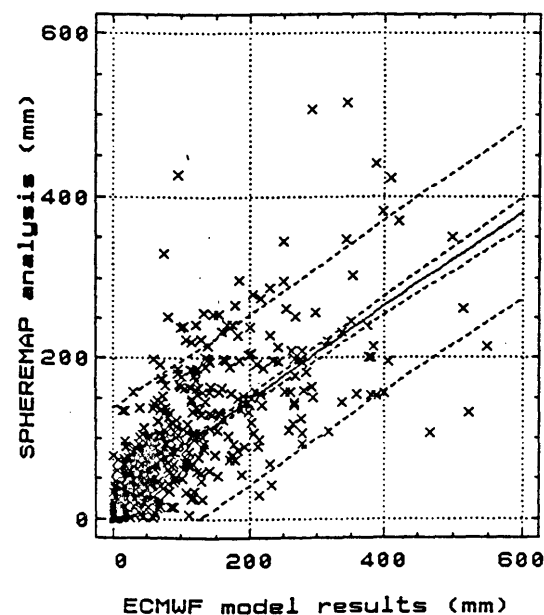
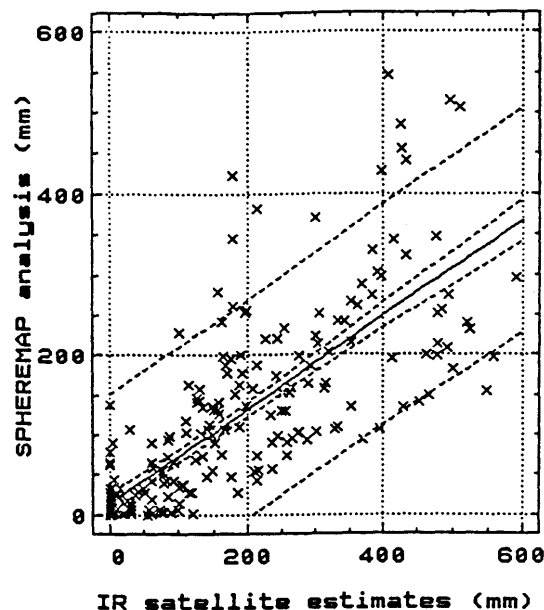


Bild 4:
Streudiagramme für die Wertepaare der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5° Feldern für den Testmonat August 1987,
oben: konventionelle Messungen gegen IR-Schätzungen für den Breitenbereich 25°S-40°N, nur für Felder mit mindestens 2 Stationen, einem Landflächenanteil von mindestens 50% und einer mittleren Geländehöhe von höchstens 1000 m NN,
unten: konventionelle Messungen gegen EZMW-Modellergebnisse für alle Felder mit mindestens 2 Stationen und einem Landflächenanteil von 50% oder mehr
(durchgezogene Linie = Regressionsgerade).

Induzierte thermische Zirkulationen im T21 Modell als Reaktion auf geänderte ozeanische Wasseroberflächentemperaturen im Atlantik

*Andreas Hense, Meteorologisches Institut
Universität Bonn, Auf dem Hügel 20
5300 Bonn 1*

Bisher durchgeführte statistische Analysen von Kontroll und Anomaliesimulationen mit dem T21 Modell beschränkten sich auf die Außertropen, da zur statistisch - dynamischen Interpretation quasi-geostrophische Modelle herangezogen wurden. Um auch entsprechende Untersuchungen zu simulierten Klimaanomalien der tropischen Zirkulationen und deren Wechselwirkung mit den Außertropen durchführen zu können, wurde das bekannte Matsuno - Gill Modell (lineares Zweischichtenmodell mit räumlich - zeitlich konstantem Grundstrom in primitiven Gleichungen, nur Betrachtung der baroklinen Mode) in sphärischen Koordinaten herangezogen. Durch die Erweiterung auf Kugelkoordinaten und die Verwendung eines nicht approximierten Coriolisparameters können auch thermisch induzierte Zirkulationen in den Außertropen betrachtet werden. Die Eigenmoden des Matsuno-Gill Modells stellen die Basisfunktionen dar, deren Amplituden aus der Kontroll- und Anomaliesimulation geschätzt werden und die dann der statistischen Analyse unterzogen werden: ein multivariater Test auf die Nullhypothese identischer Erwartungswerte in Kontroll- und Anomalieexperiment. Sind die Amplituden der Gillmoden signifikant unterscheidbar zwischen Kontroll und Anomalieexperiment, so stellt das Matsuno-Gill Modell eine mit den simulierten Daten vereinbare Erklärung der Reaktion des T21-Modells auf die geänderten Randbedingungen dar bzw. das lineare Modell erklärt signifikante Anteile der simulierten Klimaanomalie.

Analysiert wurden drei Experimente im permanenten Januarmodus, bei denen die ozeanischen Wasser-

oberflächentemperaturen im Atlantik variiert wurden. Die Ergebnisse zeigen, daß tatsächlich ein signifikanter Anteil der Differenzen der Strömung in 300 hPa und am Boden zwischen den drei Experimenten durch das Gill-Matsuno Modell erklärt wird, wobei die divergenten Strömungsänderungen am besten dargestellt werden (70-80%), die Änderungen des rotationellen Windfelds und des Massenfelds dagegen nur zu etwa 25%.

MErf und KLIMDIS

Zwei DV-Vorhaben des Deutschen Wetterdienstes zur Modernisierung des Klimadienstes

**V. Vent-Schmidt, M. Werscheck
Deutscher Wetterdienst, Offenbach**

Neben den Daten aus dem weltweiten Netz der Wetterbeobachtungsstationen stützt sich der Deutsche Wetterdienst für den Bereich der Klimadiagnostik auf die Messungen und Beobachtungen, die an ca. 450 nebenamtlichen Klimastationen gewonnen werden.

Mit dem DV-Projekt **MErf** (Mobile Datenerfassung im Klimadienst) werden die bisher weitgehend manuellen Verfahren zur Erhebung von Daten an den Stationen auf moderne DV-Methoden umgestellt. Durch den Einsatz eines portablen PCs wird nicht nur eine Entlastung des ehrenamtlich tätigen Beobachters erreicht, sondern auch eine bessere Datenqualität erzielt, da die eingesetzte Software eine Qualitätskontrolle der Daten vor Ort und zeitnah an der Beobachtung ermöglicht: Fehleingaben und widersprüchliche Daten können sofort korrigiert werden. Da die Daten bereits EDV-gerecht auf Disketten vorliegen, stehen diese auch schneller als bisher zur Weiterverarbeitung an den Wetterämtern im DV-Projekt **KLIMDIS** (Klimadateninformationssystem) für regionale Auskunfts- und Gutachtertätigkeit zur Verfügung.

Insgesamt werden in den folgenden Jahren über 200 Beobachter mit einem **MErf**-System ausgerüstet werden.

KLIMDIS besteht aus einem PC-Arbeitsplatz einschließlich leistungsfähiger Peripherie mit gezielt ausgesuchter Systemsoftware für den Einsatz im regionalen Klimadienst an den Wetterämtern. Neben einer dezentralen Datenbank steht Anwendersoftware zur statistischen Auswertung der Daten und zur Bereitstellung moderner graphischer Produkte für alle Bereiche klimatologischer Tätigkeiten zur Verfügung. Insbesondere das Berichtswesen und die gutachterlichen Aufgaben werden damit modernisiert und rationalisiert.

KLIMDIS ist ein flexibles System und wird den wachsenden und sich ändernden Aufgaben der Nutzer angepaßt.

In der nächsten Ausbaustufe ist geplant, durch Einsatz eines zweiten, noch leistungsfähigeren Rechners an jedem der 17 Wetterämter in Deutschland regionale Modelle (z.B. Kaltluftabflußmodell) zu implementieren und die Ergebnisse in einem GIS kartographisch aufzubereiten.

Durch den Einsatz von **MErf** und **KLIMDIS** wird eine deutliche Steigerung der Qualität und Effizienz sowohl bei der Erhebung von Basisdaten als auch bei der Auswertung und Interpretation der Daten erwartet.

STATISTISCHE TEMPERATUR-SIGNALSTUDIEN ZUR TRENNUNG ANTHROPOGENER UND NATÜRLICHER KLIMAEFFEKTE

Dieter Bayer und Christian-Dietrich Schönwiese

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt a. M.,
Praunheimer Landstraße 70, 6000 Frankfurt a. M. 90

1 EINLEITUNG

Angesichts anthropogen steigender Konzentrationen klimawirksamer Spurengase in der Atmosphäre sind in zunehmendem Maße Modelle gefragt, die verlässliche Aussagen über das zukünftige Niveau der bodennahen Weltmitteltemperatur sowie über die regional-jahreszeitlichen Muster der Temperaturänderungen ermöglichen. In den vergangenen Jahren wurden daher Klimamodelle sowohl rein deterministischer als auch rein statistischer Art fortentwickelt, wobei die statistischen Modelle auf Klimabeobachtungsdaten beruhen und bei multipler Ausprägung diese Daten sowohl mit den Treibhausgasen als auch simultan mit natürlichen Einflußparametern verknüpfen.

2 MODELL

Im folgenden werden ausgewählte Resultate einer statistischen Verifikationsstudie vorgestellt. Ein am Institut

für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt am Main entwickeltes multiples Regressionsmodell (SCHÖNWIESE 1991, SCHÖNWIESE und RUNGE 1991, SCHÖNWIESE und STÄHLER 1991) berücksichtigt als Einflußgrößen den Vulkanismus, solare Phänomene, ENSO sowie die reine bzw. äquivalente CO_2 -Konzentration der Atmosphäre, einschließlich jeweils möglicher Phasenverschiebungen. Wenigstens für die letzten 100 Jahre kann ein erstaunlich hoher Anteil der beobachteten Temperaturvarianz erklärt werden. Insbesondere ist das Modell in der Lage, die den jeweiligen Einflußgrößen zugehörigen Variationsanteile der Temperatur zu separieren (Abb. 1).

3 SZENARIEN

Mit diesem Modell wurden, ähnlich den auf gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen basierenden Simulationen des Hamburger Max Planck-Institutes für Meteorologie (CUBASCH 1991), Szenarienrechnungen durchgeführt.

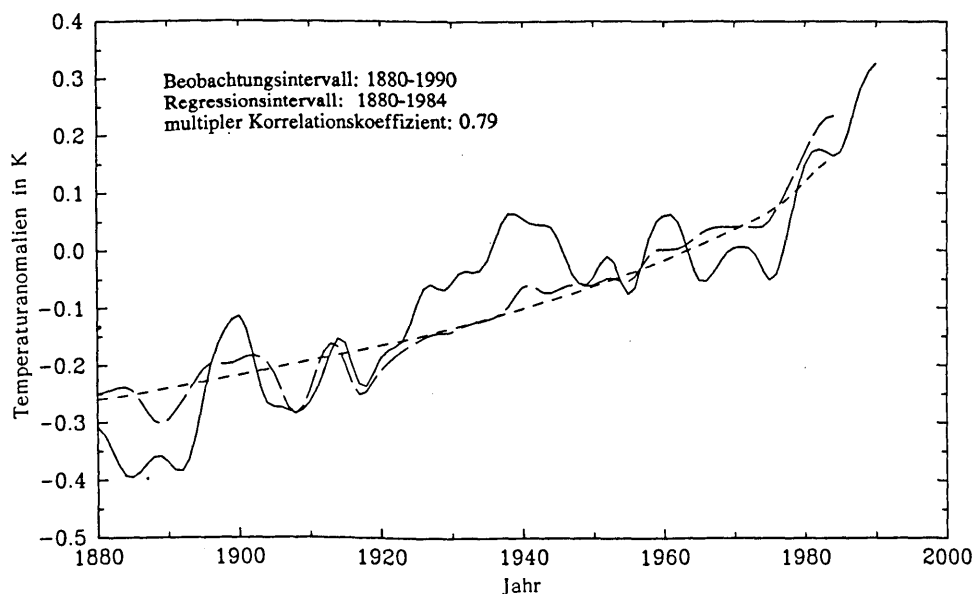


Abb. 1:

Beobachtete (durchgezogene Kurve) und durch fünfdimensionale Regression reproduzierte (lange Striche) Zeitreihe der global und jährlich gemittelten bodennahen Lufttemperatur, dargestellt als Abweichungen vom Mittel der Beobachtungen in der Referenzperiode 1950-1979. Beide Reihen sind hier zehnjährig tiefpaßgefiltert wiedergegeben. Die dargestellte best fit-Regression ergab sich bei folgenden zeitlichen Verschiebungen der vier Einflußgrößen gegenüber der Temperaturreihe: CO_2 -Äquivalenzreihe (logarithmierte Werte) 20 Jahre, solare Reihe 1 Jahr, Vulkanreihe 5 Jahre, El Niño-Reihe unverschoben. Die kurz gestrichelte Kurve zeigt den anthropogenen Anteil der simulierten Temperaturreihe (bei mittleren Solar-, Vulkan- und El Niño-Signalen).

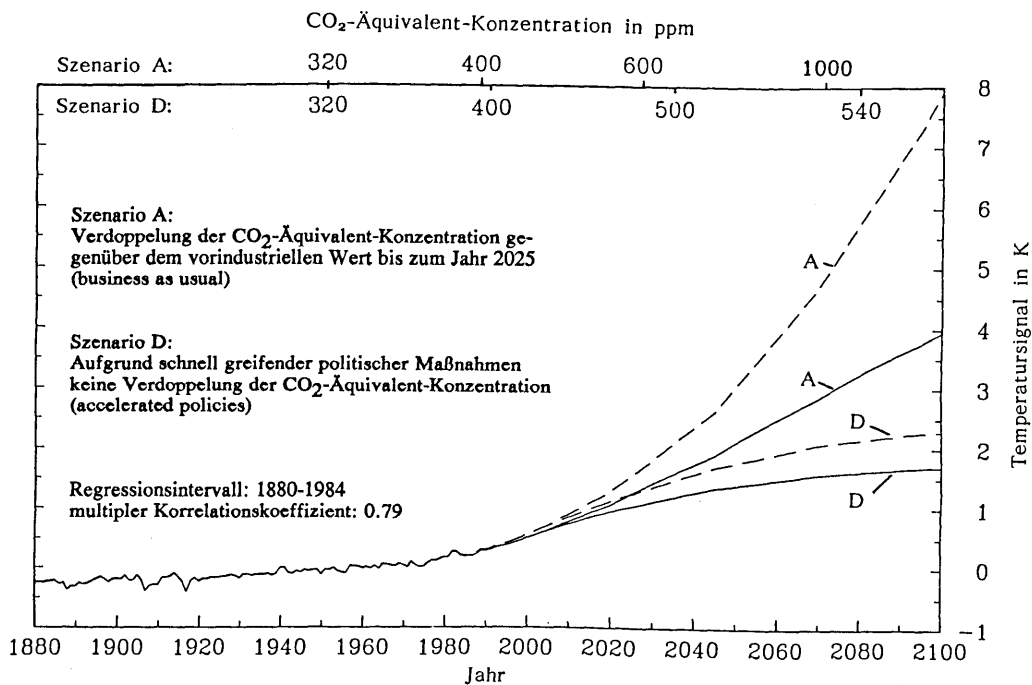


Abb. 2:

Ergebnisse der statistischen Szenarienrechnungen: Dargestellt ist das auf die mittlere Temperatur der Referenzperiode 1950-1979 bezogene Temperatursignal (vor 1984 auf der Grundlage der beobachteten Einflußgrößen, nach 1984 den IPCC-Szenarien A ("business as usual") und D ("accelerated policies") entsprechende Hochrechnungen). Die gestrichelten Linien geben die Ergebnisse der linearen, die durchgezogenen Linien die der logarithmischen Regression wieder.

Bei Trendfortschreibung des beobachteten CO_2 -Konzentrationsanstieges wird um das Jahr 2025 eine Verdoppelung der vorindustriellen Äquivalent-Konzentration erwartet. Das lineare Regressionsmodell sagt in guter Übereinstimmung mit dem Bericht des International Panel on Climate Change (IPCC, siehe HOUGHTON et al. 1990), aber nunmehr auf der Grundlage der Beobachtungsdaten, einen zur CO_2 -Konzentrationsverdoppelung von 280 auf 560 ppm korrespondierenden Anstieg der bodennahen Weltmitteltemperatur um etwa 3 K voraus. Bei logarithmischer Verknüpfung der CO_2 -Einflußgröße mit der bodennahen Lufttemperatur als Zielgröße erhöht sich die erklärte Temperaturvarianz nur geringfügig. Die für die Zukunft zu erwartenden höheren CO_2 -Konzentrationen führen bei logarithmischem Zusammenhang jedoch zu niedrigeren, noch besser den Ergebnissen des IPCC (Bestwert bei Verdoppelung auf 560 ppm: 2.5 K) entsprechenden Temperatursignalen (Abb. 2). Die regional-jahreszeitlichen Muster der statistischen Treibhaussignal-Schätzungen entsprechen qualitativ weitgehend denen der deterministischen Berechnungen (siehe z.B. SCHÖNWIESE und STÄHLER 1991).

* * *

Für die Unterstützung unserer Arbeiten danken wir dem Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT, Projekt-Nr. 07 KFT 16/5).

LITERATUR

CUBASCH, A.: Modellierung der anthropogenen Klimaveränderung mit globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären Modellen. *Global Change Prisma* (1991), Vol. 2, Nr. 1, S. 7-9.

HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. (eds.): *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge: Cambridge University Press 1990.

SCHÖNWIESE, C.-D.: Multivariate statistical assessments of greenhouse-gas-induced climatic change and comparison with results from general circulation models. In: Schlesinger, M.E. (ed.): *Greenhouse-gas-induced climatic change: A critical appraisal of simulations and observations*. *Developments in Atmospheric Science* 19 (1991), S. 483-503.

SCHÖNWIESE, C.-D.; RUNGE, K.: Some updated statistical assessments of the surface temperature response to increased greenhouse gases. *Internat. J. Climatol.* 11 (1991), S. 237-250.

SCHÖNWIESE, C.-D.; STÄHLER, U.: Multiforced statistical assessments of greenhouse-gas-induced surface air temperature change 1890-1985. *Clim. Dyn.* 6 (1991), S. 23-33.

Thomas Hauf

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, 8031 Oberpfaffenhofen

1. EINLEITUNG

An Tagen mit kräftiger Einstrahlung und Wind bilden sich in der freien Atmosphäre interne Schwerewellen aus. Diese werden am Oberrand der konvektiven Grenzschicht durch flache Konvektion und bevorzugt im Beisein von Scherung angeregt. Konvektiv angeregten Schwerewellen wurden zuerst von Segelfliegern beobachtet (Lindemann, 1972), später dann von Kuettner et al. (1987) mit einem Forschungsflugzeug untersucht und in numerischen Simulationen von Clark et al. (1986) in 2-d, Hauf und Clark (1989) und Balaji und Clark (1988) in 3-d studiert. Als übereinstimmende Merkmale wurden die Wellenamplitude von $\pm 0.5 - 3$ m/s in w , die damit korrespondierenden Amplituden von Temperatur und Feuchte, horizontale Wellenlängen von 5 - 20 km und eine vertikale Höherstreckung bis ggf. in die Stratosphäre gefunden. Clark und Hauf (1989) zeigten, daß die räumliche Struktur des Wellenfeldes in der unteren Troposphäre zunächst von konvektiven Vorgängen mit typischen horizontalen Skalen von 3 - 8 km dominiert wird. Erst nach etwa einer Stunde treten auch längere Wellen von 15 - 20 km auf. Diese anscheinend bevorzugt angenommen Wellenmoden breiten sich im Laufe der Zeit auch in größere Höhen aus, sofern dies Wind- und Temperaturfeld zulassen. Nach ein bis zwei Stunden kann die vertikale Mächtigkeit der Wellenschicht die Tropopause erreicht haben. Zwar nimmt die Wellenamplitude mit der Höhe ab, kann aber z.B. in 8.5 km Höhe, den numerischen Simulationen zufolge, noch vertikale Auslenkungen von ± 200 m bewirken. Diese Ergebnisse lassen vermuten, daß wenn die Anregung der Wellen durch die Konvektion wegfällt, die kurzen Wellenlängen verschwinden und die längeren vorherrschen. Weiterhin stellt sich die Frage, ob die dominante Wellenlänge über die nach drei Stunden Simulationszeit beobachteten 15 - 20 km hinauswächst.

2. MESSUNGEN

Zur Beantwortung dieser Fragen wurden mit der FALCON, ein für Turbulenzmessung voll ausgerüstetes Forschungsflugzeug der DLR (Hauf, 1984), am 16.7.91 insgesamt drei Flüge im Voralpenraum

durchgeführt. An diesem Tag bildete sich eine konvektive Grenzschicht aus mit einer Mächtigkeit von 2 km, die gegen Abend bis auf 2.7 km anstieg. Die Windgeschwindigkeit nahm kontinuierlich auf 30 m/s im Tropopausenniveau zu, mit maximaler Scherung von ≈ 10 m/(s km) im Bereich der Grenzschichthöhe. Das Flugmuster bestand aus vier höhengestaffelten und übereinanderliegenden Flugstrecken von 60 km Länge, die jeweils in beiden Richtungen durchflogen wurden. Die Orientierung war parallel zum mittleren Wind in westsüdwestlicher Richtung und war dieselbe für alle drei Flüge. Die Flughöhen lagen bei 3, 5, 8 und 11 km und die Flüge wurden zwischen 11 - 13, 15 - 17 und 19 - 21 Uhr MEZ durchgeführt.

3. ERGEBNISSE

Die Auswertung der Messungen zeigt sehr deutlich die Präsenz von Wellen. Diese wurden anhand einer Phasenverschiebung von 90 Grad zwischen Vertikalwind und Temperatur, bzw. Feuchte als lineare Wellen identifiziert. Der erste Flug um Mittag wies bevorzugt kurze Wellen von 4 - 8 km in allen Höhen bis 8 km auf. Am Nachmittag traten in 5 km Höhe deutlich ausgeprägte Wellen mit Wellenlängen von 12 - 15 km Länge auf. In den unteren Flugniveaus dominierten auch am Abend die kurzen Wellen von ≈ 5 km, während ab 5 km Höhe die Wellenlänge auf über 20 km anwuchs. Die Amplituden des Vertikalwindes lagen fast immer konstant bei ± 0.5 m/s, und in niedrigen Höhen lagen die Temperaturamplitude bei 0.5 K und die Feuchteamplitude bei 0.2 g/kg.

Die Messungen bestätigen deutlich die theoretisch erwartete Existenz der konvektiv angeregten Schwerewellen. Die zeitliche Entwicklung von anfänglich konvektionsbedingten Längenskalen von 5 - 8 km zu Wellenlängen von 15 km und mehr, wie sie typisch für die Schwerewellen sind, steht in vollem Einklang mit den numerischen Simulationen. Die erwartete Abnahme der kurzen Wellen in den niedrigen Flugniveaus gegen Sonnenuntergang konnte allerdings, wahrscheinlich wegen des doch noch zu frühen Termins, nicht beobachtet werden. Überraschend war das Anwachsen der Wellenlänge auf Werte größer 20 km. Dieses Ergebnis muß erst durch weitere Untersuchungen noch bestätigt werden, da die Flugstreckenlänge von 60 km dafür zu knapp ge-

wählt war. Insgesamt zeigen diese Messungen erneut, daß die konvektiv angeregten Schwerewellen einen dominanten mesoskaligen Strömungsmodus der freien Atmosphäre darstellen, der bevorzugt an den für die Anregung günstigen Tagen, d.h. an Tagen mit kräftiger Einstrahlung und Wind, auftritt.

4. LITERATUR

BALAJI, V., CLARK, T. L.: Scale Selection in Locally Forced Convective Fields and the Initiation of Deep Cumulus. *J. Atmos. Sci.*, **45** (1988), 3188 - 3211.

CLARK, T.L., HAUF, T., KUETTNER, J. P.: Convectively forced internal gravity waves: Results from two-dimensional numerical experiments. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112** (1986), 899-925.

HAUF, T., CLARK, T. L.: Three-dimensional numerical experiments on convectively forced internal gravity waves. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **115** (1989), 309 - 333.

HAUF, T.: Turbulenzmessungen mit dem Forschungsflugzeug Falcon. *Meteorol. Rdsch.*, **37** (1984), 163 - 176.

KUETTNER, J. P., HILDEBRAND, P. A., CLARK, T. L.: Convection waves: Observations of gravity wave systems over convectively active boundary layers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113** (1987), 445 - 467.

LINDEMANN, C.: 'Thermal waves'. OSTIV Publication XI, 1972.

VISUALISIERUNG INSTATIONÄRER MESOSKALIGER PHÄNOMENE MITTELS VIDEOFILM

Siegfried Raasch

Institut für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover

Innerhalb der letzten 10 Jahre hat die Simulation mesoskaliger Phänomene eine außerordentlich intensive Entwicklung erfahren. Selbst die dreidimensionale Berechnung so komplexer Phänomene wie der konvektiven Grenzschicht bereitet heute keine grundsätzlichen Probleme mehr und die Ergebnisse verschiedener konkurrierender Modelle liegen dabei so dicht beieinander, daß eine Entscheidung zwischen ihnen auf Basis von Meßdaten aufgrund der Meßgenauigkeit nicht mehr möglich ist (siehe z.B. Nieuwstadt et al., 1991). Dies betrifft im wesentlichen gemittelte Eigenschaften wie z.B. mittlere Vertikalprofile einzelner Größen. Ein großes Problem bereitet zur Zeit noch die Visualisierung der einzelnen Strömungsphänomene im Detail, insbesondere wenn es sich dabei um dreidimensionale und/oder instationäre Prozesse handelt.

Für die Darstellung von dreidimensionalen, stationären Strukturen gibt es im Workstation-Bereich bereits kommerzielle Software (z.B. Data Visualizer von Wavefront Technologies oder Fieldview von Intelligent Light) aber auch Public-Domain-Software (z.B. HIGHEND von der DLR-Göttingen oder VISUAL3 vom MIT) von hervorragender Qualität. Zeitlich veränderliche komplexe Strukturen sind aber auf Einzelbildern häufig nur schwer auszumachen, und ihre Dynamik kann nur mittels eines Films vernünftig wiedergegeben werden. Dabei bereitet die Darstellung vektorieller Größen (in der Regel handelt es sich um das Windfeld) besondere Schwierigkeiten. Zum Zweck der Visualisierung instationärer Prozesse ist von uns eine Graphik-Software entwickelt worden, die im wesentlichen auf der passiven Verlagerung von Partikeln durch die entsprechenden Windfelder beruht. Partikelpositionen werden nach jedem Zeitschritt neu berechnet und als Einzelbilder gezeichnet. Diese Einzelbilder werden dann zu einem Film zusammengefügt und können anschließend aufgezeichnet werden. Zusätzlich können skalare Größen wie z.B. Temperatur als farbige Hintergrundinformation dargestellt werden.

Das Einbringen von passiven Tracern entspricht Techniken, wie sie auch in Laborexperimenten verwendet werden. Die Darstellung mittels Computer bietet allerdings diverse Vorteile: Partikel können ohne Schwierigkeiten gezielt an bestimmten Orten der Strömung freigesetzt und auch unterschiedlich eingefärbt werden. Man kann ihnen eine begrenzte Lebensdauer zuteilen, so daß unnötige Ansammlungen in Konvergenzzonen oder eine

„Verschmutzung“ der gesamten Strömung mit Partikeln vermieden wird. Eine gleichmäßige kontinuierliche Darstellung der gesamten Strömung erreicht man z.B. dadurch, daß man Partikel an den Gitterpunktorten in regelmäßigen Zeitabständen freisetzt und sie nach einer bestimmten Verlagerungszeit wieder löscht.

Mittels dieser Partikeldarstellung läßt sich eine Vielzahl von Strömungsdetails sichtbar machen, die ansonsten in der Datenflut der Modelle verborgen bleiben. Wir haben mit dieser Software bereits eine Vielzahl von Phänomenen, u.a. konvektive Grenzschicht, Hangwind, Land-See-Wind und Kelvin-Helmholtz-Wellen dargestellt. Dabei hat sich gezeigt, daß diese Art der Visualisierung auch zur Fehlererkennung (z.B. Initialisierungsfehler bei Fortsetzungsrechnungen, numerisch bedingte Wellen mit sehr kleiner Amplitude) sehr gut geeignet ist. Mit Hilfe dieser Technik gewonnene Erkenntnisse sind bereits in Veröffentlichungen eingegangen (s. z.B. Raasch und Etling, 1991).

Die Produktion der Filme erfolgt auf der Video-Anlage (s. Abb. 1) des Regionalen Rechenzentrums für Niedersachsen (RRZN). Die Plot-Software ist auf den Großrechnern des Rechenzentrums implementiert und die graphische Ausgabe wird in Form von CGM-Metafiles auf eine Workstation übertragen. Dort werden die einzelnen Bilder der Sequenz als Raster-Bild dargestellt und anschließend auf einem sogenannten digitalen Festplatten-Videorecorder abgespeichert. Auf ihm können maximal 750 Bilder aufgezeichnet und mit einer Frequenz von 25 Bildern pro Sekunde wiedergegeben werden. Der angeschlossene Betacam-Recorder erlaubt die Aufnahme der Sequenz in Studio-Qualität und ermöglicht ebenfalls verschiedene (evtl. aufeinanderfolgende) Sequenzen bildgenau aneinander zu schneiden. Eine genaue Beschreibung dieser Anlage und der zugrundeliegenden Konzepte findet man bei Olbrich und Reumann (1991).

Die Aufzeichnung der Filmsequenzen mittels Video-Festplatte und Betacam-Recorder ist sehr kostenaufwendig (ca. 300.000 DM) aber zur Zeit noch unumgänglich, da Workstations eine „on-line“ Wiedergabe mit 25 Bildern/Sekunde wegen der großen anfallenden Datenmengen noch nicht erlauben. In Zukunft wird auch hier die direkte Wiedergabe von auf der Festplatte einer Workstation abgespeicherten Bilddateien mit sogenannten „real-time-compression/decompression-Systemen“ möglich sein,

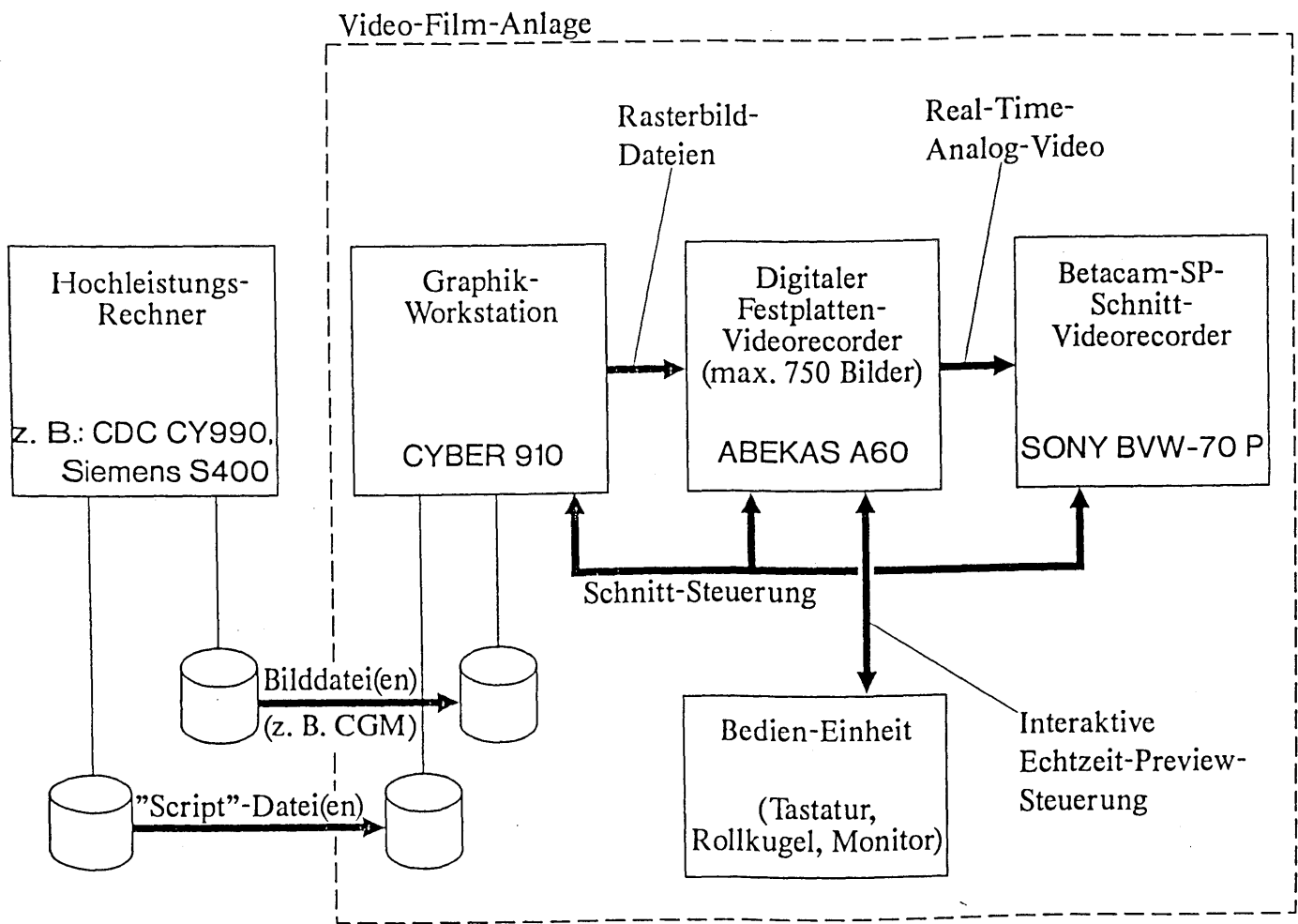


Abb.1: Prinzipskizze der Videofilm-Anlage des Regionalen Rechenzentrums für Niedersachsen (RRZN)

die dann mit einfachen VHS-Recordern aufgezeichnet werden können. Diese Methode wird allerdings teilweise deutliche Qualitätsverluste mit sich bringen.

Literatur

Nieuwstadt, F.T.M., P.J. Mason, C.-H. Moeng und U. Schumann, 1991: Large-eddy simulation of the convective boundary layer: A comparison of four computer codes. In: Eight Symposium on turbulent shear flows. Technische Universität München, Volume 1, 1-4-1 -- 1-4-6.

Olbrich, S. und K. Reumann, 1991: Video animation of plot sequences in a computer center environment. In: Proceedings of first international conference on computational graphics and visualization techniques, Sesimbra, Portugal, Part I, 171-180.

Raasch, S. und D. Etling, 1991: Turbulent thermal convection in rotating boundary layers. Beitr. Physik Atm., im Druck.

WIRBELSTRUKTUREN IN TROPISCHER KONVEKTION

Winfried König

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstraße 55, W-2000 Hamburg 13

1. Einleitung

Seit der Arbeit von Schneider und Lindzen (1976) hat es immer wieder Untersuchungen gegeben (z.B. Zhang und Cho, 1991; weitere Literaturzitate s. dort), die auf die Bedeutung der tropischen Konvektion für den großskaligen Impulshaushalt hingewiesen haben und Parametrisierungsansätze für den Vertikaltransport von Impuls durch Cumulonimben vorgestellt haben. Die Schwierigkeit besteht in der Überlagerung verschiedener Strömungsphänomene, deren Intensitäten durch eine Vielzahl von Nebenbedingungen gesteuert wird. Insofern mußte bei den Parametrisierungen stets ein Kompromiß zwischen Vereinfachungen einerseits und Allgemeingültigkeit andererseits gefunden werden.

Um die Bedeutung einzelner Strömungsphänomene der tropischen Cumuluskonvektion zu bewerten, sollen im folgenden einige Parametrisierungsansätze isoliert betrachtet und ihre Auswirkungen auf ein großskaliges Strömungsfeld verifiziert werden. Folgende Vorgänge erhalten dabei ein besonderes Augenmerk: 1) Widerstand der Wolken im Grundstrom, 2) Effekte eines durch die Wolke induzierten Wirbelpaares, 3) Zirkulationsmuster mit Helizität. Die Gültigkeit der Parametrisierungsansätze wird durch Vergleich mit dem Residuum der Vorticitybilanz von objektiv analysierten Beobachtungen im $65 \times 65 \text{ km}^2$ -Gitter (Ooyama 1987) während GATE74 Phase III überprüft. Die Ansätze bauen auf dem Konzept des Wolkenensembles von Arakawa und Schubert (1974) auf, in dem Wolken unterschiedlicher Mächtigkeit miteinander und mit der großräumigen Umgebung wechselwirken. Dies geschieht vor allem durch kompensierendes Absinken zwischen den Wolken, wie auch durch Befeuchten der Umgebung in den Detrainment-Schichten.

2. Subskaliger Beitrag zur Vorticitybilanz

In der großskaligen Beschreibung eines Strömungsfeldes treten scheinbare Quellen und Senken auf, die durch kleinräumige, nicht aufgelöste Vorgänge hervorgerufen werden. Neben den durch die großskaligen Variablen beschriebenen Termen bleibt ein Restglied übrig, das als scheinbare Vorticityquelle Z bezeichnet wird. Formal läßt sich Z durch die sub-

skaligen Störungsterme beschreiben:

$$Z \approx -\mathbf{k} \cdot \nabla \times \left(\frac{\partial}{\partial p} \overline{w'v'} \right) \quad (1)$$

Die Vernachlässigung des horizontalen Divergenztermes ergibt sich dabei aus einer Skalenabschätzung (König und Ruprecht, 1989).

Gemittelt über eine Fläche A in der Umgebung eines betrachteten Gitterpunktes läßt sich Z auch wie folgt formulieren:

$$Z = -\frac{g}{A} \oint \frac{\partial}{\partial p} M_c (\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}}) \cdot \mathbf{t} \, ds \quad (2)$$

wobei v_c die Horizontalbewegung der Wolken bezeichnet, M_c den vertikalen Wolkenmassenfluß und g die Schwerebeschleunigung.

3. Widerstand im Grundstrom

In dieser Modellvorstellung driften Wolken in der mittleren Strömung, bilden aber einen Widerstand gegen einen näherungsweise konstanten Grundstrom. So ergibt sich als Beitrag eines Wolkenensembles, charakterisiert durch die Entrainmentrate λ_j

$$\frac{\partial}{\partial p} M_j v_{cj} = (\bar{v} - v_{cj}) \lambda_j + \frac{c_D r_{cj}}{g} (\bar{v} - v_{cj})^2 \quad (3)$$

wobei c_D der Widerstandsbeiwert und r_{cj} der Wolkenradius des Wolkentyps j bezeichnen. Der subskalige Beitrag zum großskaligen Vorticityhaushalt wird also durch Vermischung von Wolkendrehimpuls und Umgebungs-drehimpuls und durch den Widerstand der Wolkenkörper charakterisiert.

In Abbildung 1 wird der durch die großskaligen Terme bestimmte Restterm Z mit der subskaligen Komponente des Wolkenwiderstandes mit (3) in (2) für einen Termin aus Phase III des GATE-Experimentes verglichen. In oberen Schichten (z.B. 400 hPa) zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den großskalig bestimmten Strukturen und der Parametrisierung, obwohl die Minima im Süden durch die Parametrisierung etwas überschätzt werden.

4. Wirbelpaare

Starke Aufwinde innerhalb der Wolken modifizieren die Vorticity-Verteilung bei einer vorhandenen vertikalen Scherung des Grundstroms. Der horizontale

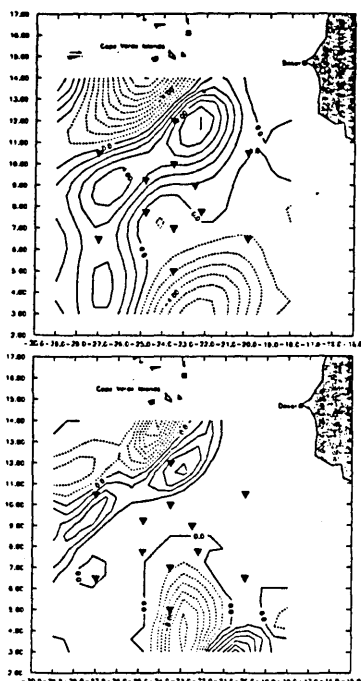


Abbildung 1: Scheinbare Vorticityquelle z [$10^{-10} s^{-2}$], berechnet aus der großskaligen Bilanz (oben) und mit der Parametrisierung des Wolkenwiderstands (unten) für den 31. August 1974, 15 GMT in 400 hPa über GATE74, Phase III.

Wirbelvektor wird dabei in die Höhe gedreht und es entsteht eine vertikale Komponente der Vorticity. Die Situation ist schematisch in Abbildung 2 dargestellt. Das entsprechende Absenken in die Horizontale im Lee der Wolken führt zu einer entgegengesetzten Komponente und damit zu einem Paar horizontal gegenläufiger Wirbel.

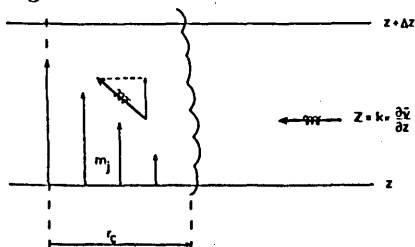


Abbildung 2: Schematischer Querschnitt durch eine Wolke mit horizontal veränderlichem Aufwind, der die Drehung des Wirbelvektors in die Vertikale veranschaulicht.

Mit diesem Parametrisierungsansatz läßt sich im allgemeinen nur eine mäßige Übereinstimmung mit der beobachteten großskaligen Bilanz erreichen. Zur Abschätzung der Auswirkung in verschiedenen Höhen wurde ein räumlicher Korrelationskoeffizient berechnet, der die horizontalen Verteilungen der scheinbaren Vorticityquelle zwischen der großskaligen Berechnung und der Parametrisierung vergleicht. In Fällen mit mäßiger Konvektion findet man in unteren Schichten oft über einen längeren Zeitraum. Auch wenn der Zusammenhang schwach ist, weist doch seine Beständigkeit über einem längeren Zeitraum auf die Existenz dieses Wirbeleffektes hin.

5. Helizität

Das Zusammenwirken von horizontalem Grundstrom und konvektiver Vertikalzirkulation läßt auf die Möglichkeit von helizitären Strömungen in der Wolkenumgebung schließen. Es wurde untersucht, inwieweit die Bedingung der Beltrami-Strömung, eines reinen helizitären Flusses mit dem Wirbelvektor parallel zum Windvektor, bei den untersuchten Daten erfüllt wurde. Die Bedingung lautet für die scheinbare Vorticityquelle:

$$Z \equiv \frac{1}{A} \oint ((\nabla \times \mathbf{v}') \times \mathbf{v}') \cdot \mathbf{t} ds = 0 \quad (4)$$

Man findet nun Korrelationen zwischen Maxima des Wolkenmassenflusses und Bereichen verschwindender scheinbarer Vorticityquelle. Dieser Zusammenhang ist allerdings nur in unteren Schichten und in Fällen schwacher Konvektion ausgeprägt.

Allgemein lassen sich aus den Untersuchungen folgende Schlüsse ziehen:

- Der Wolkenwiderstand zeigt sich als der deutlichste Effekt. Er tritt vor allem in oberen Schichten auf, wo die Wolken im allgemeinen dynamisch inaktiv sind.
- Wenn die Konvektion nicht zu stark ist, läßt sich auch ein schwacher Einfluß durch Wolkeninduzierte Wirbelpaare in den unteren Schichten auffinden.
- Die Beltrami-Bedingung ist gelegentlich in 900-800 hPa bei schwacher Konvektion erfüllt. Dieses Phänomen bricht aber zusammen, wenn sich die Konvektion verstärkt.

Literatur:

- Arakawa, A. und W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674 - 701.
- König, W. und E. Ruprecht, 1989: Effects of convective clouds on the large-scale vorticity budget. *Met. Atmos. Phys.* 41, 213-229.
- Ooyama, K. V., 1987: Scale-controlled objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2479-2506.
- Schneider, E.K. und R.S. Lindzen, 1976: A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection *J. Geophys. Res.*, 81, 3158-3160.
- Zhang, G.J. und H.-R. Cho, 1991: Parameterization of the vertical transport of momentum by cumulus clouds. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1483-1492.

KRITISCHE SKALA DER REAKTION DER KONVEKTIVEN GRENZSCHICHT AUF VARIABLE OBERFLÄCHENEIGENSCHAFTEN

Ulrich Schumann

DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, W-8031 Oberpfaffenhofen

1 FRAGESTELLUNG

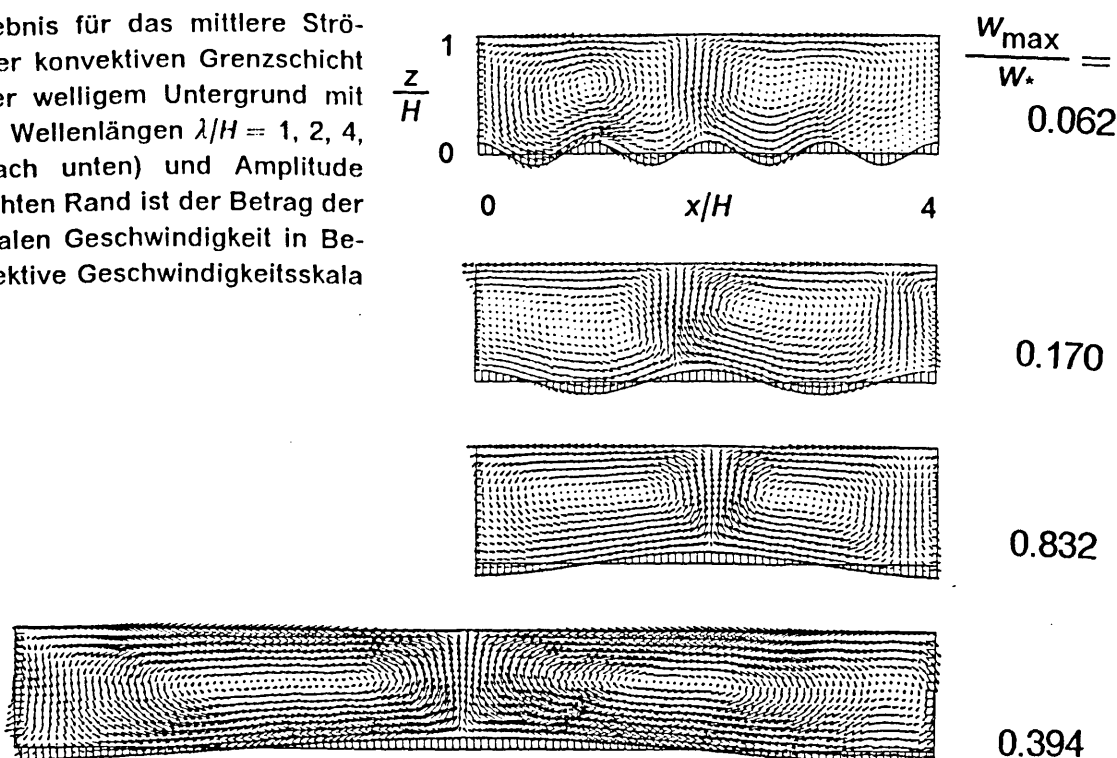
Es wird die Frage gestellt, bei welcher Wellenlänge Oberflächeninhomogenitäten die turbulente Struktur in der konvektiven Grenzschicht am stärksten beeinflussen. Unter konvektiver Grenzschicht verstehen wir die mit einem Temperaturstrom Q von unten erwärmte turbulente Grenzschicht, die bis zur Höhe H einer abgehobenen Inversion reicht, bei schwachen mittleren Winden. Als Oberflächen werden hier einerseits die ebene homogene Oberfläche mit Oberflächenrauigkeit z_0 betrachtet. Andererseits untersuchen wir inhomogene Oberflächen bei der entweder der Wärmestrom oder die Oberflächenhöhe sinusförmig in einer der horizontalen Koordinaten mit Wellenlänge λ variiert. Solche regelmäßigen Variationen treten in der Natur nicht auf, werden hier aber betrachtet, um zunächst den Einfluß monospektraler Variationen zu verstehen. Der Einfluß randomer Strukturen ist gesondert zu untersuchen. Die Amplitude der Va-

riation des Temperaturstroms sei q , die der Oberflächenhöhe sei δ . Wir betrachten Variationen im Bereich $0 \leq q/Q \leq 1$, $0 \leq \delta/H \leq 1$, und $0 < \lambda/H < \infty$. Die Antwort auf unsere Frage interessiert unter anderem im Hinblick auf die Erfassung von Oberflächeninhomogenitäten bei der Parametrisierung von Austauschprozessen zwischen Landoberflächen und der Atmosphäre. Aber auch Segelflieger können derartige Kenntnisse interessieren.

2 METHODE

Die Fragestellung wird einerseits mit Hilfe von Grobstruktur-Simulationen (LES, Large-Eddy-Simulation) und andererseits anhand eines sehr einfachen Näherungsmodells, das quasi analytische Lösungen erlaubt, untersucht. Details sind in KRETTENAUER (1991), KRETTENAUER und SCHUMANN (1992) sowie SCHUMANN (1991) beschrieben.

Abb. 1: LES-Ergebnis für das mittlere Strömungsfeld in einer konvektiven Grenzschicht der Dicke H über welligem Untergrund mit unterschiedlichen Wellenlängen $\lambda/H = 1, 2, 4, 8$ (von oben nach unten) und Amplitude $\delta/H = 0.1$. Am rechten Rand ist der Betrag der maximalen vertikalen Geschwindigkeit in Bezug auf die konvektive Geschwindigkeitsskala w_* angegeben.



3 ERGEBNIS DER LES

Abb. 1 zeigt Ergebnisse der LES. Die Abbildung zeigt das Strömungsfeld über welligem Untergrund, bei fester Amplitude $\delta/H = 0.1$ für verschiedene Wellenlängen λ/H . Das Geschwindigkeitsfeld ist hierbei der Mittelwert der dreidimensionalen Simulation über alle parallelen Rechenebenen in der Querrichtung (in der die Orographie konstante Höhe hat) und zudem über die letzten 5 konvektiven Zeiteinheiten der Simulation. Die maximale vertikale Geschwindigkeitskomponente beträgt in den vier Fällen 0.062, 0.170, 0.832 und 0.394 w , wobei $w = (\beta g Q H)^{1/3}$ die konvektive Geschwindigkeitsskala ist ($\beta \cong 1/T$, ist der volumetrische Ausdehnungskoeffizient, g ist die Erdbeschleunigung). Man erkennt, daß die Konvektion auf den welligen Untergrund am stärksten bei $\lambda/H \cong 4$ reagiert. Es zeigt sich in den Simulationen, daß dies zugleich etwa die Wellenlänge ist, bei der die turbulente Konvektion auch über homogenem Untergrund am stärksten ausgeprägt ist. Dies ist auch durch Messungen belegt. Abb. 1 läßt erkennen, daß eine kurzwellige Orographie selbst bei dieser langen Mittelwertbildung das Strömungsfeld nicht kontrolliert, vielmehr versucht die Strömung die ihr eigene längere Wellenlänge anzunehmen. Ähnliche Ergebnisse wurden über ebenem Untergrund mit räumlich variabler Erwärmung von der Oberfläche erzielt.

4 ERGEBNIS EINES EINFACHEN MODELLS

Zur Interpretation der numerischen Ergebnisse wurde ein sehr stark vereinfachtes Modell der turbulenten Konvektion abgeleitet, das auf dem in Abb. 2 skizzierten Modell basiert. Hiermit kann der Einfluß von welligem Untergrund und räumlich variierendem Wärmestrom an der Oberfläche nahezu analytisch bestimmt werden. Das Modell zeigt, daß bei ebener Oberfläche mit konstantem Wärmestrom Q die mittlere Zirkulation am stärksten bei Wellenlängen λ/H zwischen 2 und 4 ausgeprägt ist. Welliger Untergrund oder ein räumlich variierender Wärmestrom verstärken die Zirkulation am stärksten bei etwa der gleichen Wellenlänge und zwar um etwa den Faktor $1 + \delta/(2H) + q/(4Q)$. Diese relativ schwache Verstärkung hat zur Folge, daß die Austauschprozesse an der Erdoberfläche kaum verändert werden. Stärker reagiert die effektive Diffusivität im Inneren der Grenzschicht auf die zunehmende mittlere Zirkulation. Mit zunehmender mittlerer Zirkulation nimmt die Intensität turbulenter Bewegungen ab. Dieses zunächst überraschende Ergebnis läßt sich anhand der Bilanz der kinetischen Energie begründen. Der Einfluß von Oberflächenrauigkeiten auf diese Zirkulation ist gering. Diese Ergebnisse stimmen weitgehend mit den Ergebnissen der LES überein.

5 ZUSAMMENFASSUNG

Die Antwort auf unsere eingangs gestellte Frage lautet also: Oberflächeninhomogenitäten beeinflussen die konvektive Grenzschicht am stärksten bei der Wellenlänge, bei der die Turbulenz auch über homogenem Untergrund am stärksten ausgeprägt ist. Dies ist etwa bei Wellenlängen zwischen dem 2 und 4-fachen der Grenzschichtdicke der Fall. Zudem wurde gezeigt, daß die Turbulenz in der konvektiven Grenzschicht nur relativ schwach auf welligen Untergrund oder räumlich variierenden Wärmestrom reagiert.

Literatur

- KRETTENAUER, K.: Numerische Simulation turbulenter Konvektion über gewellten Flächen. Diss. Techn. Univ. München, DLR-FB 91-12 (DLR Oberpfaffenhofen), 162 S. (1991).
- KRETTENAUER, K.; SCHUMANN, U.: Numerical simulation of thermal convection over a wavy surface. J. Fluid Mech. (1992) im Druck.
- SCHUMANN, U.: A simple model of the convective boundary layer over wavy terrain with variable heat flux. Beitr. Phys. Atmosph. (1991) im Druck.

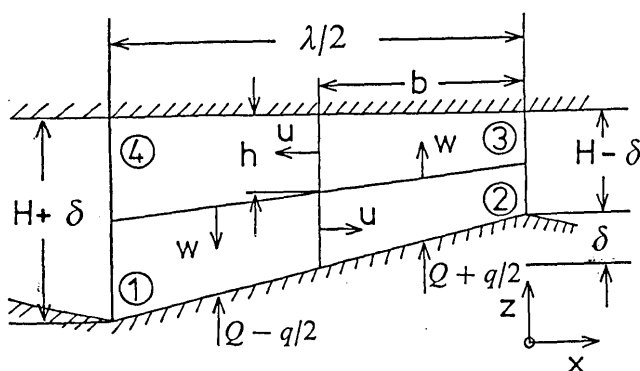


Abb. 2: Skizze des Modellgebiets mit einer Halbwelle (Wellenlänge $\lambda = 4b$, Grenzschichtdicke $H = 2h$). Für jede der vier Kontrollvolumina 1 bis 4 wird die Wärmebilanz und für die Geschwindigkeiten u und w die jeweilige Impulsbilanz aufgestellt und nach Schließung durch turbulente Austauschansätze für den stationären Fall gelöst.

Strömungsablösungen über orographisch strukturiertem Gelände

Gerhard Adrian
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe
Kernforschungszentrum Karlsruhe

1 Einleitung

Die Ausbildung von Ablösephänomenen in der Atmosphäre werden häufig im Lee einiger Inseln von Satelliten aus beobachtet. Eine zusammenfassende Analyse wurde von Etling (1989) durchgeführt. Dabei wurde versucht, den Zustand der Atmosphäre beim Auftreten derartiger Phänomene mit Ergebnissen aus Experimenten im Strömungskanal zu vergleichen. Etling führt dazu eine äquivalente Froude - Zahl ein, die die Wirkung einer Inversion mit einer homogenen Schichtung vergleichbar werden läßt.

Als Indikator für das Auftreten von Ablösewirbeln mit vertikaler Achse werden meist die dabei auftretenden charakteristischen Wolkenverteilungen verwendet. Über Land versagt dieser Indikator jedoch, da dort viele andere orographisch verursachte Hebungsprozesse wirken, die das Erkennen von geordneten Strukturen verhindern. Wegen dieser orographischen Einflüsse wird man auch die Ausbildung von Wirbelstraßen kaum erwarten können, jedoch das Auftreten einzelner Wirbel ist nicht auszuschließen.

Operationelle Meßnetze lösen die durch die Orographie vorgegebenen Skalen nicht auf, so daß sie die hier diskutierten Phänomene nicht erfassen können. Im Oberrheintal jedoch stehen mehrere, mindestens 160 m hohe Meßmasten zur Verfügung, die auch eine Abschätzung von Stabilitätsmaßen erlauben. Aus diesen Datensätzen wurde zunächst ein dreijähriger Zeitraum von 1984 bis 1986 der Meßmasten in Freistett bei Achern und in Wyhl, nordwestlich vom Kaiserstuhl, ausgewählt. Die Daten liegen als Halbstundenmittel vor. An Hand dieses Datensatzes wurde zunächst untersucht, ob die Bedingungen für das Auftreten von Ablösephänomen erfüllt sind und ob sich aus den Daten Hinweise auf das Auftreten instationärer Ablösephänomene finden lassen. In einem weiteren Schritt wurde dann versucht, diese Phänomene mit dem mesoskaligen Modell KAMM (Adrian, Fiedler 1991) zu simulieren.

2 Bedingungen für das Auftreten von Strömungsablösungen

Die Umströmung eines Hindernisses bei Vernachlässigung der Grenzschicht und des Coriolis - Effektes wird durch zwei Froude - Zahlen $Fr_D = U/(ND)$ und $Fr_H = U/(NH)$ bestimmt, wie sich unter anderem aus analytischen Lösungen linearer Modelle zeigen läßt. N ist die Brunt - Väisälä - Frequenz, D die Breite und H die Höhe des Hindernisses. Die Froude - Zahl Fr_D beschreibt die

Form der Lösung und die Froude - Zahl Fr_H die Amplitude der Störung des Strömungsfeldes durch das Hindernisses. Die Kennzahl Fr_H kann deshalb als Kriterium für das Auftreten von nichtlinearen Ablösephänomenen verwendet werden. Etling (1989) definiert eine Froude - Zahl Fr_H unter Anwendung des Konzeptes der teilenden Stromlinie von Sheppard (1956)

$$Fr = 1 - \frac{h_s}{H}$$

wenn h_s die Höhe der teilenden Stromlinie ist. Bei dieser Definition wird angenommen, daß zwischen dem Boden und der Inversionshöhe h_s die Schichtung neutral ist, und nur darüber zwischen h_s und der Gipfelhöhe H eine Schichtung entsprechend der Froude - Zahl Fr_H auftritt (Hunt, Snyder 1980). Aus Sheppard's Gleichung folgt, daß eine Umströmung des Hindernisses erfolgt, wenn nur eine hinreichend starke Inversion unterhalb des Gipfels auftritt.

Etling (1989) gibt als Ergebnis seiner Auswertungen für die Atmosphäre einen kritischen Wert für das Auftreten von Ablösewirbeln im Lee eines Berges in der Atmosphäre von 0,4 an. Dieser Wert deckt sich mit Ergebnissen von Strömungskanalexperimenten (Brighton 1978).

3 Beobachtungen im Oberrheintal

Aus den oben beschriebenen Datensätzen wurde die Froude - Zahl aus den Messungen aus den Meßhöhen 100 m und 160 m über Grund bestimmt. Als Hindernishöhe wurde die Höhe des Feldberges über dem Rheintal von ca. 1500 m angenommen. Es lagen im genannten Zeitraum 49300 Halbstundenwerte vor, davon war in Freistett in 7600 Fällen die Schichtung labil. In 50 Prozent der verbleibenden 41700 Fällen traten an beiden Masten Froude - Zahlen kleiner als 0,4 auf. Daraus folgt, daß im Oberrheintal Ablösephänomene häufig zu erwarten sind.

Hinweise auf das Auftreten von Ablösewirbeln erhält man aus der Differenz der Windrichtungen an den beiden Stationen. Treten keine Wirbel auf, so ist im Oberrheintal eine Kanalisierung zu erwarten und die Windrichtung ist an beiden Stationen parallel zur Talachse gerichtet. Treten Ablösungen auf, so ist zu erwarten, daß die Windrichtungen an beiden Stationen unkorreliert sind. Die Abbildung 1 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungsdifferenz zwischen Wyhl und Freistett als Funktion der Froude - Zahl.

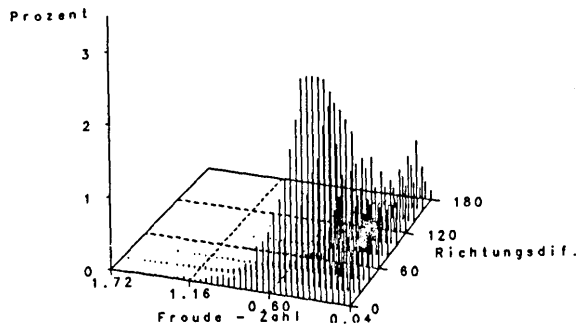


Abbildung 1: Differenz der Windrichtungen in Wyhl und Freistett als Funktion der Froude - Zahl. Dargestellt ist die relative Häufigkeit in Klassen von 20 Grad der Windrichtungsdifferenz und 0,04 der Froude - Zahl.

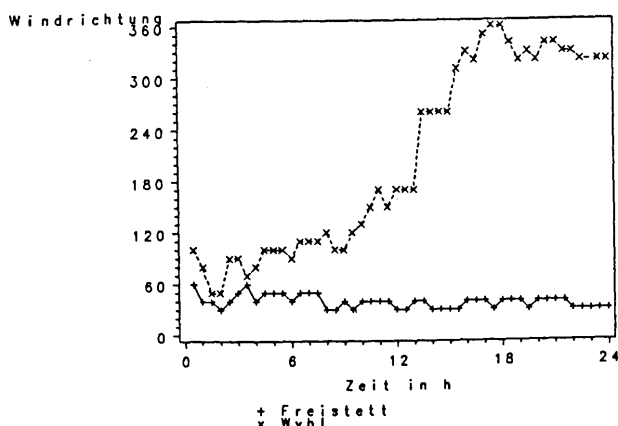


Abbildung 2: Der zeitliche Verlauf der Windrichtung in Wyhl und Freistett am 4. 2. 1986

Man erkennt, daß oberhalb des kritischen Wertes von 0,4 die Windrichtungsdifferenz klein ist, unterhalb jedoch jede beliebige Windrichtungsdifferenz auftritt. In den genannten drei Jahren traten an 416 Tagen Windrichtungsdifferenzen größer als 90 Grad bei Windgeschwindigkeiten größer als 5 m/s in 160 m Höhe auf.

Die nächste Abbildung 2 zeigt ein typisches Beispiel für den zeitlichen Verlauf der Windrichtungen. Die Windgeschwindigkeit schwankt in Freistett an diesem Tag zwischen 5,5 m/s und 7 m/s. In Wyhl war die Windgeschwindigkeit bei 2 m/s. Während in Freistett die Windrichtung konstant NE war, drehte der Wind in Wyhl im Verlauf des Tages um 300 Grad.

4 Modellsimulationen

Für die Simulationen wurde das Karlsruher Atmosphärische Mesoskalige Modell KAMM (Adrian, Fiedler 1991) verwendet. Mit diesem Modell wurden schon einmal Ablösewirbel im südlichen Oberrheintal simuliert (Adrian, Fiedler 1987). In Erweiterung der damaligen Untersuchungen wurde hier zunächst versucht, die Modellsimulationen mit den Experimenten im Strömungskanal

und den von Etling (1989) durchgeführte Analyse atmosphärischer Beobachtungen zu verifizieren. Die oben erwähnte kritische Froude - Zahl liegt bei den Modellsimulationen bei 0,6 und ist im Vergleich zu dem genannten Wert etwas zu groß. Die Strouhal-Zahl $St = (nD)/U$, die die dimensionslose Ablösefrequenz beschreibt (n ist die Ablösefrequenz), stimmt mit den Beobachtungen im Rahmen der Fehler überein ($St = 0,5$). Das Aspektverhältnis der ablösenden Wirbel ist nur ungenau und subjektiv bestimmbar. Die Modellsimulationen liefern einen Wert von 0.25 ± 0.07 , im Vergleich die Werte der Tankexperimente 0.28-0.52. Von Kármán (1912) erhält aus seiner Theorie der unendlich ausgedehnten Straße von Potentialwirbeln einen Wert von 0.281.

Diese Simulationen werden auf die Topographie des Oberrheintales angewendet, um die Dynamik der Ablöseprozesse zu analysieren und deren Auswirkung auf die Transporte zwischen der mittleren Troposphäre und dem Erdboden zu untersuchen.

5 Zusammenfassung

Eine Analyse der Zeitreihen der Windrichtung im Rheintal liefert Hinweise auf das Auftreten von Ablösewirbeln, wie sie auch hinter isolierten Inseln beobachtet werden. Die notwendige Bedingung für das Auftreten dieser Phänomene, daß eine kritische Froude - Zahl unterschritten wird, wird häufig erfüllt. Ein häufiges Auftreten dieser Phänomene ist deshalb zu erwarten. Modellsimulationen sollen die Dynamik dieser Prozesse und deren Auswirkung auf den Transport von Luftbeimengungen und auf das regionale Klima im Mittelgebirge näher analysieren

6 Literatur

- Adrian, G.; Fiedler, F.: Mesoscale eddies induced by topography analysed with a nonhydrostatic model. 16th international technical meeting on air pollution modeling and its applications, Lindau 1967.
- Adrian, G.; Fiedler, F.: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain. Beitr. Phys. Atmosph. 64 (1991), S. 27 - 48.
- Brighton, P. W. M.: Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 104 (1978), S. 289-307.
- Etling, D.: On atmospheric vortex streets in the wake of large islands. Meteorol. Atmosph. Phys. 41 (1989), S. 157-164.
- Hunt, J. C.; Snyder, W. H.: Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. J. Fluid Mech. 96 (1980), S. 671-704.
- Kármán, Th. v.; Rubach, H.: Über den Mechanismus des Flüssigkeits- und Luftwiderstandes. Phys. Zeitschr. 13 (1912), S. 49-59.
- Sheppard, P. A.: Airflow over mountains. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 82 (1956), S. 528-529.

Numerische Simulationen zur Kaltluftproduktion bewaldeter Hänge

Anselm Grötzner

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg

1 Einleitung

Die Entwicklung nächtlicher Hangabwinde wird im wesentlichen durch die Hangneigung und die Temperaturdifferenz zwischen Hang und der umgebenden Luft bestimmt. Da die nächtliche Abkühlung des Erdbodens eng mit dessen Strahlungseigenschaften verbunden ist, wird eine Veränderung der Bodenbedeckung, insbesondere der Bewaldung, die Ausprägung von Kaltluftabflüssen stark beeinflussen.

Nächtliche Hangabwinde sind nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern haben durch ihren Einfluß auf das lokale Klima, so z.B. die Frischluftzufuhr in dichtbesiedelten Gebieten, praktische Bedeutung für die Stadt- und Landschaftsplanung. Eine in diesem Kontext wichtige Frage ist, ob bewaldete oder unbewaldete Hänge einen größeren effektiven Massenabfluß aufweisen. Gewöhnlich werden wegen der geringeren Rauigkeit unbewaldete Hänge als die effektiveren Kaltluftproduzenten angesehen. Neuere Meß- und Simulationsergebnisse hingegen können diese Annahme nicht bestätigen. Messungen sind in diesem Zusammenhang allerdings nur von begrenzter Aussagekraft, da man an einem Standort eigentlich die bewaldete und die unbewaldete Situation kennen müßte. Messungen von verschiedenen Standorten sind hingegen wegen variierender Standortfaktoren kaum vergleichbar. Deshalb wurde zur Untersuchung des Einflusses von Bewaldung auf Kaltluftabflüsse ein numerisches Modell verwendet, welches es gestattet, die meteorologischen Verhältnisse in einem bestimmten Gelände für unterschiedliche Waldbedeckungen zu studieren.

2 Das numerische Modell

Verwendet wird die zweidimensionale Version des nichthydrostatischen mesoskaligen Modells FITNAH (Groß 1991). Da die Parametrisierung

der turbulenten Transporte von Wärme- und Impuls über den Gradientansatz bei der Simulation von Strömungsvorgängen in Wäldern zu Fehlern führen kann, wurde eine Schließung 2. Ordnung verwendet, womit die turbulenten Transporte direkt durch prognostische Gleichungen berechnet werden (Grötzner 1990). Der Wald wird im Modell explizit mit mehreren Rechenflächen aufgelöst und durch seine Einflüsse auf Impulsvernichtung, Turbulenzerzeugung und die Strahlungsübertragung berücksichtigt.

Untersucht werden die Verhältnisse an einem idealisierten zweidimensionalen Hang von 2.5 km Länge und einer maximalen Höhe von 400 m. Dabei werden die unbewaldete Situation, ein locker mit Bäumen bestandener Hang und ein sehr dichter Waldbestand miteinander verglichen. Dabei ist in den bewaldeten Fällen der gesamte Hang mit 20 m hohen Nadelbäumen bewachsen. Die Rechnungen gehen von einer ruhenden Atmosphäre bei Sonnenuntergang aus und werden über mehrere Stunden fortgeführt.

3 Ergebnisse

Infolge der langwelligigen Ausstrahlung kühlt sich der Erdboden ab (Abb. 1). Den Erwartungen entsprechend ist die Abkühlung umso geringer je

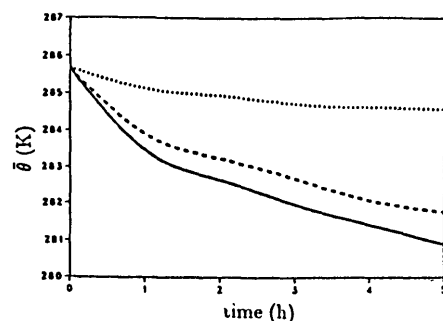


Abb. 1 : Zeitliche Entwicklung der Bodentemperatur an der Hangmitte (— ohne Wald, ---- lockerer Waldbestand, dichter Wald).

dichter die Waldbedeckung ist. Infolge der Abkühlung bilden sich Hangabwinde aus. Abb. 2a zeigt Vertikalprofile der hangabwärts gerichteten Windgeschwindigkeit. Im unbewaldeten Fall ist der Kaltluftabfluß auf eine dünne Schicht mit einem ausgeprägten Geschwindigkeitsmaximum in ca. 10 m Höhe begrenzt. Bei lockerem Waldbestand ist dieses Maximum schwächer ausgeprägt, der Kaltluftabfluß erreicht jedoch eine wesentlich größere Mächtigkeit. Bei einem dichten Waldbestand sind in allen Höhen nur geringe Windgeschwindigkeiten zu beobachten.

Ausgehend von diesen Ergebnissen kann nun der Massenabfluß der untersuchten Fälle berechnet werden. Dazu wird die Kaltluftproduktionsrate derart bestimmt, daß der totale Volumenstrom hangabwärts ins Verhältnis zur gesamten Hangfläche gesetzt wird. Im unbewaldeten Fall ergibt sich dabei eine Produktionsrate von $65 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, bei lockerem Waldbestand $84 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ und $25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ im Fall von dichter Bewaldung. Das erstaunliche Resultat ist, daß ein locker mit Wald bestandener Hang mehr Kaltluft produziert als die entsprechende Freifläche, ein dicht bewaldeter Hang hingegen wesentlich weniger.

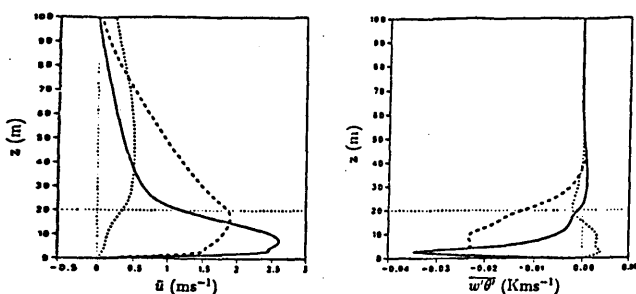


Abb. 2a : Vertikalprofile der hangabwärts gerichteten Komponente der Windgeschwindigkeit (— ohne Wald, ---- lockerer Waldbestand, dichter Wald).

Abb. 2b : Vertikalprofile des turbulenten fühlbaren Wärmestroms (— ohne Wald, ---- lockerer Waldbestand, dichter Wald).

Eine Erklärung für diesen Sachverhalt ergibt sich aus den unterschiedlichen Wärmehaushalten bei variierender Waldbedeckung (Gossmann 1988). Die bewaldeten Hänge sind wärmer als die entsprechende Freifläche, haben also auch höhere langwellige Strahlungsverluste. Da deren höhere Temperaturen aufrecht erhalten bleiben, müssen die erhöhten Strahlungsverluste kompensiert werden.

Im Falle des lichten Waldbestandes wird über den vertikalen turbulenten fühlbaren Wärmestrom (Abb. 2b) eine wesentlich dickere Schicht in die Abkühlung miteinbezogen als im unbewaldeten Fall, was zur Folge hat, daß eine dickere Schicht abfließt und somit die Kaltluftproduktionsrate größer ist. Ursache für die Abkühlung einer dickeren Schicht ist die erhöhte turbulente Durchmischung aufgrund der Turbulenzerzeugung der Bestandselemente. Im Falle eines dichten Waldes hingegen findet man die größte Abkühlung nicht am Boden, sondern im Bereich der Baumkronen, die den Erdboden abschirmen. Dadurch können die Strahlungsverluste über den fühlbaren Wärmestrom aus dem Bestand heraus ausgeglichen werden und die über dem Wald liegende Atmosphäre wird weit weniger abgekühlt als den den anderen Fällen. Der sich entwickelnde Kaltluftabfluß ist daher wesentlich schwächer und wird durch die große Rauigkeit des dichten Waldes noch zusätzlich stark abgebremst.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Frage ob bewaldete oder unbewaldete Hänge die effektiveren Kaltluftproduzenten sind, nicht eindeutig beantwortet werden kann. Es findet sich vielmehr eine starke Abhängigkeit von der Dichte der Bewaldung. Daher wird es bei praktischen Planungsaufgaben nötig sein, jeden individuellen Fall gesondert zu untersuchen, anstatt mit pauschalen Werten für die Kaltluftproduktionsrate zu arbeiten.

Referenzen

- GOSSMANN, H., 1988: Oberflächentemperaturmessungen aus Satelliten zur Erfassung der Transport- und Depositionsbedingungen von Luftschadstoffen in Wäldern. *Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung 46*, Kernforschungszentrum Karlsruhe.
- GRÖTZNER, A., 1991 Numerische Simulationen zur Kaltluftproduktion bewaldeter Hänge. *Diplomarbeit TH-Darmstadt*.
- GROSS, G., 1991 Anwendungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsmodelle dargestellt am Beispiel Darmstadt. *Meteorol. Rdsch.*, 43, 97-112

GROBSTRUKTURSIMULATION TURBULENTER STRÖMUNGEN ÜBER WELLIGEM UNTERGRUND

C. Maaß, A. Dörnbrack und U. Schumann

DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen

1 EINLEITUNG

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist die Beschreibung der turbulenten Strömung, wie sie unter dem Einfluß von Auftrieb und Scherung bei der Überströmung ebenen und welligen Untergrundes entsteht. Es wird die Abhängigkeit mittlerer und turbulenter Größen von den äußeren Parametern Turbulenzwärmestrom Q_w , mittlerer Advektionsgeschwindigkeit \bar{u} bzw. der Scherung $\partial\bar{u}/\partial z$, Wellenlänge λ und Amplitude δ dargestellt. Dabei steht die systematische Untersuchung des Einflusses der Scherung einerseits und der Bodenwelligkeit auf die Strömungsstruktur andererseits im Mittelpunkt der numerischen Untersuchung.

Die Konvektion über horizontal homogenen Oberflächen ist verstanden und kann sowohl experimentell (WILLIS & DEARDORFF 1979) als auch numerisch gut beschrieben werden (SCHMIDT & SCHUMANN 1989). Der Einfluß der Welligkeit des Untergrundes auf die Konvektion ohne mittleren Wind wurde von KRETTENAUER & SCHUMANN (1991) mit Hilfe einer Grobstruktursimulation untersucht. Sie fanden, daß die Welligkeit des Bodens nur einen geringen Einfluß auf die Turbulenzintensität hat. Wir führen diese Untersuchungen weiter, indem wir eine positive mittlere Advektionsgeschwindigkeit in ihr Modell einbauen und die Turbulenzstruktur eines Boussinesq-Fluides zwischen zwei unendlich ausgedehnten horizontalen Wänden unter dem Einfluß der Orographie untersuchen.

2 METHODE UND MODELLPARAMETER

Bild 1 zeigt eine Skizze des Modellgebietes. Die untere Berandung ist sinusförmig in der x -Richtung gewellt; in den verschiedenen Fällen beträgt die Amplitude δ maximal $0.15 H$ und die Wellenlänge λ liegt zwischen $1.0 H$ und $4.0 H$, wobei H die mittlere Höhe der Fluidschicht ist. Die Advektionsgeschwindigkeit verläuft in Richtung der x -Achse. Für die numerische Berechnung wird ein Finite-Differenzen-Verfahren in einem bodenfolgenden Koordinatensystem entsprechend der Transformation

$$\eta(z,h) = H \frac{z-H}{H-h}$$

verwendet. Das Modell für die subskaligen Flüsse ist in KRETTENAUER (1991) beschrieben.

Am Unterrand des Modellgebietes wird ein konstanter Turbulenzwärmestrom Q_w vorgegeben. Der Impulsfluß am rauhen Boden ($z_0/H = 1 \cdot 10^{-4}$) wird aus den Monin-Obuchov-Beziehungen bestimmt. Der obere Rand ist adiabat und reibungsfrei. Die Randbedingungen in den horizontalen Richtungen sind periodisch. Die Advektionsgeschwindigkeit \bar{u} wird auf die konvektive Geschwindigkeitsskala $w_* = (\beta g Q_w z_i)^{1/3}$ bezogen. Dabei ist β der volumetrische Ausdehnungskoeffizient, g die Erdbeschleunigung und z_i die Inversionshöhe ($z_i = H$ für $\bar{u} = 0$), $t_* = H/w_*$ ist die konvektive Zeitskala.

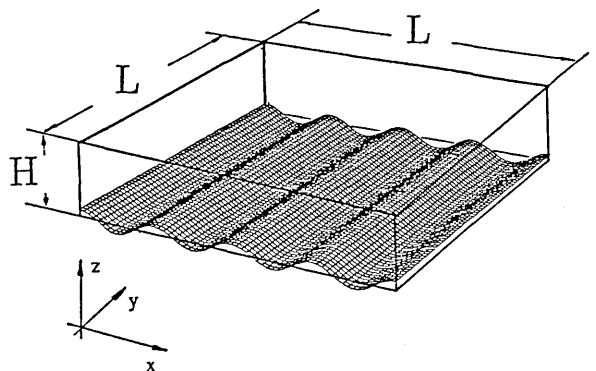


Bild 1: Perspektivische Skizze des Modellgebietes. Der Boden ist in x -Richtung sinusförmig gewellt, in y -Richtung eben. In diesem Beispiel ist die Wellenlänge $\lambda = H$, die Amplitude $\delta = 0.1 H$ und die horizontale Gebietsgröße $L = 4 H$. Die Advektionsgeschwindigkeit \bar{u} verläuft in Richtung der x -Achse.

3 ERGEBNISSE

Aufbauend auf der Arbeit von KRETTENAUER & SCHUMANN (1991) werden Rechnungen mit $\bar{u} > 0$ vorgestellt. In Bild 2 ist ein Vergleich des horizontalen Strömungsfeldes am Oberrand des Modellgebietes anhand vier verschiedener Fälle dargestellt. In den Rechnungen mit Orographie beträgt die Bodenwellenlänge $\lambda = 4 H$ und ist gleich der horizontalen Gebietslänge.

Im rein konvektiven Fall entstehen rosettenartige Strömungsmuster, in deren Zentren die Luft aufsteigt und an den Rändern auf Grund der festen oberen Berandung aus Kontinuitätsgründen absinkt. Diese Strukturen haben charakteristische Abmessungen der Größe $4H$ und werden sowohl bei anderen Bodenwellenlängen λ als auch in größeren horizontalen Gebieten beobachtet. Für den Fall mit Orographie scheint die eine Achse des Aufströmgebietes in der Mitte des Modellgebietes über dem Kamm fixiert zu sein.

In den Fällen $\bar{u} > 0$ treten jeweils eine Konvergenz- und Divergenzzone auf, deren Achsen parallel zur x -Achse liegen. Die Divergenzonen sind wiederum mit aufsteigender Luft verbunden, so daß sie die Mittelachse zweier in Strömungsrichtung zueinander paralleler Rollen markieren. Diese Rollen, die das Ergebnis des mittleren Windes und der damit verbundenen Scherung des Horizontalwindes sind, treten in Simulationen mit und ohne Orographie auf.

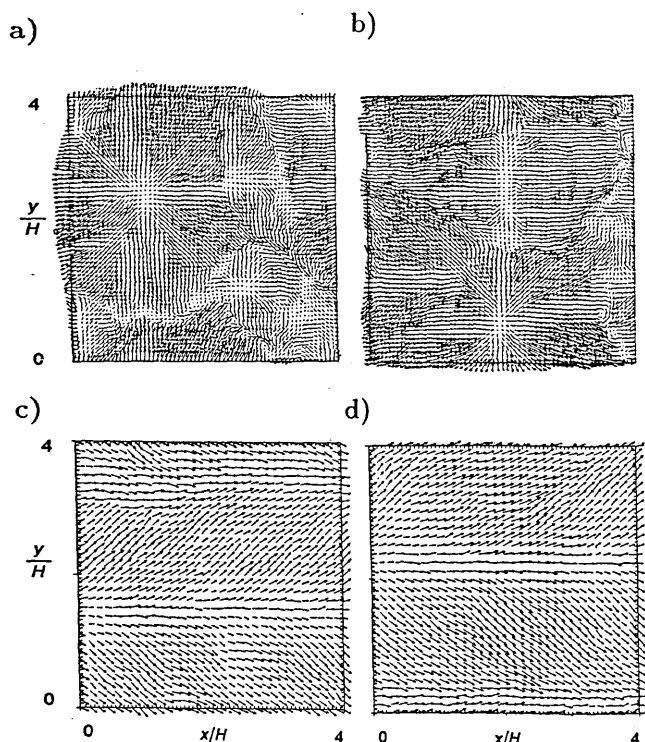


Bild 2: Horizontalschnitte der Geschwindigkeitsfelder bei $z = H$. Einfluß der Bodenwelle und der mittleren Advektionsgeschwindigkeit für die Fälle:

a) $\delta/H = 0, \bar{u} = 0$; b) $\delta/H = 0.1, \bar{u} = 0$;

c) $\delta/H = 0, \bar{u} = w$; d) $\delta/H = 0.1, \bar{u} = w$.

Die Wellenlänge für b) und d) ist $\lambda = 4H$, die Maximalgeschwindigkeiten (bezogen auf w) sind 1.69, 1.79, 2.04 und 2.04. Alle Werte sind Zeitmittel für die Periode $30 \leq t/t_0 \leq 35$.

Während KRETTENAUER & SCHUMANN (1991) für die Vertikalprofile der Geschwindigkeitsvarianz nur einen sehr geringen Einfluß der Orogra-

phie nachweisen können, zeigt Bild 3, daß eine Verkleinerung der Wellenlänge in den Fällen mit Wind zu einer Vergrößerung der w -Varianz führt. In ähnlicher Weise verhält sich die v -Varianz. Die u -Varianz zeichnet sich im Vergleich zu $\bar{u} = 0$ durch insgesamt erhöhte Werte aus. Interessant ist die Erhöhung der Varianz am Boden und am Oberand, was ein Indiz für die Rollenbewegung ist.

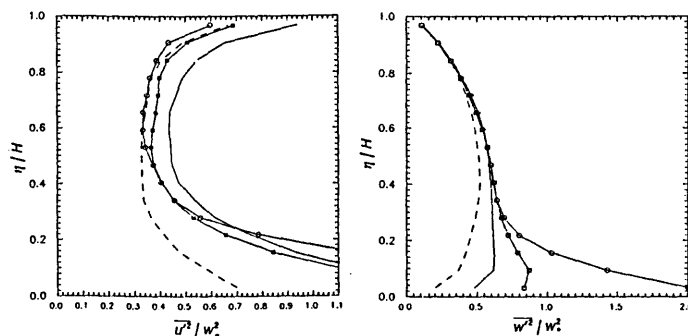


Bild 3: Profile der Vertikal- und Horizontalvarianzen für verschiedene Wellenlängen λ und $\bar{u} = 5w$.

---: $\lambda = \infty$; —: $\lambda = 4$; □: $\lambda = 2$; ○: $\lambda = 1$.

LITERATUR

KRETTENAUER, K.: Numerische Simulation turbulenter Konvektion über gewellten Flächen. DLR-FB 91-12 (1991).

KRETTENAUER, K.; SCHUMANN, U.: Direct numerical simulation of thermal convection over a wavy surface. Meteorol. Atmos. Phys. 41 (1989), 165-179.

KRETTENAUER, K.; SCHUMANN, U.: Numerical simulation of turbulent convection over a wavy terrain. J. Fluid Mech., 1991 (im Druck).

SCHMIDT, H.; SCHUMANN, U.: Coherent structure of the convective boundary layer deduced from large-eddy simulation. J. Fluid Mech., 200 (1989) 511-562.

WILLIS, G. E.; DEARDORFF, J. W.: Further Results from a Laboratory Model of the Convective Planetary Boundary Layer. Bound. Lay. Meteorol. 32 (1985) 205-236.

MODELLIERUNG DES STRÖMUNGSFELDES ÜBER NORDDEUTSCHLAND FÜR DEN 23. MAI 1989

Heinke Schlünzen

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg,
Bundesstraße 55, 2000 Hamburg 13

1 EINLEITUNG

Die Strömungsverhältnisse über Norddeutschland lassen sich grundsätzlich in zwei Gruppen einteilen: instationäre synoptische Situationen mit sich relativ schnell verlagernden Tiefdruckgebieten und im Vergleich dazu nahezu stationäre synoptische Situationen. Eine derartige Wetterlage herrschte in der zweiten Maihälfte 1989, wobei sich aufgrund eines Hochdruckgebietes über der westlichen Ostsee über Norddeutschland östliche Winde ergaben. Im Rahmen eines ZISCH-II Experimentes sind zur Bestimmung der Stoffeinträge aus der Atmosphäre in die Deutsche Bucht vom Flugzeug aus Messungen durchgeführt worden. Insbesondere wurden die Windgeschwindigkeit und -richtung, Temperatur und Feuchte, sowie die Aerosolteilchenzahl und NO_y -Konzentration gemessen (SCHULZ u.a., 1991). Diese Messungen werden mit den Ergebnissen dreidimensionaler Modellrechnungen verglichen.

2 MESSUNGEN

Die Flugzeugmessungen sind nicht zeitgleich oder an einem festen Ort erfolgt, sondern erstreckten sich insgesamt über einen halben Tag und bis in eine Küstenentfernung von 300 km. Während dieser Zeit hat sich die synoptische Situation nur wenig geändert. Die Radiosondenaufstiege von 0^h, 12^h und 24^h der Stationen Schleswig und Helgoland (FALKE u.a., 1990) zeigen allerdings in der Feuchte und in der Windstärke auch ober-

halb der Grenzschicht räumliche und zeitliche Unterschiede, die auf großräumige Änderungen schließen lassen.

Die Flugzeugmessungen, die bis in 3000 m Höhe reichen, zeigen innerhalb der Grenzschicht eine ausgeprägte Vertikalstruktur. Zusätzlich lassen sich auch horizontale Unterschiede ableiten, die vor allem durch den Rauigkeits- und Temperaturunterschied zwischen Land und Meer hervorgerufen wurden. Zum Vergleich mit den Modellergebnissen liegen Messungen am Morgen (6:42-7:42), Vormittag (9:30-10:45) und am Nachmittag (14:11-17:31) vor.

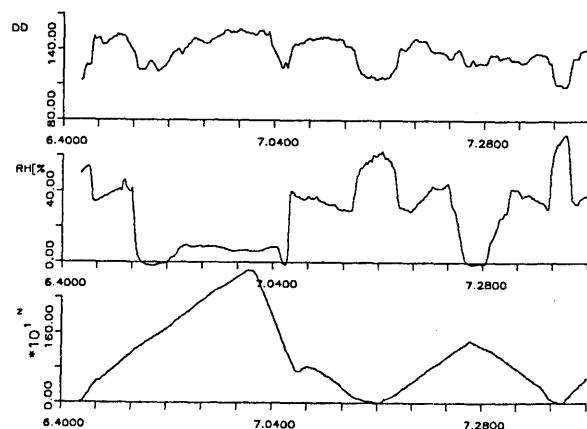


Abbildung 1: Flugzeugmessungen der Windrichtung (oben) und relativen Feuchte (Mitte) als Funktion der Höhe (unten) und Zeit

3 MESOSKALIGES MODELL

Für die Interpretation der Flugzeugmessungen wird das dreidimensionale nichthydrostatische mesoskalige Transport- und Strömungsmodell METRAS verwendet (SCHLÜNZEN, 1990). Das Modell beruht auf den vollständigen prognosti-

schen Bewegungsgleichungen, wobei die Gleichungen in Impulsstromform geschrieben sind. Die anelastische Näherung der Kontinuitätsgleichung wird verwendet, der nullte und erste Hauptsatz der Thermodynamik sowie Bilanzgleichungen für Feuchte und Schadstoffe werden berücksichtigt. Die subskaligen Flüsse werden mit einer Schließung 1. Ordnung parameterisiert. Über eine Energiebilanz am Boden können die aufgrund unterschiedlicher Bodennutzung hervorgerufenen Unterschiede in der Bodentemperatur in den Modellrechnungen berücksichtigt werden. Die makroskaligen Werte werden horizontal homogen vorgegeben, wobei die Daten aus den gemittelten Radiosondenaufstiegen vom 23.5.89 der Stationen Schleswig und Helgoland abgeleitet wurden.

4 MODELLERGEBNISSE

Die Modellrechnungen wurden unter Berücksichtigung der Ausstrahlung für 0^h gestartet mit vorgegebenen makroskaligen Werten für Temperatur, Feuchte und geostrophischen Wind (in 250 m Höhe 11.2m/s aus 129°). Aufgrund der hohen Rauigkeit wird die Geschwindigkeit über Land vermindert, über Wasser ergeben sich dagegen auch nahe der Oberfläche bei einer südöstlichen Windrichtung recht hohe Werte :

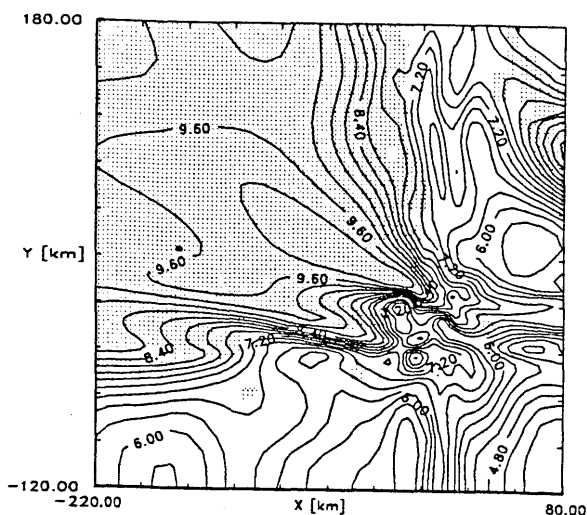


Abbildung 2: Windgeschwindigkeit um 7 Uhr in 10 m über Grund

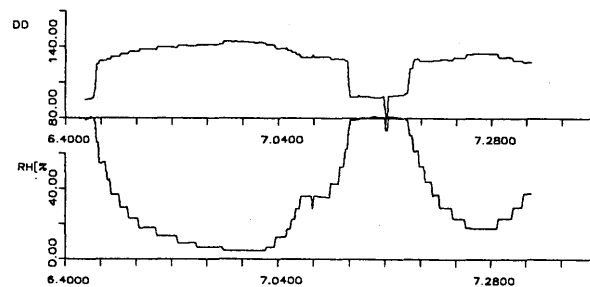


Abbildung 3: Modellergebnisse der Windrichtung (oben) und relativen Feuchte (unten)

Ein Vergleich der Modellergebnisse (Abb. 3) mit den Flugzeugmessungen (Abb. 1) zeigt, daß die mittleren Änderungen von Feuchte und Windrichtung vom Modell wiedergegeben werden, die Fluktuationen dagegen nicht. Dieses liegt an den unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen, die Messungen und Modellergebnisse aufweisen. Zur Vergleichbarkeit müssen beide gleiche Skalen haben, d.h. bei zeitlich und räumlich hochauflösenden Messungen müssen diese über für das Modell charakteristische Zeit- und Raumskalen gemittelt werden. Zur Festlegung der Modellskalen darf allerdings nicht ohne weiteres der benutzte Zeitschritt und die Gitterweite herangezogen werden. Vielmehr ist zu beachten, ob räumliche und/oder zeitliche Filter genutzt und die kürzesten Wellen damit eliminiert wurden. Weiterhin ist zu berücksichtigen, wie groß die Zeit- und Raumskalen der im Modell verwendeten Parameterisierungen sind.

5 LITERATUR

- FALKE, M., JESKE, H., LESCH, J. (1990) : Radiosondennmessungen. aus: "FRONTEX 1989. Frontenexperiment im norddeutschen Küstenbereich. Bericht über die Feldmessungen mit einigen Meßbeispielen." B. Brümmer (ed.). Hamb. Geophys. Einzelschr., B7, 7-20
- SCHLÜNZEN, H. (1990) : Numerical studies on the inland penetration of sea breeze fronts at a coastline with tidally flooded mudflats. Beitr. Physik Atm., 63, 243-256
- SCHULZ, M., SCHWIKOWSKI, M., STEIGER, M., NAUMANN, K., DANNECKER, W. (1991): Aircraft measurements of aerosol transformation processes and vertical mixing above the North Sea. eingereicht bei Atm. Chem.

WOLKENBILDUNG IN LAND-SEEWIND-ZIRKULATIONEN IM KÜSTENBEREICH VON NORD- UND OSTSEE

D. Jacob

GKSS - Forschungszentrum, 2054 Geesthacht

1 EINLEITUNG

Ein typisches mesoskaliges Phänomen ist die Land-See-Wind-Zirkulation an den norddeutschen Küsten. Besonders während frühsummerlicher Hochdruckwetterlagen werden in den Nachmittagsstunden Wolkenbänder über dem Festland beobachtet. Vermutlich befindet sich die Bewölkung in der Aufwindzone der Seewindfront. In den Abendstunden, wenn die Zirkulation zusammenbricht, lösen sich die Wolken wieder auf. Zur Modellierung der konvektiven Bewölkungsmuster in Seewindfronten wurde das drei-dimensionale nicht-hydrostatische Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre (GESIMA) verwendet.

2 STRÖMUNGSMODELL

Das Mesoskalenmodell GESIMA basiert auf gemittelten Bilanzgleichungen für Impuls-, Massen- und Energieerhaltung in anelastischer Boussinesq-Approximation (Kapitza 1987). Die dynamischen Gleichungen werden mit einem Mac-Cormack Verfahren integriert, für die atmosphärischen Beimengungen, d.h. auch alle Wolkenkomponenten, wird eine Variante des Smolarkiewicz Schemas verwendet.

Das Wolkenmodell besteht aus 4 Bilanzgleichungen für Wasserdampf, Wolkenwasser, Regenwasser und Schnee. Zur Parameterisierung der mikrophysikalischen Prozesse in den Wolken wurde eine Bulk-Formulierung in Anlehnung an die Arbeiten von Lin et al. (1983) und Orville und Kopp (1977) entwickelt. Wasserdampfkondensation, Sublimation, Bereifen und Schmelzen von Wolkenpartikeln werden ebenso berücksichtigt wie die Wechselwirkungen untereinander. Die Berechnung der langwelligen Strahlungsflußdichtedivergenz in der Atmosphäre folgt der Zweistrommethode. Die am Boden ankommende langwellige und kurzwellige Strahlungsflußdichte wird durch vorhandene Wolken gedämpft.

3 SIMULATION

Für den 23.6.1981 liegen Meßdaten aus den Routine-messungen des Deutschen Wetterdienstes an mehreren Stationen im norddeutschen Raum sowie ein Satellitenbild um 17.34 Uhr vor. Ein kräftiges Hochdruckgebiet mit Kern über der deutschen Bucht führt in Norddeutschland zu schwachen, umlaufenden synoptischen Winden.

Das Lösungsgebiet erstreckt sich über 250 km x 250 km und verläuft ungefähr von Norderney im Westen bis Lübeck im Osten und von Bremen im Süden bis Odense (Dänemark) im Norden. Das Gebiet wurde mit äquidistanten kartesischen Gitter (5 km x 5 km) überdeckt. Die Gitterauflösung in der Vertikalen ist variabel. Für die genaue Beschreibung der energetischen Eigenschaften des Bodens wurde ein Landnutzungskataster mit 19 verschiedenen Arten (Wald, Ackerboden, Marsch, Heide...) erstellt. Die unterschiedlichen Bodenparameter (z.B. Albedo, Rauigkeitslänge...) dienen zur Berechnung der Bodenflüsse von Temperatur und Feuchte. Das Modell wurde mit einem über Schleswig gemessenen Radiosondenprofil vom 23. 6. 1981 um 0.00 Uhr gestartet. Die Simulationen liefen über 24 Stunden mit einem konstanten Zeitschritt von 20 s. Der Tagesgang der Sonneneinstrahlung entspricht dem des 23. Juni. Die folgenden Studien unterscheiden sich nur durch die Richtung des geostrophischen Antriebs. Sie wurden mit einem schwachen geostrophischen Süd- bzw. Ostwind von 2 m/s durchgeführt.

4 EINIGE ERGEBNISSE

Während der Nacht und in den frühen Morgenstunden weht im gesamten Simulationsgebiet ein schwacher Wind, der - großräumig durch den geostrophischen Wind vorgegeben - aus südlichen bzw. östlichen Richtungen kommt. Mit zunehmender Erwärmung wird er im Laufe des Tages stärker. Bis 16.00 Uhr bildeten sich in beiden Simulationen (Abb.1 und 2) Konvergenzzonen über Schleswig-Holstein. Bei geostrophischem Südwind entstehen an beiden Küsten ähnlich starke Seewindsysteme. Ihre Seewindfronten wandern mit etwa gleicher Geschwindigkeit ins Landesinnere und bilden in der Mitte über dem Festland eine Konvergenzzone. Im Gegensatz hierzu wird die Geschwindigkeit der Ostseefront bei geostrophischem Ostwind verstärkt. Sie wandert im Laufe des Nachmittags bis an die Nordseeküste und trifft dort auf die Seewindfront der Nordsee. Die konvektive Bewölkung ist direkt mit den Konvergenzzonen am Boden und den Auf- und Abwindzellen in der Atmosphäre verbunden (Abb.3 und 4). Die verschiedenen Bewölkungsmuster, die auf die unterschiedlichen großräumigen Anströmungen zurückzuführen sind, beschreiben, wie wichtig der korrekte Modellantrieb bei der Simulation lokaler Phänomene ist.

5 LITERATUR

JACOB, D.: Numerische Simulation der Wolkenbildung in einer Land-Seewind-Zirkulation. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften Univ. Hamburg (1991)

KAPITZA, H.: Das dynamische Gerüst eines nicht-hydrostatischen Mesoskalen Modells der atmosphärischen Zirkulation. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften Univ. Hamburg (1987)

LIN, Y.L. et al.: Bulk Parameterisation of the Snow Field in a Cloud Model. *J. of App. Met.* 22 (1983), S. 1065-1092

ORVILLE, H.D., KOPP, F.J.: Numerical simulation of the history of a hailstorm. *J. Atmos. Sci.* 34 (1977), S. 1596-1618

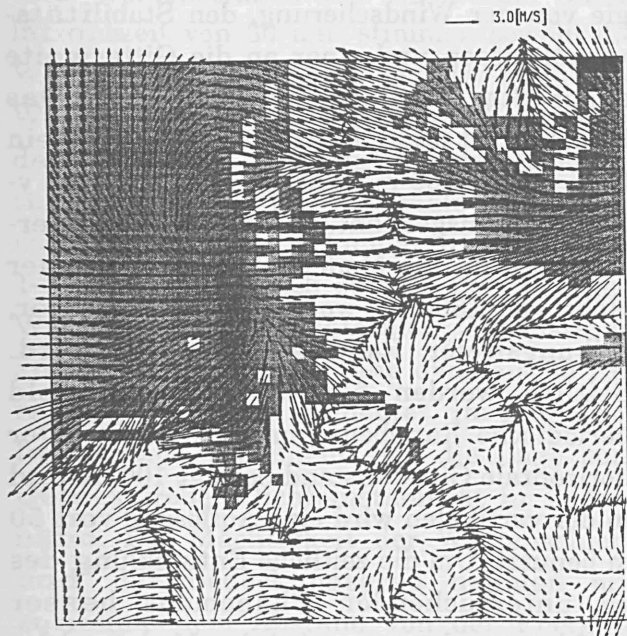


Abb. 1: Vektordarstellung des Horizontalwindfeldes in 20 m über Grund um 16.00 Uhr bei einer geostrophischen Anströmung von 2 m/s aus Süden. Zur Orientierung wurde die Land-Wasser-Verteilung unterlegt.

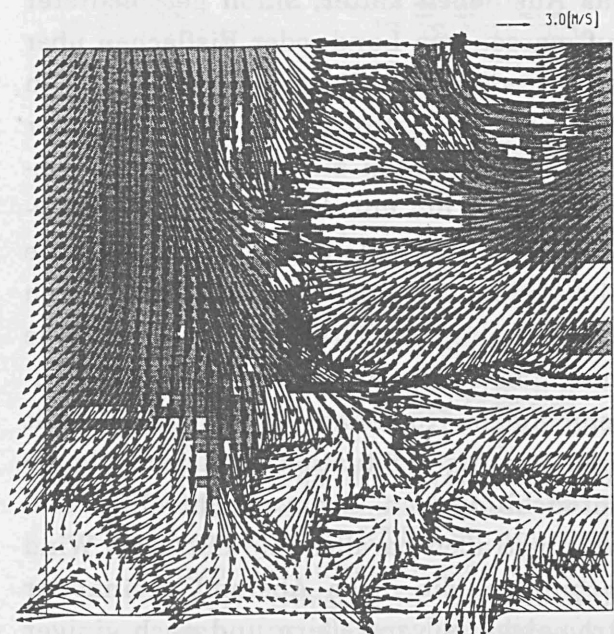


Abb. 2: Vektordarstellung des Horizontalwindfeldes in 20 m über Grund um 16.00 Uhr bei einer geostrophischen Anströmung von 2 m/s aus Osten. Zur Orientierung wurde die Land-Wasser-Verteilung unterlegt.

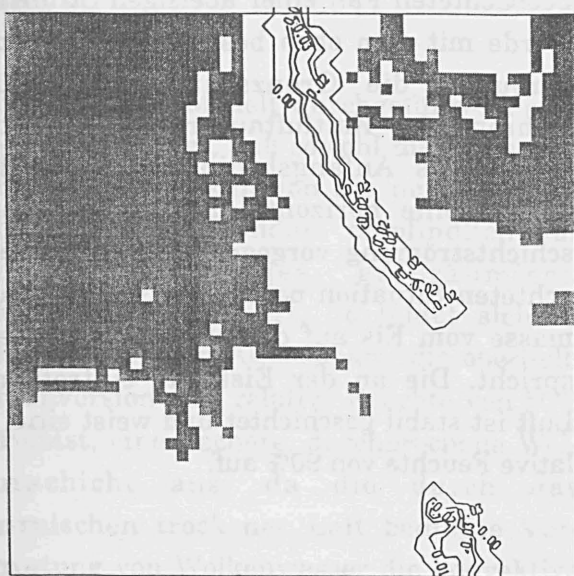


Abb. 3: Isolinien des Wolkenwassergehaltes in g/kg in 1750 m Höhe um 16.00 Uhr bei einer geostrophischen Anströmung von 2 m/s aus Süden. Zur Orientierung wurde die Land-Wasser-Verteilung unterlegt.

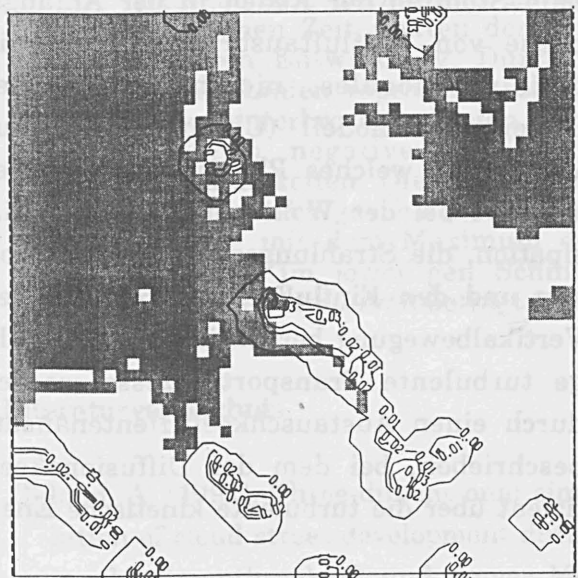


Abb. 4: Isolinien des Wolkenwassergehaltes in g/kg in 1750 m Höhe um 16.00 Uhr bei einer geostrophischen Anströmung von 2 m/s aus Osten. Zur Orientierung wurde die Land-Wasser-Verteilung unterlegt.

SIMULATION DER KONVEKTIVEN GRENZSCHICHT BEI EINEM KALTLUFTAUSBRUCH ÜBER DEM MEER

Andreas Chlond

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

Das Ausfließen kalter, stabil geschichteter Luftmassen von Land- oder Eisflächen über relativ wärmeres Wasser bezeichnet man allgemein als Kaltluftausbruch. Infolge der Heizung von unten bildet sich eine Grenzschicht aus, die mit Ausnahme einer überadiabatischen bodennahen Schicht eine leicht stabile Schichtung aufweist. Nach oben hin wird die Grenzschicht durch eine Inversion begrenzt, deren Höhe mit zunehmendem Küstenabstand anwächst. Mit einer derartigen Situation ist gleichzeitig die Entwicklung von Grenzschichtrollen und Wolkenstraßen parallel zum mittleren Wind verbunden, die ihren Abstand zueinander stromabwärts vergrößern und nach einiger Zeit in zellulare Strömungsmuster übergehen.

Zum Studium der Rollen in der Anfangsphase von Kaltluftausbrüchen steht ein dreidimensionales, nichthydrostatisches Gitterpunktsmodell (Chlond, 1991) zur Verfügung, welches Phasenübergänge des Wassers bei der Wolkenbildung und -dissipation, die Strahlungsabkühlung in Wolken und den Einfluß einer großräumigen Vertikalbewegung berücksichtigt. Subskalige turbulente Transportprozesse werden durch einen Austauschkoeffizientenansatz beschrieben, bei dem der Diffusionskoeffizient über die turbulente kinetische Ener-

gie von der Windscherung, den Stabilitätsverhältnissen und einer an die Gitterweite angepaßte Mischungslänge abhängt. Das Modellgebiet ist in der Horizontalen über ein Gebiet von 6400 m Kantlänge in x- und y-Richtung ausgedehnt. In der Vertikalen erstreckt sich das Modellgebiet bis zu einer Höhe von 1600 m, wo ein undurchlässiger, reibungsfreier Rand angenommen wird. Seitlich werden für das Strömungsfeld periodische Randbedingungen benutzt. Der horizontale Gitterabstand beträgt 100 m und in der vertikalen wird eine Auflösung von 50 m benutzt. Um die zeitliche Entwicklung des zu untersuchenden Phänomens besser verfolgen zu können, wird das Modellgebiet mit der mittleren Strömung mitgeführt.

Angelehnt an einen während ARKTIS '88 beobachteten Fall einer abeisigen Strömung wurde mit dem oben beschriebenen Modell versucht, die Grenzschichtentwicklung während des Kaltluftausbruches zu simulieren. Als Anfangsbedingung wird dem Modell eine horizontal homogene Grenzschichtströmung vorgegeben, die der beobachteten Situation beim Übertritt der Luftmasse vom Eis auf das offene Wasser entspricht. Die an der Eiskante eintreffende Luft ist stabil geschichtet und weist eine relative Feuchte von 90% auf.

Bei Vorgabe des beobachteten Temperaturunterschiedes von etwa 5 K zwischen Luft und Wasser bilden sich im Modell als Reaktion auf eine kurzzeitige Störung des horizontal homogenen Temperaturfeldes bereits nach ca. 15 min Grenzschichtrollen und Wolkenstraßen aus. Nach einer Simulationszeit von 30 min stimmen sowohl die Wolkenhöhe von 550 m als auch die Wellenlänge der entstehenden Wolkenbänder von etwa 1300 m gut mit den Beobachtungen überein. Die maximale Vertikalgeschwindigkeit der Sekundärzirkulation von 1-2 m/s befindet sich etwa in der Höhe des Wendepunktes der lateralen Grundstromkomponente, was auf eine dynamische Anregung der Rollen hindeutet. Im Laufe der Integration verschiebt sich die Lage zum Gebiet großer Dichteinstabilität in Bodennähe. Die Mächtigkeit der Wolkenschicht und der Bedeckungsgrad nehmen mit zunehmendem Abstand von der Eiskante zu. Nach 2 h Integrationszeit hat sich eine 450 m mächtige geschlossene Wolkendecke gebildet, in der die rollenförmige Strömungsstruktur jedoch noch klar erkennbar bleibt.

Eine mit dem Modell durchgeführte Parameterstudie zeigt, daß sowohl die Intensität der Sekundärzirkulation als auch der Bedeckungsgrad besonders empfindlich auf die Struktur des großräumigen Feuchtefeldes reagiert. So bildet sich in einer trockeneren Atmosphäre, die oberhalb der Inversion eine relative Feuchte von 50% aufweist, eine flachere, durchbrochene Wolkenschicht aus, da die durch das Einmischen trockener Luft bedingte Verdunstung von Wolkenwasser die konvektive Entwicklung abschwächt und den mit Wolken bedeckten Flächenanteil erheblich reduziert.

CONTROL RUN

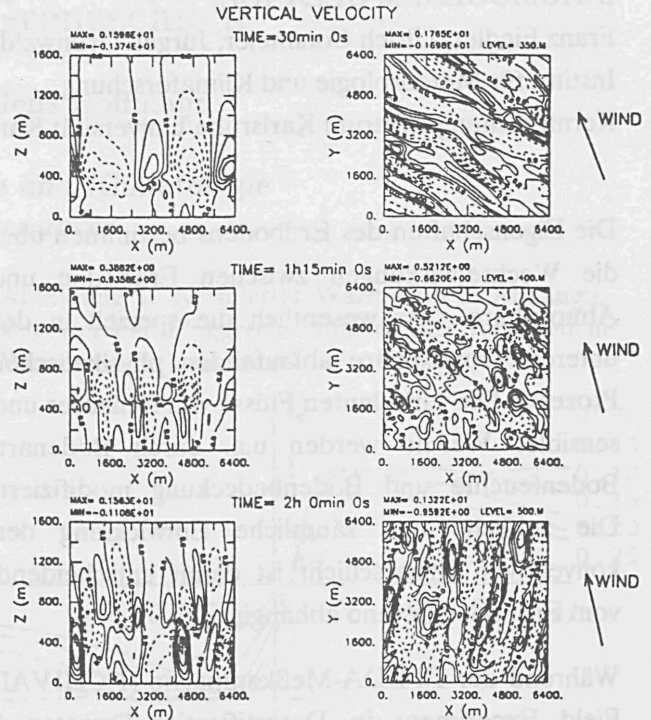


Abb. 1: Simulation der Grenzschichtentwicklung während eines im Experiment ARKTIS '88 angetroffenen Kaltluftausbruchs (Kontrolllauf). Dargestellt sind Isolinien der Vertikalgeschwindigkeit in Vertikal- (links) und Horizontalschnitten durch das Modellgebiet mit 64×64 Gitterpunkten in der Horizontalen (100 m Gitterabstand) und 34 Gitterpunkten vertikal (50 m Gitterabstand) zu verschiedenen Zeitpunkten der konvektiven Entwicklung. Durchgezogene Linien repräsentieren positive, unterbrochene Linien kennzeichnen negative Vertikalgeschwindigkeiten. Die Normierung der Vertikalgeschwindigkeiten erfolgte mit dem Maximum des Betrages im jeweiligen Schnitt. Das Kontourintervall beträgt 0.2.

Literaturverzeichnis

- Chlond, A. (1991): Three-dimensional simulation of cloud street development during a cold air outbreak. Bound. Layer Met. (im Druck).

ENTWICKLUNG EINER KONVEKTIV GEPRÄGTEN GRENZSCHICHT ÜBER EBENEM, INHOMOGENEM GELÄNDE

Franz Fiedler, Ulrich Corsmeier, Jürgen Grunwald, Norbert Kalthoff, Olaf Kolle, Otto Walk
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kernforschungszentrum Karlsruhe/Universität Karlsruhe

Die Eigenschaften des Erdbodens bestimmen über die Wechselwirkungen zwischen Erdboden und Atmosphäre ganz wesentlich die speziell in der unteren Troposphäre ablaufenden physikalischen Prozesse. Die turbulenten Flüsse von fühlbarer und sensibler Wärme werden u.a. durch Bodenart, Bodenfeuchte und Bodenbedeckung modifiziert. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der konvektiven Grenzschicht ist damit entscheidend vom Erdbodenzustand abhängig.

Während der EFEDA-Meßkampagne (ECHIVAL Field Experiment in Desertification-Threatened Areas) im Juni 1991 in der Provinz Castilla La Mancha in Spanien wurden durch Boden-Flugzeug- und Satellitenmessungen u.a. Daten zum Energieumsatz über ausgedehnten trockenen und bewässerten Landflächen und deren Einfluß auf die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht gewonnen.

Über einem bewässerten Maisfeld und einem unbewässerten, umgepflügten, brachliegenden Acker wurden die Komponenten der Energiebilanz der Erdoberfläche direkt gemessen. Gleichzeitig wurden über beiden Feldern die Profile von Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit bis in 16 m Höhe bestimmt. Mit Hilfe eines Sodars sowie durch Radiosondenaufstiege wurden die mittleren meteorologischen Parameter in der Grenzschicht erfaßt.

Der Einsatz eines meteorologischen Forschungsflugzeuges vom Typ DO128 ermöglichte die Aufzeichnung der turbulenten Schwankungen von Temperatur, Feuchte und Wind in der Grenzschicht. Das verwendete Flugmuster verschafft durch seine hohe vertikale und horizontale Auf-

lösung, über einer repräsentativen Fläche von 10x10 km, die Voraussetzung für die Untersuchung von Turbulenzstrukturen und deren vertikaler Verteilung.

Für eine EFEDA-Intensivmeßphase (vor und nach der Bewässerung des Maisfeldes) werden die am Boden über beiden Flächen stark unterschiedlich zusammengesetzten Energiebilanzen gezeigt, die sich aufgrund der variablen Untergrundeigenschaften Bodenfeuchte, Albedo und Rauigkeit eingestellt haben. So wird über den bewässerten Feldern der größte Teil der Nettostrahlungsbilanz in latente Wärme umgesetzt, wohingegen über den unbewässerten Feldern die Verdunstung zu vernachlässigen ist. Diese unterschiedlichen turbulenten Flüsse prägen die Entwicklung der konvektiven Grenzschicht. Anhand der Flugzeugdaten können die durch bestimmte Feldkonfigurationen hervorgerufenen Turbulenzstrukturen und deren vertikale Verteilung untersucht werden.

Anhand der Bodenmessungen der Verdunstung über den unterschiedlichen Feldern und den hochaufgelösten Daten des Meßflugzeuges sollen Aussagen über die flächengemittelte Verdunstung gemacht werden.

Da ebenfalls die Bewässerungsmenge und die Bodenfeuchte gemessen wurden, kann in Einklang mit dem zeitlichen Verhalten der Verdunstung das Abklingen der Bodenfeuchte auf den Anfangszustand beobachtet werden. Es läßt sich daher eine Aussage treffen, in welchem Zeitraum die Bewässerungsmenge an die Atmosphäre abgegeben wird und in welchem Maße der Grundwasserspiegel belastet wird.

Meßfehler durch Schwerewellen bei Flugzeugmessungen in der planetaren Grenzschicht

Andreas H. Siemer, Jens Hoffmann

Institut für Meteorologie und Klimatologie
Universität Hannover

1 Einleitung

Flugzeuggestützte Messungen in der Atmosphäre stellen bei der experimentellen Untersuchung mesoskaliger Prozesse ein wertvolles Hilfsmittel dar, da sie eine hohe Flexibilität bei der räumlichen Erfassung der Phänomene ermöglichen. Um die Meßstrategie im Verlauf eines Experimentes bereits erfolgten Beobachtungen schnell anzupassen, ist es wünschenswert, schon während des Meßfluges einen Einblick in die physikalischen Bedingungen und Prozesse der atmosphärischen Umgebung zu erlangen. Dabei kann die Echtzeit-Korrelation synchroner Messungen verschiedener Größen durch das unterschiedliche Zeitverhalten der beteiligten Meßkanäle zu Fehlern führen.

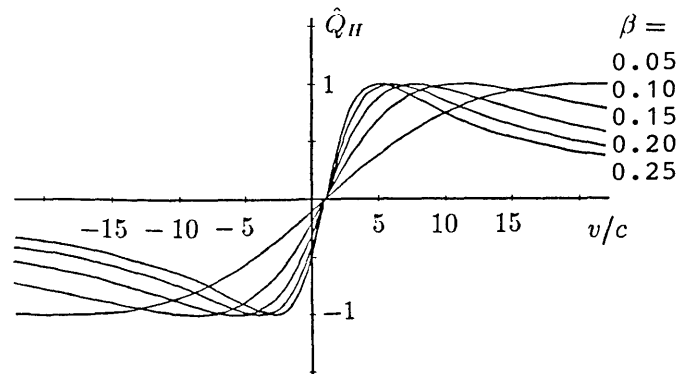
2 Ein einfaches Modell für eine Meßeinrichtung zur Bestimmung des turbulenten Wärmeflusses

Es wurde in erster Näherung angenommen, daß die Meßeinrichtung aus einem Temperatursensor besteht, dessen Sprungantwort durch das Newtonsche Abkühlungsgesetz beschrieben werden kann, so daß sich das Verhalten des Temperaturkanals in einfacher Weise durch ein lineares Filter approximieren läßt. In der Literatur sind auch aufwendigere Ansätze für die Sprungantwort vorgeschlagen worden (McCARTHY, 1973; ACHESON, 1973), die jedoch das Newtonsche Gesetz als wesentlichen Bestandteil enthalten, so daß eine Beschränkung darauf für eine Abschätzung eines Effektes erster Ordnung als ausreichend erscheint. Die charakteristische Zeitkonstante typischer, in der Flugmeßtechnik verwendeter Temperatur-Sensoren liegt im Flugbetrieb am Einbauort in der Größenordnung von 1–2 s. Die Messung des Vertikalwindes wurde gegenüber der Temperaturmessung in erster Näherung als praktisch trägheitsfrei vorausgesetzt.

3 Die Beobachtung von Schwerewellen durch einen bewegten Beobachter

Bei linearen Schwerewellen (siehe z.B. GOSSARD, 1975) sind die zyklischen Schwankungen der Tempe-

Abbildung 1: Normierter Wärmefluß in Abhängigkeit von der Fluggeschwindigkeit für verschiedene Werte von β (siehe Text)



ratur T' und der Vertikalgeschwindigkeit w' in einer gegebenen Höhe um 90° phasenverschoben, so daß infolge der Orthogonalität dieser Fluktuationen im Idealfall das Korrelationsprodukt der beiden Größen und somit der vertikale Wärmestrom

$$Q_H = \rho c_p \overline{w'T'}$$

verschwindet. Dies muß in gleicher Weise für einen ruhenden und bewegten Beobachter gelten.

Es ändert sich aber das Vorzeichen der Phasenverschiebung, je nachdem ob der Beobachter sich in Ausbreitungsrichtung mit einer Geschwindigkeit bewegt, die die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle überschreitet, oder ob er sich gegen die Ausbreitungsrichtung der Welle bewegt. Der Phasensprung erfolgt genau in dem Punkt, in dem die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle und die Geschwindigkeit des Beobachters übereinstimmen.

Nimmt man nun zusätzlich an, daß Temperatur und Vertikalgeschwindigkeit mithilfe von Sensoren unterschiedlicher Trägheit erfaßt werden, so führt dies zu einer Änderung der Phasenverschiebung in den Messungen, in der Weise, daß bei Bewegung des Beobachters in Ausbreitungsrichtung die Phasenverschiebung verkürzt wird, während im umgekehrten Fall eine Dilatation der Phasendifferenz eintritt. Da infolgedessen die Orthogonalität der Fluktuationen in den Messungen nicht mehr vorhanden ist, ergibt sich für den Beobachter ein scheinbarer Wärmefluß, dessen Vorzeichen von der Bewegungsrichtung abhängig ist. Abb. 1 zeigt

den scheinbaren Wärmefluß als Funktion des Quotienten aus der True Air Speed v des Beobachters und der Ausbreitungsgeschwindigkeit c der Welle. Die Werte des Wärmeflusses \hat{Q}_H wurden mit dem maximal möglichen Wärmefluß, der sich infolge des Trägheitseffektes ergeben kann, normiert. Scharparameter ist die Größe

$$\beta = \tau \cdot N \quad ,$$

die sich als Produkt aus der Trägheitszeit τ des Temperatursensors und der Brunt-Väisälä-Frequenz ergibt.

4 Messungen und Schlußfolgerungen

Bei Flugzeugmessungen in einer stabil geschichteten Grenzschicht über der Hildesheimer Börde während der Feldexperimente HIBE'89 im Rahmen von LOTREX 10 E wurden hochauflösende Messungen des Vertikalwindes und der Temperatur durchgeführt, aus denen turbulente Wärmeströme ermittelt wurden. Es zeigte sich, daß die berechneten Wärmeflüsse unter den gegebenen Verhältnissen zu große Beträge aufwiesen, daß eine Abhängigkeit von der Fluggeschwindigkeit bestand und daß der gemessene Wärmefluß in Abhängigkeit von der Flugrichtung sogar sein Vorzeichen änderte.

Für eine Berechnung des zu erwartenden Wärmeflusses auf der Grundlage der vorstehenden Überlegungen wurde eine Trägheitszeit des Temperaturmeßfühlers von $\tau = 2.0 \text{ s}$ angenommen und die Brunt-Väisälä-Frequenz wurde aus der Schichtung zu $N = 0.039 \text{ rad/s}$ abgeschätzt:

$$\left. \begin{array}{l} \tau = 2.0 \text{ s} \\ N = 0.039 \text{ rad/s} \end{array} \right\} \Rightarrow \beta \approx 0.08 \quad c \approx 8 \text{ m/s}$$

Der maximal mögliche Wärmestrom ergibt sich aus der Schwankungsamplitude der Vertikalgeschwindigkeit A_θ und der Temperatur A_T zu $Q_H^* \approx 150 \text{ W/m}^2$:

$$\left. \begin{array}{l} Q_H^* = \rho c_p A_T A_\theta / 4 \\ A_w = 0.5 \text{ m/s} \\ A_\theta = 1.0 \text{ K} \end{array} \right\} \Rightarrow Q_H^* \approx 150 \text{ W/m}^2$$

Tab. 1 zeigt die mithilfe von Abb. 2 ermittelten theoretischen und die gemessenen Werte des Wärmestromes für zwei Fluglegs im Vergleich. Die Untersuchung weiterer Fluglegs ergab auch größere Abweichungen zwischen gemessenen und theoretischen Werten für

Abbildung 2: Wärmeflußdiagramm zu ausgewählten Meßfluglegs während HIBE'89 (zu Tab. 1)

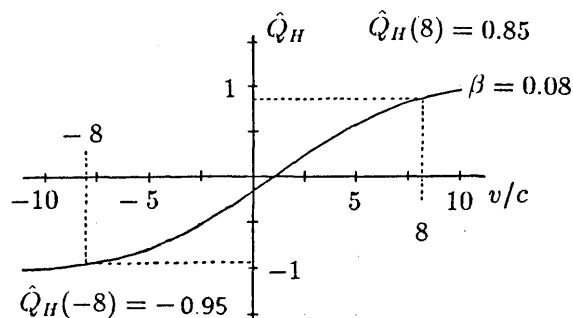


Tabelle 1: Ausgewählte Fluglegs während HIBE'89. Q_H in W/m^2 .

Flugleg-Nr.	v/c	\hat{Q}_H	Q_H theor.	Q_H Messung
3	-8.0	-0.95	-140	-191
4	+8.0	+0.85	+125	+122

den Wärmestrom, doch wird der Effekt qualitativ mithilfe der obigen Modellvorstellung, die die tatsächlichen Verhältnisse stark vereinfacht, bereits gut erfaßt.

Literatur

- Acheson, D.T., 1973: Comments on 'A Method for Correcting Airborne Temperature Data for Sensor Response Time', J.Appl.Met., 12, 1089-1090.
- Gossard, E.E., 1975: Waves in the Atmosphere, Elsevier, Amsterdam, 456 S.
- Hoppmann, U.; Roth, R., 1991: Experimentbericht zu den Feldexperimenten HIBE'88 und '89. Berichte des Institutes für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, No. B2.
- McCarthy 1973 McCarthy, J., 1973: A Method for Correcting Airborne Temperature Data for Sensor Response Time, J.Appl.Met, 12, 211-214.

Sabine Dutz

Rainer Roth

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

1 EINLEITUNG

Der Strom fühlbarer Wärme ist ein wichtiger Faktor für den Wärmeübergang zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre. In der Antarktis beschränkten sich Messungen lange Zeit auf den Rand des antarktischen Kontinents, da die Meereisgebiete für die meiste Zeit des Jahres unzugänglich sind. Im Oktober und November 1981 machten Andreas et al. (1985) von einem Schiffsmast aus erste Messungen über antarktischem Meereis. Durch den Einsatz von Meßbojen wurden gute Resultate bei Messungen von meteorologischen Parametern erzielt [Hoeber et al., 1987; Kottmeier et al., 1988; Ackley, 1981].

Bei der Betrachtung von bodennaher Turbulenz spielt die Ähnlichkeitstheorie von Monin und Obukhov (1953, 1954) die führende Rolle, da sie es möglich macht, die Flüsse aus einfacher zu messenden Größen zu bestimmen.

2 MESSUNGEN

Im Februar 1989 wurden drei Meßbojen im östlichen Teil der Weddell-See von dem FS "Polarstern" ausgebracht. Jede Boje war mit einem Drucksensor, zwei Temperatursensoren in verschiedenen Höhen, einem Windgeschwindigkeits- und einem Windrichtungssensor ausgestattet. Von den jeweils unterschiedlichen Startpositionen trieben zwei Bojen nach Süden, die dritte Boje folgte einer nordwestlichen Bahn. Die gemessenen Daten wurden über Satellit zu Argos (Toulouse, Frankreich) gesendet und dort auf Magnetbändern gespeichert. Die Bojen mit der südlichen Driftbahn fielen schon im März bzw. April aus, die dritte Boje übermittelte bis zum Juli 1989 Daten.

3 DER STROM FÜHLBARER WÄRME

Die drei Bojen haben unter anderem die Lufttemperatur in zwei Höhen und die Windgeschwindigkeit gemessen. Aus diesen Daten läßt sich der turbulente

Strom fühlbarer Wärme mit Hilfe der sogenannten Bulk-Formel berechnen. Der Bulk-Ansatz für den turbulenten Strom fühlbarer Wärme in der Prandtl-Schicht lautet:

$$H = -\bar{\rho} c_p c_H \bar{u}(z) (\bar{\Theta}(z) - \bar{\Theta}(z_0)), \quad (1)$$

wobei ρ die mittlere Dichte, c_p die spezifische Wärmekapazität, c_H der Bulk-Transport-Koeffizient für Wärme, $u(z)$ die Windgeschwindigkeit in der Höhe z und $\Theta(z)$, $\Theta(z_0)$ die potentielle Temperatur in der Höhe z bzw. z_0 sind. Im einfachsten Fall wird c_H als konstant betrachtet, obwohl er von der Windgeschwindigkeit, der thermischen Schichtung und der Oberflächenrauigkeit abhängt. Da diese Faktoren die Austauschvorgänge in Oberflächennähe aber wesentlich beeinflussen, sollen sie hier berücksichtigt werden.

Man geht dabei von der Definition des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme aus, der sich aus der Kovarianz der turbulenten Fluktuationen der Vertikalgeschwindigkeit w' und der potentiellen Temperatur Θ' ergibt,

$$H = \bar{\rho} c_p \overline{w'\Theta'}. \quad (2)$$

Wendet man auf (2) den Gradientansatz an und ersetzt den turbulenten Diffusionskoeffizienten K_H nach der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie durch

$$K_H = \frac{u_* \kappa z}{\phi_h}, \quad (3)$$

mit $\phi_h = \phi_h(z/L_*)$ als Profilkfunktion der Temperatur [Businger et al., 1971], erhält man

$$H = -\bar{\rho} c_p \frac{u_* \kappa z}{\phi_h} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z}. \quad (4)$$

Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* wird über das

Windprofil ermittelt.

Unterscheidet man nun stabile und labile Schichtung, erhält man bei einer Integration zwischen z_1 und z_0 (Windprofil) bzw. z_2 und z_1 (pot. Temperaturprofil) Gleichungen für u , L , und H , die eine nichtlinear voneinander abhängen.

4 ERGEBNISSE

Im März 1989 befinden sich die Bojen hauptsächlich in offenem Wasser, und der Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre ist erwartungsgemäß hoch, mit Maxima bis zu 250 W/m^2 . Im Mai 1989 dagegen ist die Boje wieder im Meereis eingefroren und der turbulente Strom fühlbarer Wärme zeigt deutlich geringere Werte, da der Wärmeverlust des Ozeans durch die Meereisdecke merklich verringert wird. Tab. 1 zeigt den mittleren, monatlichen Strom fühlbarer Wärme von Februar bis Juli 1989.

Monat	H in W/m^2
Februar	31
März	22
April	25
Mai	8
Juni	-1
Juli	7

Tab. 1

Während in den Monaten Februar, März und April ist der Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre mehr als fünfmal so groß wie in den drei Folgemonaten. Man kann vom turbulenten Wärmestrom auf die hypothetisch entstandene Eismasse schließen, wenn man davon ausgeht, daß die gesamte an die Atmosphäre abgegebene Wärme aus freiwerdender Schmelzwärme stammt. Dividiert man den turbulenten Wärmestrom H durch die spezifische Schmelzwärme ($q_p=334 \text{ kJ/kg}$) und die Dichte des Eises ($\rho_{\text{Eis}}=917 \text{ kg/m}^3$), erhält man eine Wachstumsrate des Eises. Im Februar beträgt die Wachstumsrate somit $0.9 \cdot 10^{-2} \text{ cm/d}$, im Mai nur $0.2 \cdot 10^{-2} \text{ cm/d}$.

LITERATUR

Ackley, S.F.: Sea-ice atmosphere interactions in the Weddell-Sea using drifting buoys, in 'Sea level, ice and climatic change', IAHS Publ. 131, 177-191, 1981.

Andreas, E.L.; Makshtas A.P.: Energy exchange over Antarctic sea ice in the spring, J.Geophys.Res., 90, 7199-7212, 1985.

Businger, J.A.; Wyngaard, J.C.; Izumi, Y.; Bradley, E.F., Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J.Atmos.Sci., 28, 181-189, 1970.

Hoeber, H.; Gube-Lenhardt, M.; The eastern Weddell-Sea drifting buoy data set of the Einter Weddell Sea Project 1986, Ber.Polarforsch., 37, 1987.

Kottmeier, Ch.; Hartig, R.: Winter Weddell Sea Project 1986. The drifting buoy data set of the Eastern Weddell Sea, in Ber.Polarforsch, edited by E. Fahrbach, 46, 2-38, 1988.

PARAMETERISIERUNG DER STABILEN ATMOSPHERISCHEN GRENZSCHICHT -
ERGEBNISSE EXPERIMENTELLER UNTERSUCHUNGEN

D. Kretschmer,¹⁾ Th. Foken,²⁾ Ch. Kottmeier³⁾

- 1) Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität
Müggelseedamm 256/258; O-1162 Berlin
- 2) Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Potsdam
Telegrafenberg; O-1561 Potsdam
- 3) Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 12 01 61, Columbusstraße; W-2850 Bremerhaven

Die Bestimmung von geeigneten Parameterisierungsbeziehungen ist für eine genaue Beschreibung der Schichtstruktur der stabilen Grenzschicht notwendig. Eine erste Zusammenstellung dieser Schichtstruktur gibt das Skalierungsschema von HOLTSLAG und NIEUWSTADT (1986), wobei die Bestimmung der Grenzen der verschiedenen Turbulenzregionen aufgrund der qualitativen und quantitativen Unterschiede von großer Wichtigkeit ist. Im vorliegenden Beitrag wird versucht, auf der Grundlage von Daten verschiedener Experimente die Anwendungsgrenzen universeller Funktionen in der stabilen Bodenschicht sowie Parameterisierungsbeziehungen für die Höhe der stabilen Bodenschicht zu bestimmen.

Für den ersten Untersuchungsschwerpunkt lagen Datensätze der Experimente Schönefeld 1985, KUREX-88 und TARTEX-90 vor, bei denen jeweils folgende Größen gemessen wurden:

- Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte in 0.5m und 2m Höhe mittels Schalensternanemometer bzw. Feinsychrometer,
- Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , turbulenter Temperaturstrom $\overline{w'T}$ und Feuchtestrom $\overline{w'e}$ mittels Ultraschallanemometer DAT 310, Pt-Widerstandsthermometer und Lyman-Hygrometer.

Auf der Grundlage dieses Datenmaterials war es möglich, die dimensionslosen Wind-, Temperatur- und Feuchtegradienten direkt zu berechnen. Die beste Übereinstimmung zwischen den Modellfunktionen (z.B. nach BUSINGER et al., 1971 und SKEIB, 1980) und berechneten Werten zeigen die universellen Funktionen für den Impulsaustausch, während für Wärme- und Feuchte-austausch eine wesentlich schlechtere Übereinstimmung besteht, bedingt durch die größere Streuung der Meßwerte.

Des Weiteren sind die Unterschiede zwischen den universellen Funktionen nach Skeib und Businger im Bereich $0 < z/L < 0.5$ (L-Obuchov-Länge) gering,

markante Unterschiede treten besonders beim Feuchte-austausch auf. Dabei trat stabile Schichtung mit Werten der dimensionslosen Höhe $z/L > 0.5$ nur in 3% aller Fälle mit stabiler Schichtung auf. Eine größere Häufigkeit stark stabiler Schichtung ist über Schnee- und Eisflächen bei orographisch bedingtem Windfeld zu erwarten.

Bei der Anwendung universeller Funktionen steht weiterhin die Frage, bis in welche Höhe z die Voraussetzungen gelten, unter denen die universellen Funktionen mittels der Ähnlichkeitstheorie (MONIN und OBUCHOV, 1954) abgeleitet wurden, d.h. wie hoch die Bodenschicht (Schicht quasihöhenkonstanter turbulenter Flüsse) ist.

In früheren Untersuchungen, durchgeführt z.B. von KING (1990) wurden Bodenschichthöhen kleiner 10 m unter stark stabilen Bedingungen festgestellt. Eigene Untersuchungen erfolgten mit Wind- und Temperaturprofilen, die 1983 an der Georg-von-Neumayer-Station (Antarktis, $70^{\circ}37'S$, $8^{\circ}22'W$) an einem 45m-Mast gemessen wurden (s. z.B. KOTTMEIER und BELITZ, 1987). Zur Auswertung lagen die Temperaturen und Windgeschwindigkeiten in 0.5, 1.5, 4, 9, 14, 21, 30 und 45m Höhe vor.

Da keine direkten Flußmessungen zur Verfügung standen, wurde zur Bestimmung der Bodenschicht-Obergrenze das von SKEIB und RICHTER (1984) entwickelte Schichtmodell benutzt. Es berechnet auf der Grundlage der Monin - Obuchov - Ähnlichkeitstheorie schichtweise die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (Δz z.B. 1m, Δu und ΔT aus interpolierten Profilen). Die Höhe h der Bodenschicht wird in der Höhe festgelegt, in der die Abweichung der lokalen Schubspannungsgeschwindigkeit vom Bodenwert (bzw. vom Wert der untersten Modellschicht) 30% überschreitet.

Eine häufig angewandte Formel zur Beschreibung der Bodenschichthöhe wurde von BLACKADAR und TENNEKES (1968) auf der Grundlage des Widerstandsgesetzes

für neutrale Schichtung abgeleitet: $h=a(u_*/f)$, mit dem Coriolisparameter f und $a=0.01$. Für nichtneutrale Schichtung muß zusätzlich die Abhängigkeit von einem Stabilitätsparameter, z.B. $\gamma=u_*/(fL)$ berücksichtigt werden.

Ausgehend von diesen Überlegungen wurde mit den berechneten u_* - und h -Werten für 2 exemplarische Monate (Februar und Juli) die Abhängigkeit $(hf/u_*)=f(\gamma)$ untersucht. Bedingt durch die großen Datenmengen (insgesamt ca. 4000 Meßserien aus 10-min-Mittelwerten) wurde anhand des Parameters γ eine Klasseneinteilung vorgenommen, und die zugehörigen Klassenmittel von $(hf)/u_*$ berechnet. Die Untersuchung des funktionalen Zusammenhangs $hf/u_*=f(\gamma)$ zeigte folgenden Kurvenverlauf:

- (1) Existenz eines Minimums im neutralen Bereich
- (2) Existenz eines Maximums im Bereich $\gamma \approx 35..80$
- (3) Für zunehmende Stabilität Annäherung an das (absolute) Minimum.

Zur Beschreibung dieses Kurvenverlaufs wird folgende diagnostische Beziehung für die Bodenschichthöhe vorgeschlagen:

$$h=2.1 \cdot 10^{-3}(u_*/f) + 4.0 \cdot 10^{-5}(\gamma u_*/f)$$

$$\text{für } 0 < \gamma \leq 45 \quad (1)$$

$$h=4.9 \cdot 10^{-3}(u_*/f) - 2.0 \cdot 10^{-5}(\gamma u_*/f)$$

$$\text{für } 45 < \gamma < 150 \quad (2)$$

Eine erste physikalische Erklärung für den beschriebenen Kurvenverlauf basiert auf den Überlegungen zu einem Skalierungsschema der stabilen atmosphärischen Grenzschicht nach HOLTSLAG und NIEUWSTADT (1986) und SKEIB (1980). Diesem Schema liegt der Gedanke von kritischen Punkten zugrunde, bei deren Überschreiten sich die Charakteristik der betrachteten Strömung qualitativ ändert. Das beschriebene Maximum im Bereich $\gamma \approx 35..80$ könnte als ein kritischer Wert für eine qualitative Änderung des Verhal-

tens der Bodenschichtströmung interpretiert werden. Bemerkenswert ist an dieser Stelle, daß sich bei Verwendung der universellen Funktion von BUSINGER et al. (1971) anstelle der von SKEIB (1980) ein sehr ähnlicher Kurvenverlauf ergibt.

LITERATUR

Blackadar, A. K.; Tennekes, H.: Asymptotic similarity in neutral barotropic boundary layer. *J. Atm. Sci.* 25 (1968), pp. 1015-1020

Businger, J. A.; Wyngaard, J. C.; Izumi, Y.; Bradley, E. F.: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atm. Sci.* 28 (1971), pp. 181-189

Holtslag, A. A. M.; Nieuwstadt, F. T. M.: Scaling the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 36 (1986), pp. 201-209

Kottmeier, Ch.; Belitz, H.-J.: Meteorological research using a high mast on the Antarctic ice shelf. *Marine Technology* 1 (1987), pp. 1-5

King, J.: Some measurements of turbulence over an antarctic ice shelf. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 116 (1990), pp. 379-400

Monin, A. S.; Obuchov, A. M.: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *Trudy geofiz. inst. AN SSSR.* 24 (1954) 151, S. 163-187

Skeib, G.: Zur Definition universeller Funktionen für die Gradienten von Windgeschwindigkeit und Temperatur in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* 30 (1980), S. 23-32

Skeib, G.; Richter, S. H.: Praktische Anwendung voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahen Luftschicht. *Z. Meteorol.* 34 (1984), S. 247-252

EIN NEUES MONOTONES ADVEKTIONSVERFAHREN
 ZUR NUMERISCHEN LÖSUNG DER TRANSPORTGLEICHUNG
 IN MEHRDIMENSIONALEN ATMOSPHÄRISCHEN STRÖMUNGSMODELLEN

Andreas Bott, Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz.

1. Einleitung

Zur numerischen Beschreibung atmosphärischer Strömungsvorgänge muß für alle prognostischen Systemvariablen eine Transportgleichung gelöst werden. Hierfür stehen in der Literatur eine ganze Reihe unterschiedlicher Advektionsverfahren zur Verfügung, die verschiedene Vor- und Nachteile aufweisen, (Lax und Wendroff, 1964; Crowley, 1968; Tremback *et al.*, 1987). Die vier wichtigsten Anforderungen an einen Advektionsalgorithmus sind: 1) geringe numerische Diffusion, 2) positive Definitheit, 3) numerische Effizienz, 4) Monotonie.

Bott (1989a,b) stellte ein positiv definites Advektionsverfahren von sehr geringer numerischer Diffusivität vor, das nur minimalen Computeraufwand erfordert. Ein Nachteil des Modells besteht jedoch darin, daß es nicht monoton ist. In Situationen mit starken räumlichen Gradienten der Transportgröße, wie z. B. bei der Advektion von Wolkenwasser oder dem Transport stark wasserlöslicher chemischer Substanzen in bewölkter Atmosphäre, kann dies zu unrealistischen Wellenbildungen in deren Feld führen. Basierend auf dem positiv definiten Algorithmus wurde daher ein monotonen Advektionsverfahren entwickelt, (Bott, 1991), welches dieses künstliche Über- und Unterschneiden unterbindet.

2. Modellbeschreibung

Für konstante Geschwindigkeiten $u > 0$ in x - Richtung werden im monotonen Advektionsverfahren zum Zeitpunkt n und am Gitterpunkt j die Advektionsflüsse wie folgt bestimmt:

$$F_{j+1/2} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \int_{1/2 - c_{j+1/2}^n}^{1/2} \psi_{j,l}^n dx' \quad (1)$$

Hierbei ist $c_{j+1/2}^n = u_{j+1/2}^n \Delta t / \Delta x$ die Courant Zahl, und $\psi_{j,l}^n$ ist ein Polynom 1-ter Ordnung, das mit Hilfe von ψ - Werten an benachbarten Gitterpunkten berechnet wurde. Die Flüsse aus (1) werden begrenzt durch:

$$\begin{aligned} & \frac{\Delta x}{\Delta t} \left[\psi_j^n - \max(\psi_{j-1,j}^n, \psi_j^n) \right] + F_{j-1/2} \leq F_{j+1/2} \\ & \leq \frac{\Delta x}{\Delta t} \left[\psi_j^n - \min(\psi_{j-1,j}^n, \psi_j^n) \right] + F_{j-1/2} \end{aligned} \quad (2)$$

Anschließend wird $F_{j+1/2}$ durch die Flußbegrenzung

$$0 \leq F_{j+1/2} \leq \frac{\Delta x}{\Delta t} \psi_j^n \quad (3)$$

limitiert. Analog hierzu werden die Advektionsflüsse für negative Geschwindigkeiten berechnet. Für nicht konstante Werte von u wird zu den monotonen Flüssen ein Deformationsterm addiert, der mit Hilfe des Donor Cell- Advektionsverfahrens berechnet wird. Dies ermöglicht den Einsatz des monotonen Advektionsverfahrens bei beliebigen atmosphärischen Strömungsverhältnissen.

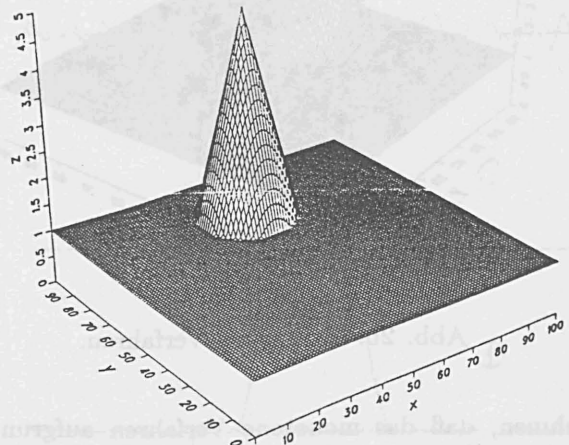


Abb. 1: Anfangsverteilung.

3. Numerische Ergebnisse

In zwei numerischen Advektionsstests werden die Ergebnisse des monotonen mit denen des positiv definiten Verfahrens verglichen. Im ersten Test rotiert ein Kegel mit konstanter Winkelgeschwindigkeit um das Zentrum eines zweidimensionalen Feldes. In Abb. 1 ist die Anfangsverteilung der Transportgröße z dargestellt, die zugleich auch die analytische Lösung des Problems darstellt. Abb. 2 zeigt die Lösung nach sechs vollen Rotationen (3768 Iterationen) mit dem positiv definiten Verfahren (Abb. 2a) und die entsprechende mit dem monotonen Algorithmus (Abb. 2b). Deutlich ist zu erkennen, daß beide Methoden nur sehr geringe numerische Diffusion produzieren. Im positiv definiten Algorithmus sieht man ein leichtes Unterschneiden der Werte, was um den Kegel herum zu einer Wellenstruktur führt. Aus Abb. 2b ist zu

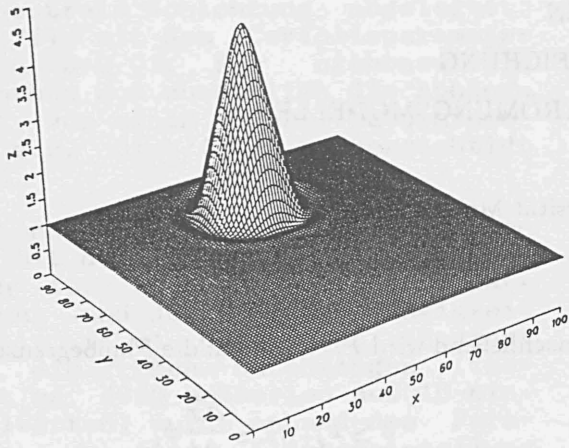


Abb. 2a: Positiv definites Verfahren.

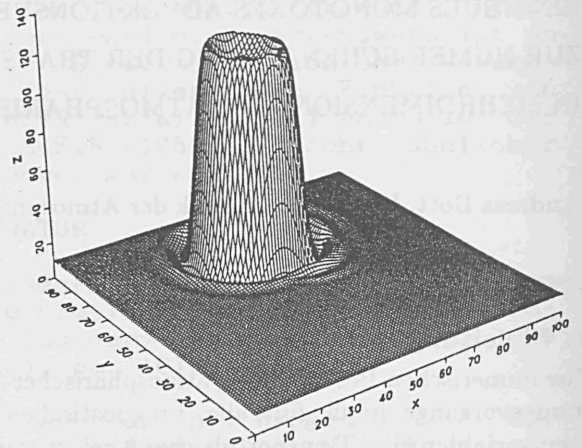


Abb. 3a: Positiv definites Verfahren.

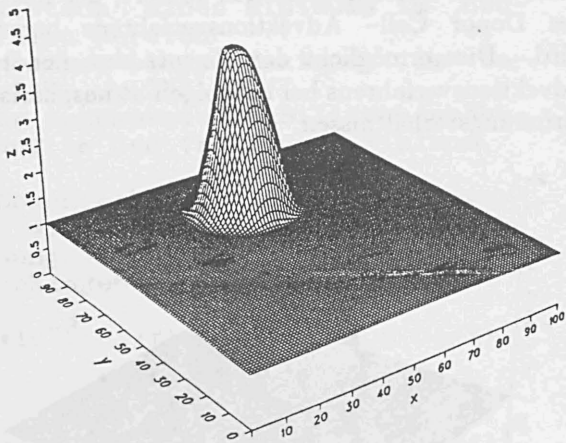


Abb. 2b: Monotones Verfahren.

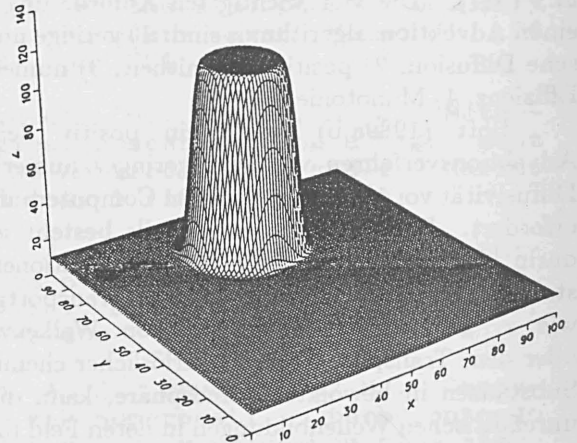


Abb. 3b: Monotones Verfahren.

entnehmen, daß das monotone Verfahren aufgrund der rigoroseren Flußbegrenzung eine etwas erhöhte Diffusivität sowie größere Phasenfehler aufweist.

Im zweiten Advektionsstest wird der Kegel aus Abb. 1 durch einen Zylinder ersetzt. Dieses Mal sind aufgrund der steilen z -Gradienten die über- und unterschließenden Werte im positiv definiten Verfahren deutlich höher, (Abb. 3a), so daß jetzt das monotone Verfahren qualitativ überlegen ist, (Abb. 3b).

Insgesamt läßt sich schließen, daß beide Versionen des Advektionsverfahrens sehr befriedigende Ergebnisse liefern. Das positiv definite Modell produziert geringere Amplituden- und Phasenfehler als das monotone Verfahren, liefert allerdings über- und unterschließende Werte. Das monotone Advektionsverfahren ist deutlich überlegen, wenn starke räumliche Gradienten im Feld der Transportgröße auftreten.

Literatur

- Bott, A., 1989a: *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1006—1015.
 —, 1989b: *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2633—2636.
 —, 1991: Eingereicht zur Veröffentlichung in *Mon. Wea. Rev.*
 Crowley, W.P., 1968: *Mon. Wea. Rev.*, 96, 1—11.
 Lax, P.D., und B. Wendroff, 1964: *Commun. Pure Appl. Math.*, 17, 381—398.
 Tremback, et al., 1987: *Mon. Wea. Rev.*, 115, 540—555.

NUMERISCHE ENTWICKLUNGEN FÜR DAS DEUTSCHLAND-MODELL

J. Steppeler und P. Prohl

Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main

1 EINLEITUNG

Der Deutsche Wetterdienst entwickelt in Zusammenarbeit mit der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt ein hochauflösendes Regionalmodell (HRM) mit der horizontalen Maschenweite $\Delta\lambda, \Delta\phi = 0.125^\circ$. Es wird aus dem Europa-Modell (EM) des DWD abgeleitet, von welchem es auch mit Randdaten im 1stündigen Abstand versorgt wird.

Erste Experimente wurden mit der semi-impliziten Zeitintegration und einem Zeitschritt von 75 s durchgeführt. Um die Vorgaben des operationellen Betriebes erfüllen zu können, findet die Entwicklung einer semi-Lagrangeschen (SL) Version des Modells statt, wobei ein Zeitschritt von $\Delta t = 150$ s bis 300 s angestrebt wird.

Es ist geplant, eine erste operationelle Version des HRM beim DWD unter der Bezeichnung Deutschland-Modell im Laufe von 1993 bereitzustellen.

2 SEMI-LAGRANGESCHE ADVEKTIONSEXPERIMENTE

Die SL-Methode bewirkt nicht nur eine bessere Effizienz durch Verwendung eines größeren Zeitschrittes, sondern erzeugt auch eine höhere Genauigkeit der Advektionsbehandlung.

Abb. 1 zeigt die numerische Lösung der linearen Advektionsgleichung

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} = -U_0 \frac{\partial\phi}{\partial x}.$$

Die Parameter sind so eingestellt, daß ein Transport über $100\Delta x$ dargestellt wird ($U_0(t-t_0)=100\Delta x$). Die Lösung mit der Euler-Methode 2. Ordnung ist sehr viel weniger genau als die SL-Lösungen mit Interpolation 3. Ordnung und mit nichtoszillierender Interpolation.

Diese letzte Methode vermeidet die Erzeugung von künstlichen Maxima und Minima durch die numerische Approximation und ist vor allem für die Behandlung von atmosphärischen stofflichen Beimengungen, wie Feuchte, interessant.

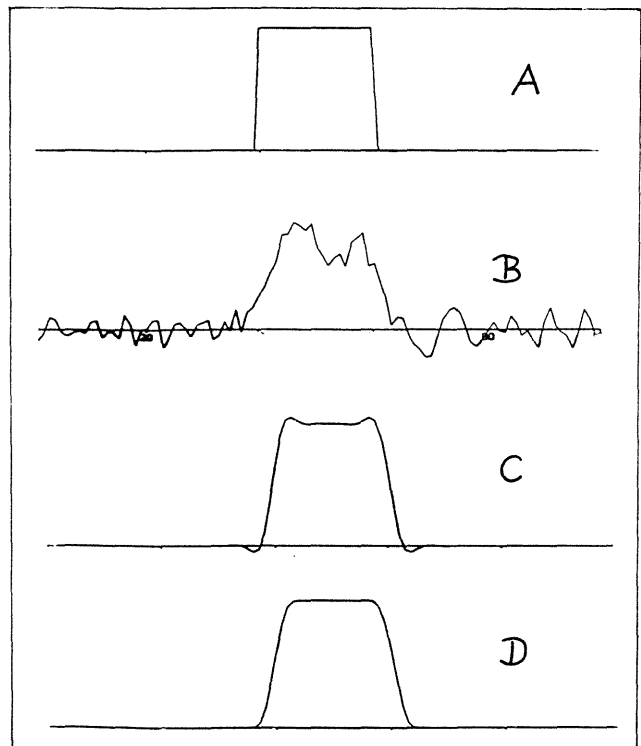


Abb. 1 Lösungen der linearen Advektionsgleichung für einen Transport über $100\Delta x$. A: exakte Lösung, B: Euler-Verfahren 2. Ordnung, C: Semi-Lagrange-Methode mit Interpolation 3. Ordnung, D: Semi-Lagrange-Methode mit nichtoszillierender Interpolation.

3 SEMI LAGRANGE METHODE IM MODELL

Die SL-Methode wurde in das EM implementiert. Die Berechnung der Trajektorien erfolgte mit Interpolation 1. Ordnung für die Geschwindigkeiten. Für die advehierten Felder wurde Interpolation 3. Ordnung verwendet und die Schwerewellen wurden durch Pseudostaggering behandelt.

Abb. 2 vergleicht 12h-Vorhersagen des 400 hPa-Geopotentials der (operationellen) Euler-Version des Modells ($\Delta t = 5$ min) mit denen der SL-Version ($\Delta t = 10$ min). Die Unterschiede sind erwartungsgemäß klein.

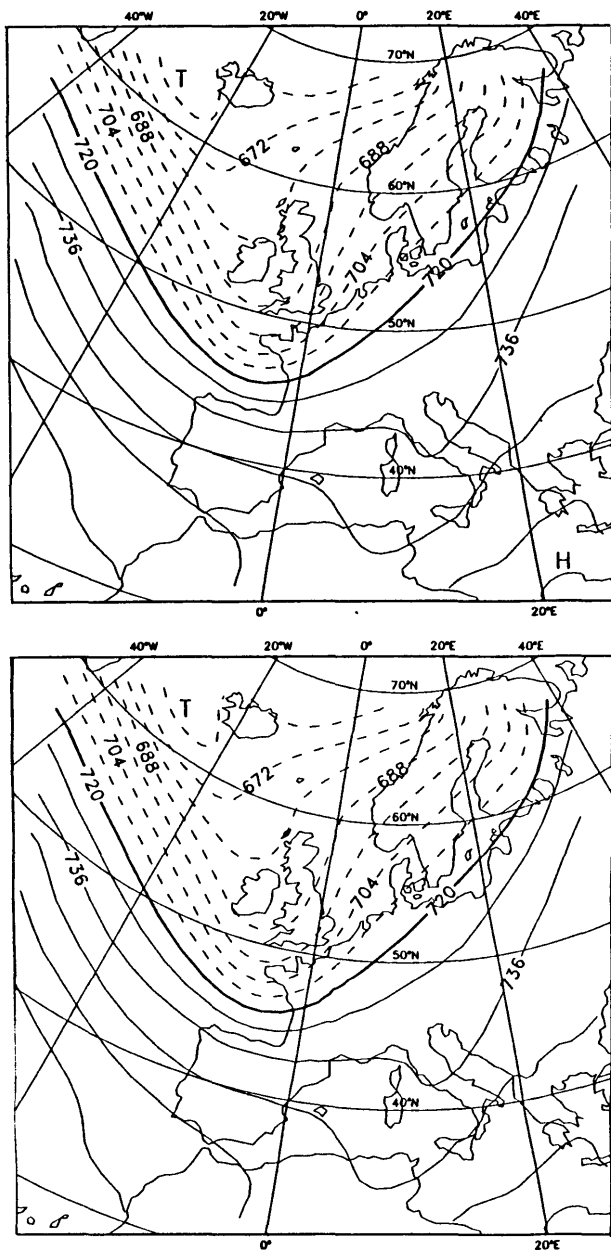


Abb. 2 12stündige Vorhersagen mit dem Europa-Modell (oben) und einer Semi-Lagrange-Version dieses Modells (unten).

4 RESULTATE VON HRM-SIMULATIONEN

Erste Experimente mit dem HRM wurden mit der Eulerschen Modellversion durchgeführt. Weil noch keine HRM-Analyse vorhanden ist, wurde die HRM-Prognose von 12stündigen Vorhersagefeldern des EM

aus gestartet. Der unterschiedliche Antrieb durch die im HRM höher aufgelöste Orographie macht sich im vorhergesagten Niederschlags- und Bodenwindfeld durch detailliertere Strukturen bemerkbar. Abb. 3 vergleicht eine 24h-HRM-Vorhersage mit der 36h-Vorhersage des EM, beide gültig für den 8.10.87 12 UTC. Es wird der Vertikalschnitt der relativen Feuchte gezeigt. Der Schnitt liegt in West-Ost-Richtung und geht durch München. In der HRM-Vorhersage erzeugen die Vogesen starkes Absinken, das zu einem wolkenfreien Gebiet über dem Rheintal führt.

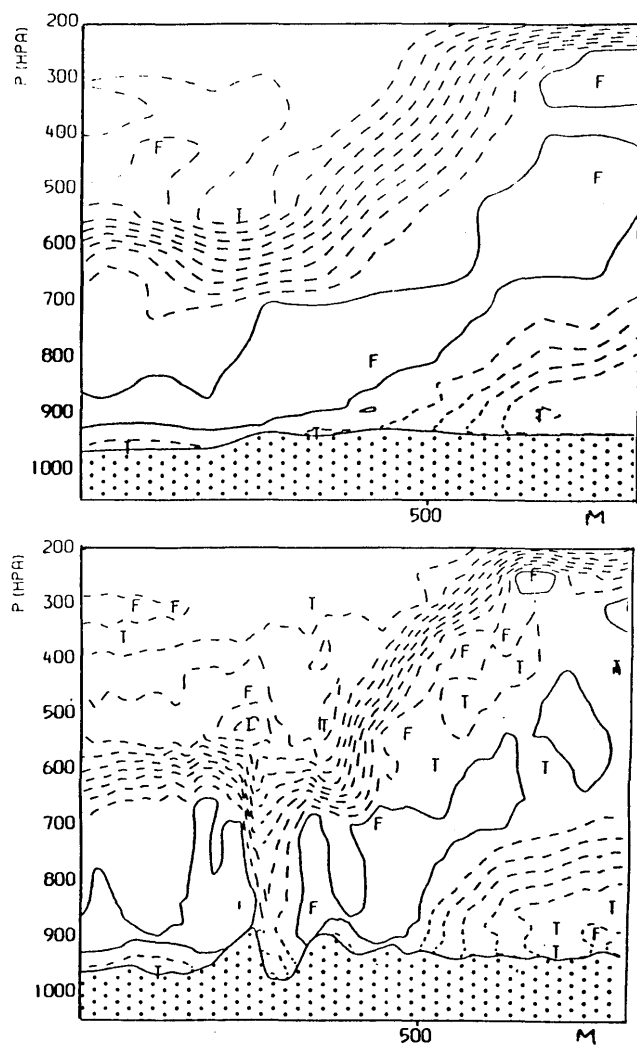


Abb. 3 Vertikalschnitte der relativen Feuchte in West-Ost-Richtung von EM (oben) und HRM (unten).

UNTERSUCHUNGEN ZUR BEDEUTUNG DES HYDROSTATISCHEN TRUNKATIONSFEHLERS FÜR MESOSKALIGE MODELLE

Hans-Joachim Herzog, Günther Doms, Detlev Majewski
Deutscher Wetterdienst

Der Beitrag ist dem "notorischen" Trunkationsmodell-Problem im Druckgradientkraft-Term numerischer Modelle gewidmet, die in einer terrainfolgenden Vertikalkoordinate formuliert sind. Schon lange Gegenstand isolierter Betrachtungen, wird es hier neu aufgeworfen im Zusammenhang mit dem konkret verwendeten Modelltyp: dem Europamodell des DWD (EM) und dem daraus hervorgehenden hochauflösenden Deutschland-Modell (DM). Es gelingt, in Anlehnung an JANJIC's (1977) Betrachtungen, für die im EM/DM relevante hybride -Vertikal-koordinate eine Druckgradientterm-Formulierung zu finden, die ansonsten in Übereinstimmung mit den Vorgaben von SIMMONS und BURRIDGE (1981), für eine polytrope Standardtroposphäre bei "beliebig" steiler Gebirgsneigung exakt ist. Dabei wird angenommen, daß ein solcher Ansatz im allgemeinen realistischer ist als der ursprünglich von SIMMONS und BURRIDGE vorgegebene, welcher sich für eine isotherme Atmosphäre als exakt erweist und der weniger rechenaufwendigen Standardformulierung im EM/DM entspricht. Die neue Formulierung verletzt nicht den EM/DM-Energiehaushalt. Es werden erste Testfälle mit dem EM mit einbezogenem "polytropen" Druckgradient-Term (=DGT) gerechnet und mit dem standardmäßigen "isothermen" DGT verglichen. Erstaunlicherweise werden keine signifikanten Unterschiede (weder global noch lokal) für die ausgewählten Situationen gefunden. Die Frage stellt sich anhand

eines hochkomplexen Modells, was während der Integration mit dem isoliert nachgewiesenen DGT-Fehler geschieht. Wird er durch "numerische" und "physikalische" Ingredienzen wirklich verkleinert - oder kaschiert? Überschaubarere Experimente werden zur Beantwortung dieser Frage anhand eines wesentlich vereinfachten, überschaubareren Modells, einer Scheibenmodellversion (in x, -Ebene) des EM, mit wahlweise "polytropem" oder "isothermem" DGT ausgeführt. Mit sehr spezialisiertem Anfangszustand (rein vertikal geschichtete polytrope Troposphäre/isotherme Stratosphäre, keine Bewegung) und einem isolierten Berghindernis erweist sich der DGT-Fehler als einziger auslösender Antrieb für stattfindende Modelländerungen. Seine Fortpflanzung und nicht-lineare Dispersion werden untersucht, um zu allgemeingültigeren Vorstellungen in Zusammenhang mit einem komplexen Modell zu gelangen. (Eine ausführliche Darstellung ist als Veröffentlichung in der "Meteorologischen Zeitschrift" beabsichtigt.)

ZUR ERMITTLUNG DER HÖHE DER KONVEKTIVEN GRENZSCHICHT AUF DER BASIS VON DOPPLER-SODAR-MESSUNGEN

Frank Beyrich

Heinrich-Hertz-Institut, Rudower Chaussee 5, 1199 Berlin

1 EINLEITUNG

Die Kenntnis der Höhe h der konvektiven Grenzschicht (CBL) ist von grundlegender Bedeutung u.a. im Rahmen der Immissionsüberwachung und -prognose, als Eingangsparameter für numerische Wettervorhersage- und Klimamodelle oder als Scaling-Parameter im Rahmen der Ähnlichkeitstheorie. Sodar hat sich als ein auch für den operativen Einsatz geeignetes Verfahren erwiesen, mit dessen Hilfe unter einer Vielzahl von meteorologischen Situationen eine relativ zuverlässige Abschätzung der Höhe der Planetaren Grenzschicht möglich ist.

2 DIE KONVEKTIVE PGS GERINGER HÖHE

Der Bereich der Übergangszone zwischen CBL und freier Atmosphäre ist zumeist durch verstärkte vertikale Gradienten von potentieller Temperatur Θ und spezifischer Feuchte q sowie durch ein erhöhtes Turbulenzniveau gekennzeichnet. Vertikalprofile des Temperaturstrukturparameters C_T^2 , der im wesentlichen das Sodar Rückstreusignal bestimmt, zeigen ein sekundäres Maximum in diesem Bereich. Die Bestimmung von h ist somit direkt aus dem Vertikalprofil des Rückstreusignals möglich, sofern h den Sondierungsbereich des Sodars nicht überschreitet.

Das Streudiagramm einer Analyse von 15 während des HAPEX-MOBILHY-Experimentes 1986 in Südwest-Frankreich (siehe André et al. 1986) jeweils in den Morgenstunden durchgeführten parallelen Sodar- und Radiosonden-(RS-)Messungen (Abb.1) zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen beiden Sondierungssystemen bezüglich der ermittelten h -Werte. Der Korrelationskoeffizient r beträgt 0.96 bei einem mittleren quadratischen Fehler (rms) von 21 m.

Derartige Messungen sind in den Sommermonaten im allgemeinen nur in den Morgenstunden möglich, in der kalten Jahreszeit kann h oft im gesamten Tagesverlauf aus den Sodarbeobachtungen direkt ermittelt werden.

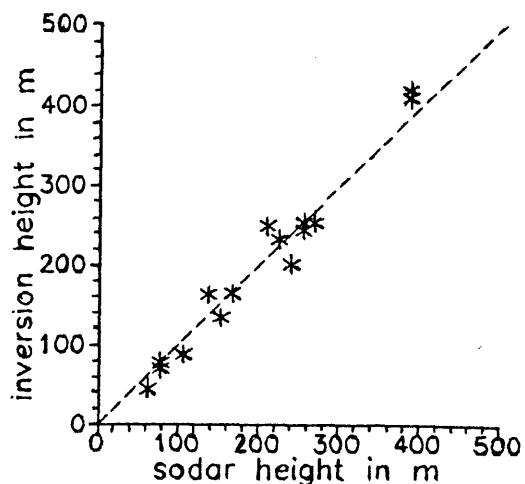


Abb. 1 Vergleich der in den Morgenstunden aus Sodar- bzw. RS- Messungen ermittelten CBL-Höhe

3 DIE VERTIKAL MÄCHTIGE KONVEKTIVE PGS

Das Problem der Ermittlung von h im Falle der Überschreitung des Sodar-Meßbereiches muß insbesondere im Hinblick auf eine operative Anwendung als im wesentlichen noch ungelöst angesehen werden. Verschiedene in der Literatur beschriebene Methoden erreichen im allgemeinen nicht die dafür erforderliche Zuverlässigkeit. Als weitere Möglichkeit wird die Anpassung eines einfachen Modells an Sodar-Beobachtungen vorgeschlagen.

3.1 Adaption eines integralen CBL-Modells an Sodar-Beobachtungen

Für eine Reihe praktischer Anwendungen finden zur Simulation der CBL integrale (sog. Mixed-Layer-) Modelle Verwendung. Unter der Annahme höhenkonstanter Profile von Wind, Θ und q genügt die Lösung eines Systems von Gleichungen für die über die CBL gemittelten Werte der Zustandsvariablen sowie für ihre Werte in der Höhe h . Die Schließung des Gleichungssystems erfolgt mit einer Relation für h , die sich aus einer Parameterisierung der Bilanzgleichung für die turbulente kinetische Energie ergibt und bei Beschränkung auf die wesentlichen Turbulenzproduktionsmechanismen geschrieben werden kann als:

$$dh/dt = (1+2A) (w'T')_0/\gamma h + Bu_*^3/\beta\gamma h^2$$

(z.B. Tennekes, 1973)

Dabei ist $(w'T')_0$ der Wärmefluß in der Bodenschicht, $\gamma = d\Theta/dz$, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit und β der Auftriebsparameter. A und B sind Konstanten mit typischen Werten von 0.2 bzw. 5; im Einzelfall sind jedoch beträchtliche Abweichungen hiervon möglich (vgl. Stull, 1976). Deshalb wird ihre Anpassung an Sodar-Beobachtungen in den Morgenstunden vorgeschlagen.

Die Ergebnisse eines statistischen Vergleichs von Modellrechnungen mit den Standardwerten für A und B sowie mit adaptierten Werten jeweils mit der aus RS-Aufstiegen ermittelten CBL-Höhe für verschiedene Tageszeiten (Tab. 1) zeigen, daß eine deutliche Verbesserung insbesondere für den Zeitraum von 2-4 Stunden (10-12 LT) nach der Anpassung erreicht wird. Die Daten stammen von 8 analysierten Tagen des HAPEX-MOBILHY-Experimentes.

Tabelle 1 Vergleich von adaptierter und nicht adaptierter Modellversion mit Beobachtungen aus RS-Aufstiegen

Zeit	Standardversion		adaptierte Version	
	r	rms	r	rms
08 LT	0.92	45 m	0.88	41 m
10 LT	-0.55	326 m	0.74	130 m
12 LT	0.71	207 m	0.92	103 m
14 LT	0.88	227 m	0.95	150 m
16 LT	0.70	345 m	0.81	226 m
18 LT	0.43	459 m	0.35	483 m

Abb. 2 demonstriert die Verbesserung der Simulationsergebnisse mit dem adaptierten Modell an einem Beispiel.

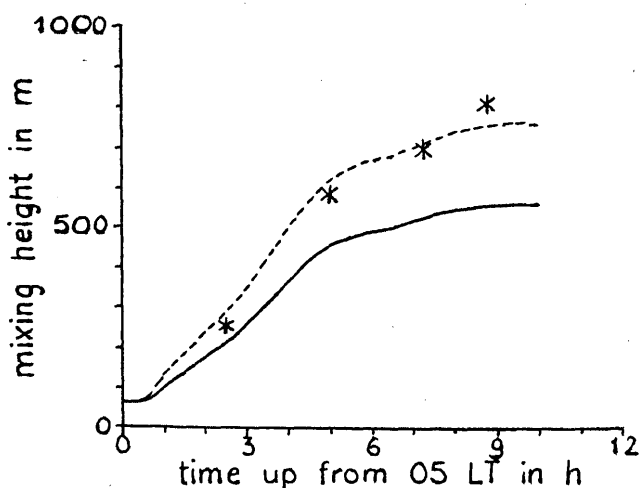


Abb. 2 Simulation des Tagesganges der CBL-Höhe für den 25.6.1986 im Vergleich mit RS-Beobachtungen (*) Standardmodell (-----), adaptiertes Modell (- - - -)

3.2 Vergleich der Modellanpassung mit einem Verfahren auf der Basis der Ähnlichkeitstheorie

Die Kombination von Relationen aus der Ähnlichkeitstheorie für die Profile von Vertikalwinddispersion σ_w und von C_T^2 in der CBL liefert eine Gleichung zur Bestimmung von h nur aus diesen beiden mit dem Sodar meßbaren Parametern (Melas, 1990):

$$h = \alpha \beta^{-3/2} (C_T^2)^{-3/4} \sigma_w^3 z^{-1} \text{ mit } \alpha \text{ als Konstante}$$

Von den in 3.1 untersuchten Fällen entsprachen nur in 10 die Vertikalprofile von σ_w und C_T^2 den Formulierungen aus der Ähnlichkeitstheorie. Neben der demzufolge universelleren Anwendbarkeit der Modelladaption sind auch die damit erzielten Ergebnisse besser, wie aus dem Vergleich der statistischen Parameter in Tab. 2 ersichtlich ist.

Tab. 2 Ergebnisse des statistischen Vergleichs der in 3.1 und 3.2 beschriebenen Methoden mit RS-Messungen

Parameter	Methode 3.1	Methode 3.2
Korr.-koeff.	0.84	0.82
mittl. Fehler rms	99 m	172 m
	119 m	220 m

4 ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Die als möglicher Weg zur Ermittlung der CBL-Höhe vorgeschlagene Anpassung eines Mixed-Layer-Modells an Sodarbeobachtungen ist universeller anwendbar als die meisten bisher vorgeschlagenen Verfahren, auch wenn sie die Kenntnis eines Ausgangsprofils von Θ zur Abschätzung von γ erfordert. Eine Verbesserung der Modellergebnisse durch die Anpassung wird insbesondere im Nowcasting-Zeitbereich erzielt, woraus sich auch Perspektiven für die Kurzzeitvorhersage ergeben.

LITERATUR

- André, J.C.; J.P. Goutorbe; A. Perrier: HAPEX-MOBILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 67 (1986), 138-144
 Melas, D.: Sodar estimates of heat flux and mixed layer depth compared with direct measurements. Atmos. Environm. 24A (1990), 2847-2853
 Stull, R.B.: Mixed layer depth model based on turbulent energetics. J. Atmos. Sci. 33 (1976), 1268-1278
 Tennekes, H.: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. J. Atmos. Sci. 30 (1973), 558-567

EIN NEUER ANSATZ ZUR BERÜCKSICHTIGUNG HEIßER PUNKTQUELLEN IN DEM MESOSKALIGEN TRANSPORT- UND STRÖMUNGSMODELL METRAS

Klaus Bigalke
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstraße 55
D-2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Die quellnahe Ausbreitung von Schadstoffen aus Punktquellen stellt in mesoskaligen Gitterpunktmodellen einen subskaligen Prozeß dar. Seine Parameterisierung erfolgt in der Regel durch gleichmäßiges Vermischen der emittierten Schadstoffmasse im quellumgebenden Gittervolumen. Damit werden Punktquellen im Modell wie Volumenquellen behandelt. In Quellnähe führt dies zu einer hohen künstlichen Diffusion, die die simulierten Konzentrations- und Depositionsverteilungen über große Entfernungen verfälscht. Weitere Fehler in den Modellergebnissen entstehen durch die Vernachlässigung der quellnahen Eigendynamik von heißen und impulsbehafteten Abgasfahnen.

Ein neues Verfahren erlaubt in dem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell METRAS die realitätsnahe Berücksichtigung heißer Punktquellen. Die quellnahe Eigendynamik der Abgasfahnen wird von einem Integralmodell simuliert. An das Integralmodell ist ein hochauflösendes Eulerisches Transportmodell gekoppelt, das den Erfordernissen des Nahfelds besonders angepaßt ist. Dieses Nahfeldmodell ist wiederum interaktiv in das mesoskalige Modell METRAS genestet.

2 Das gekoppelte Modell

Die Grundlagen des nichthydrostatischen mesoskaligen Modells METRAS sind bei Schlünzen (1990) beschrieben. Die Verwendung eines bodenfolgenden, nichtäquidistanten Koordinatensystems ermöglicht eine hohe Gitterauflösung im Quellgebiet.

Zur weiteren Reduzierung der künstlichen Diffusion ist in der Quellumgebung das horizontal fünffach und vertikal dreifach höher auflösende Gitter des Nahfeldmodells PROFET (Bigalke, 1991) interaktiv in das METRAS-Gitter genestet. Die Kopplung zwischen beiden Gittern basiert auf einem modifizierten Verfahren nach Zhang et al. (1986). PROFET ist ein reines Transportmodell. Die meteorologischen Felder werden durch lineare Interpolation von dem gröberauflösendem METRAS-Gitter bereitgestellt. Die quellnahe Aufstiegsphase wird mit einem Integralmodell so weit simuliert, bis die Fahnenachse in einen horizontalen Verlauf übergeht. Das Integralmodell (Schatzmann und Policastro, 1984) basiert auf den Erhaltungsgleichungen für Impuls, Masse und Energie in einem strahlfolgenden Koordinatensystem. Die meteorologischen Umgebungsbedingungen werden dem Integralmodell aus METRAS vorgegeben. Als Ergebnisse liefert es integrale Werte für Dichte,

Geschwindigkeit und Konzentration über den als axialsymmetrisch angenommenen Fahnenquerschnitt. Am Fahnenachsenendpunkt erstreckt sich der Fahnenquerschnitt bereits über einige Gittervolumen des hochauflösenden Nahfeldmodells PROFET. Der Schadstofffluß durch den Fahnenquerschnitt in die betroffenen Gittervolumen wird in PROFET als Quellstärke interpretiert. Die weitere Ausbreitung wird nun in den interaktiv genesteten Gittern von PROFET und METRAS simuliert.

Das gekoppelte Modell kann ungekoppelt (nur METRAS), halbgekoppelt (+ PROFET) und vollgekoppelt (+ Integralmodell) betrieben werden. Durch Vergleich der Ergebnisse läßt sich der Einfluß der konventionellen Quellparameterisierung auf die berechneten Konzentrationen abschätzen.

3 Ergebnisse systematischer Testrechnungen

Für eine Punktquelle von 100m Höhe und 5m Durchmesser bei einer Austrittsgeschwindigkeit und -temperatur von 10m/s und 100°C sowie einer Quellstärke von 10kg/s wurden systematische Testrechnungen für unterschiedliche geostrophische Windgeschwindigkeiten mit allen drei Kopplungsstufen durchgeführt. In METRAS betrug die horizontale Gitterweite zwischen 1km im Quellbereich und 10km an den Rändern. Eine Quellumgebung von 13x8.5km² wurde mit dem feinen Gitter von PROFET aufgelöst. Die Schichtung unterhalb 800m Höhe wurde neutral, darüber leicht stabil mit $\partial\theta/\partial z = 0.0035 K/m$ vorgegeben. Die Auswertungen basieren auf den Konzentrationsverteilungen nach Erreichen stationärer Verhältnisse.

In Abbildung 1 sind die maximalen Bodenkonzentrationen sowie die mit den Ergebnissen des ungekoppelten Laufs normierten maximalen Bodenkonzentrationen der drei Kopplungsstufen, abhängig von der Windgeschwindigkeit dargestellt.

Die mit dem halbgekoppelten Modell berechneten maximalen Bodenkonzentrationen liegen weitgehend unabhängig vom Wind um fast einen Faktor zwei über denen des ungekoppelten Modells mit der konventionellen Quellparameterisierung. Dieser Effekt ist auf die geringere künstliche quellnahe Diffusion im halbgekoppelten Modell zurückzuführen.

Im vollgekoppelten Modell führt der hier berücksichtigte Fahnenaufstieg bei geringen Windgeschwindigkeiten dazu, daß die Fahne den Boden quellferner und mit geringeren Konzentrationen erreicht. Die Maximalkonzentrationen liegen um mehr als eine Größenordnung unter denen des halb-

bzw. ungekoppelten Modells. Zunehmender Wind führt zu einem raschen Verlust an Eigenimpuls und Wärme der Fahne und reduziert den Fahnenaufstieg. Bei hohen Windgeschwindigkeiten nähern sich deshalb die Ergebnisse des vollgekoppelten denen des halbgekoppelten Modells an.

Für die Abbildung 2 wurden die mit dem halb- bzw. vollgekoppelten Modell berechneten Bodenkonzentrationen zwischen Quelle und der angegebenen Quellentfernung x integriert und mit den entsprechenden integralen Bodenkonzentrationen aus dem ungekoppelten Vergleichslauf normiert. Die hier dargestellte Vergleichsgröße gibt an, ob die bis zu der angegebenen Quellentfernung integrierten Bodenkonzentrationen mit der konventionellen Quellparameterisierung über- oder unterschätzt werden. Werte kleiner als eins deuten Bereiche überschätzter, Werte größer eins Bereiche unterschätzter integrierter Bodenkonzentrationen an.

Ein Vergleich der integrierten Bodenkonzentrationen von ungekoppelten und halbgekoppelten Modell (Abb. 2a) zeigt, daß die konventionelle Quellparameterisierung die Schadstoffbelastung im quellnahen Bereich bis etwa 4km überschätzt, integriert über größere Quellentfernungen diese aber bis zu 30 % unterschätzt. Dieses Verhalten ist relativ unabhängig vom Wind.

Der Vergleich zwischen voll- und ungekoppeltem Modell (Abb. 2b) zeigt wieder eine stark ausgeprägte Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Bei hohen Windgeschwindigkeiten überschätzt die konventionelle Quellparameterisierung die integrierten Bodenkonzentrationen nur im quellnahen Bereich bis ca. 4km Quellentfernung. Mit abnehmendem Wind dehnt sich dieser Bereich aber bis zu 100km Quellentfernung und mehr aus. Im gesamten Modellgebiet werden die integrierten Bodenkonzentrationen um rund eine Größenordnung überschätzt.

Eine weitere Testserie zeigte, daß die atmosphärische Schichtung gegenüber dem Wind nur einen untergeordneten

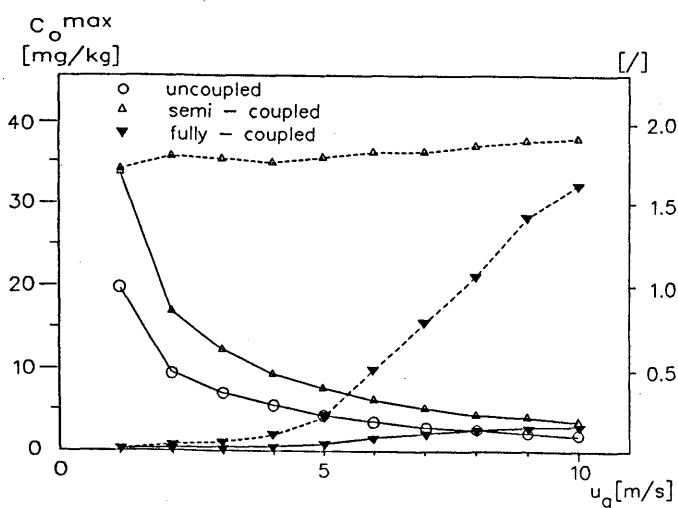


Abb.1: Absolute (durchgezogen, linke Ordinate) und normierte (gestrichelt, rechte Ordinate) maximale Bodenkonzentrationen von ungekoppeltem, halbgekoppeltem und vollgekoppeltem Modell als Funktion der Windgeschwindigkeit

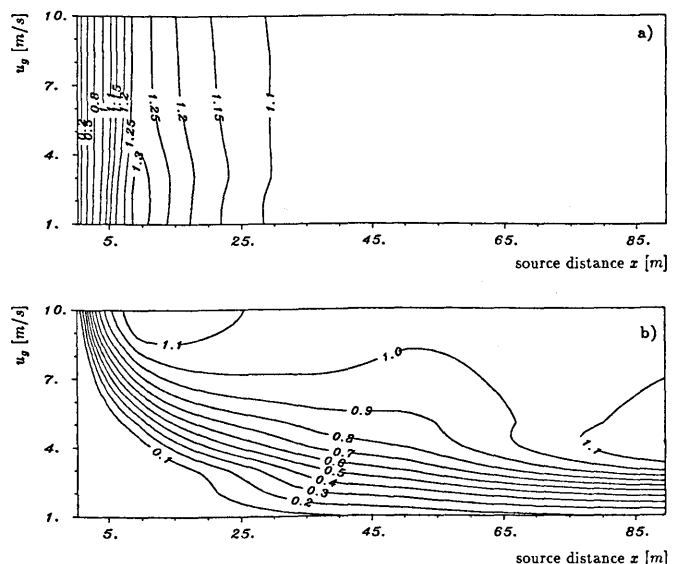


Abb.2: Normierte mittlere Bodenkonzentrationen (Definition im Text) als Funktion der Quellentfernung und Windgeschwindigkeit
a) halbgekoppeltes Modell
b) vollgekoppeltes Modell

Einfluß auf die Ergebnisse der drei Kopplungsstufen hat. Die Resultate der systematischen Testläufe legen nahe, die Schadstoffausbreitung bei heißen Punktquellen grundsätzlich mit dem vollgekoppelten Modell zu rechnen. Als heiße Punktquellen sind dabei solche Quellen zu verstehen, deren Emissionsbedingungen bei gegebenen atmosphärischen Verhältnissen einen relevanten Fahnenaufstieg erwarten lassen. Die Ausbreitung aus "kalten" Punktquellen ohne nennenswerten Fahnenaufstieg sollte dagegen immer mit dem halbgekoppelten Modell berechnet werden, um die mit der künstlichen Diffusion verbundenen Fehler zu minimieren. Lediglich für Anwendungsfälle, bei denen die Abschätzung von Maximalkonzentrationen von untergeordneter Bedeutung ist und nur großflächige Belastungen in quellfernen Gebieten (typischerweise > 50km) interessieren, kann das ungekoppelte Modell mit der konventionellen Quellparameterisierung eingesetzt werden.

4 Literatur

- BIGALKE, K. (1991): Interaktive Modellkopplung zur Berücksichtigung heißer Punktquellen in Gitterpunktsmodellen und Einfluß der Kopplungsstufe auf die Immission. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Universität Hamburg, Nr. 12.
- SCHATZMANN, M.; POLICASTRO, A. J. (1984): An advanced integral model for cooling tower plume dispersion. Atmos. Environ. 18, 663-674.
- SCHLÜNZEN, H. (1990): Numerical studies on the inland penetration of sea breeze fronts at a coastline with tidally flooded mudflats. Beitr. Phys. Atmosph. 63, 243-256.
- ZHANG, D.-L.; CHANG, H.-R.; SEAMAN, N. L.; WARNER, T. T.; FRITSCH, J. M. (1986): A two-way interactive nesting procedure with variable terrain solution. Mon. Weather Rev. 114, 1330-1339.

MEHRPHASENCHEMIE IN EINEM MIKROPHYSIKALISCHEN MODELL FÜR STRAHLUNGSNEBEL

Andreas Bott, Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz.

1. Einleitung

Zahlreiche Messungen der vergangenen Jahre belegen, daß in Wolken- und Nebelwasser die Konzentrationen chemischer Substanzen teilweise extrem hohe Werte annehmen können. Dies führt in manchen Regionen dazu, daß die Naßdeposition von Schadstoffen die durch Regen hervorgerufene Deposition übertrifft, so daß dort die an der Vegetation hervorgerufenen Schäden in starkem Maße auf die Säuren im Wolken- und Nebelwasser zurückgeführt werden.

Um die im Nebel ablaufenden komplexen Vorgänge besser verstehen zu können, wurde ein detailliertes mikrophysikalisches Modell für Strahlungsnebel entwickelt, (Bott *et al.*, 1990; Bott, 1991), das kürzlich um ein Modell zur Beschreibung chemischer Reaktionen in der Gas- und in der Flüssigphase erweitert wurde, (Bott und Carmichael, 1991).

2. Modellbeschreibung

Im thermodynamischen Teil besteht das Nebelmodell aus einem Satz prognostischer Gleichungen für die Temperatur, das horizontale Windfeld und die spezifische Feuchte. Die turbulente Durchmischung innerhalb der Atmosphäre wird mit Hilfe von k -Ansätzen berechnet, wobei die Austauschkoeffizienten aus einer Schließung höherer Ordnung als Funktion der turbulenten kinetischen Energie resultieren, (Mellor und Yamada, 1982). Für die turbulente kinetische Energie steht eine weitere prognostische Gleichung zur Verfügung.

Die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Erdboden wird mit Hilfe des Bodenmodells von Pielke (1984) simuliert. In diesem Modell wird der Wärme- und Feuchtetransport innerhalb des Erdbodens berücksichtigt, wobei verschiedene Bodentypen eingesetzt werden können. Die daraus resultierenden Feuchte- und Wärme Flüsse an der Erdoberfläche werden iterativ bestimmt.

Zur Berechnung atmosphärischer Strahlungsflüsse wird das δ - Zweistromverfahren von Zdunkowski *et al.* (1982) herangezogen. Dieses Modell berücksichtigt im solaren und im terrestrischen Spektralbereich die Extinktion von Wasserdampf, CO_2 , O_3 , NO_x , Aerosolteilchen und Wolkentropfen. Um die

direkte Wechselwirkung zwischen dem atmosphärischen Strahlungsfeld und dem mikrophysikalischen Teilchenspektrum detaillierter beschreiben zu können, werden die Strahlungsparameter von Aerosolen und Nebeltropfen zeitabhängig als Funktion der aktuellen Teilchenverteilungen berechnet und in das Strahlungsmodell eingegeben. Hierzu wurden für verschiedene Aerosoltypen mit Hilfe umfangreicher Mierechnungen die Extinktions- und Absorptionskoeffizienten sowie die Asymmetriefaktoren der Partikel als Funktion ihrer chemischen Zusammensetzung (Aerosolnukleus und reines Wasser) berechnet.

Im mikrophysikalischen Teil des Nebelmodells werden Aerosolteilchen und Nebeltropfen in einer gemeinsamen zweidimensionalen Verteilung als Funktion von trockener Aerosolmasse und totaler Teilchenmasse behandelt. Dieses Vorgehen ermöglicht die direkte Berechnung der Aktivierung und Deaktivierung der Teilchen mit Hilfe der Tropfenwachstumsgleichung. Bei der Berechnung der Tropfenwachstumsgeschwindigkeit wird der Einfluß der Strahlung auf das Tropfenwachstum mitberücksichtigt. Für das zweidimensionale Teilchenspektrum wird gleichfalls ein Satz prognostischer Gleichungen gelöst, in denen neben der Turbulenz auch das schweremäßige Absinken der Partikel berechnet wird.

Der chemische Teil des Nebelmodells umfaßt die Beschreibung chemischer Reaktionen in der Gas- und in der Flüssigphase. Das Gasphasenchemiemodell basiert auf einem eigens zur Anwendung in Atmosphärenmodellen konzipierten Chemiealgorithmus von Lurmann *et al.* (1986). Es umfaßt 112 chemische Reaktionen, an denen 53 verschiedene Spezies beteiligt sind. Die Grundlage des Flüssigphasenchemiemodells bildet ein von Chameides (1984) vorgestelltes Reaktionssystem, das unter Hinzunahme von metallkatalytischen Reaktionen und nach Änderung einiger reaktionskinetischer Parameter etwas modifiziert worden ist.

Abweichend von anderen Modellen werden im vorgestellten Nebelmodell chemische Reaktionen separat für große und kleine Nebeltropfen berechnet. Zusätzlich wird die chemische Anfangskonzentration der Teilchen nach dem Nukleationsvorgang berück-

sichtigt. Zur Aufnahme von chemischen Substanzen aus der Gas- in die beiden Flüssigphasen (große und kleine Tropfen) wird ein gekoppeltes Differentialgleichungssystem analytisch gelöst, so daß in den drei Untersystemen zu jedem Zeitpunkt die Konzentrationen der chemischen Spezies voneinander abhängen.

3. Numerische Ergebnisse

Im folgenden werden die wichtigsten Modellergebnisse aus numerischen Sensitivitätsstudien zusammengefaßt. Näheres hierzu ist der Arbeit von Bott und Carmichael (1991) zu entnehmen.

Die chemische Zusammensetzung von Nebelwasser wird in starkem Maße vom Entrainment frischer Luft an der Obergrenze des wachsenden Nebels, von turbulenten Mischungsvorgängen sowie von der chemischen Zusammensetzung der Aerosolpartikel beeinflusst. In den kleinen Tropfen sind die Ionenkonzentrationen deutlich höher als in den großen, wobei die Werte im Bereich mehrerer Zehnerpotenzen variieren können. Die höchsten Konzentrationen werden zu Beginn des Nebels sowie kurz vor dessen Auflösung berechnet.

Der pH-Wert schwankt in den kleinen Tropfen zwischen 3.5—4.5 und in den großen zwischen 4—5.5. Die S(IV) Oxidationsraten im Tropfen hängen von dessen Größe ab. In den kleinen Tropfen wird Sulfat in erster Linie durch die Reaktion mit H_2O_2 und die katalytische Reaktion von O_2 mit Fe (III) gebildet, während in großen Tropfen neben der H_2O_2 Reaktion auch Reaktionen mit dem OH Radikal sowie O_3 eine wichtige Rolle spielen.

Obwohl das meiste Nebelwasser durch die Sedimentation großer Tropfen am Erdboden deponiert wird, ist bei beiden Tropfenbereichen der Beitrag zur gesamten Naßdeposition chemischer Substanzen etwa in der gleichen Größenordnung. Dies wird auf die extrem hohen Schadstoffkonzentrationen in den kleinen Tropfen zurückgeführt.

Literatur

Bott, A., U. Sievers and W. Zdunkowski, 1990: *J. Atmos. Sci.*, **90**, 2153—2166.

——, 1991: *Boundary Layer Meteor.*, **56**, 1—31.

——, und G.R. Carmichael, 1991: Eingereicht zur Veröffentlichung in *Atmospheric Environment*.

Chameides, W.L. and D.D. Davis, 1982: *J. Geophys. Res.*, **87**, 4863—4877.

Lurmann, F.W., A.C. Lloyd and R. Atkinson, 1986: *J. Geophys. Res.*, **91**, 10,905—10,936.

Mellor, G.L. and T. Yamada, 1982: *Rev. of Geoph. and Space Phys.*, **20**, 851—875.

Pielke, R.A., 1984: *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press, Orlando, 612 pp.

KALTLUFTAUSBRÜCHE ÜBER DEM NORDPOLARMEER

von

Burghard Brümmer, Birgit Busack und Birgit Rump
(Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Stephan Bakan und Gottfried Kruspe
(Max - Planck - Institut für Meteorologie, Hamburg)

Kaltluftausbrüche von den polaren Eiskappen oder den winterlichen Kontinenten auf angrenzende warme Meeresoberflächen sind ein wichtiger klimarelevanter Prozeß hinsichtlich des Energieaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre. Bei hinreichender Energieabgabe des Ozeans kommt es zu Neueisbildung und tiefreichender Konvektion im Ozean. Der Energieverlust des Ozeans wird nicht nur von den Flüssen fühlbarer und latenter Wärme bestimmt sondern auch von der Strahlungsbilanz, die ihrerseits entscheidend von den Bewölkungsbedingungen bei einem Kaltluftausbruch abhängt.

Bei zwei Feldexperimenten im Mai 1988 und Februar/März 1991 wurden von Schiffen und Flugzeugen aus die atmosphärischen Bedingungen bei Kaltluftausbrüchen über dem Nordpolarmeer untersucht. Die Untersuchungen im Mai 1988 konzentrierten sich auf das Seegebiet westlich und südwestlich von Spitzbergen, also einem Gebiet unweit des arktischen Eisrandes, während die Untersuchungen im Februar/März 1991 aus logistischen Gründen weiter entfernt von der Eiskante im Seegebiet zwischen Nordnorwegen und der Bäreninsel stattfanden.

Bei einem Kaltluftausbruch im Mai 1988 konnte die Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht entlang einer 200 km langen Trajektorie, beginnend bei etwa 50 km Abstand vom Eisrand, vermessen werden. Bei Temperaturdifferenzen von maximal 5 K zwischen der Luft und dem Wasser stieg die Grenzschicht von 300 auf etwa 600 m an. Sie war

nach oben durch eine mehrere Kelvin starke Inversion abgedeckt. Die Baroklinität aufgrund der geneigten Inversion führte zu einer kräftigen Windscherung im Inversionsbereich. Wolkenstraßen mit 2 - 4 Achtern Bedeckung und einem Aspektverhältnis von 3 wuchsen stromabwärts sehr rasch zu meanderförmigen geschlossenen Wolkenstrukturen mit Aspektverhältnissen von 5 - 10 zusammen. Zur Entstehung dieser Sekundärströmungen trägt die Windscherung im Inversionsbereich erheblich bei. Die rasche Zunahme des Bedeckungsgrades wird durch relativ hohe Feuchte über der Inversion verursacht.

Bei den Kaltluftausbrüchen im Februar/März 1991 wurden Temperaturdifferenzen Luft/Wasser von 5 - 10 K beobachtet. Im mehrere 100 km von der Eiskante entfernten Beobachtungsgebiet war die Grenzschicht bereits 2 - 3 km mächtig und nach oben durch eine schwache Inversion oder Isothermie begrenzt. Satellitenbilder zeigen, daß auch in diesen Fällen Wolkenstraßen in Eisrandnähe auftraten, die dann in offene Zellstrukturen übergingen und im Beobachtungsgebiet Durchmesser von 20 - 50 km besaßen. Nennenswerte Windscherungen im und am Oberrand der Grenzschicht wurden nicht beobachtet.

Ursachen für die unterschiedliche Entwicklung der Wolkenmuster in den beiden Feldexperimenten werden diskutiert und die Beiträge der Sekundärströmungen an den Vertikaltransporten von Enthalpie und Impuls werden dargestellt.

KONVEKTION UND HOCHFREQUENTE BODENDRUCKSCHWANKUNGEN

Joachim Neisser *); Thomas Hauf **); Günther Bull *)

*) Heinrich-Hertz-Institut, Berlin-Adlershof

**) Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, Oberpfaffenhofen

1. MODELLHYPOTHESE

Konvektion in der Grenzschicht regt beim Eindringen in die freie Atmosphäre dort interne Schwerewellen an. Numerische Simulationen von Hauf und Clark (1989) und Clark et al. (1986) zeigen in Übereinstimmung mit Flugzeugbeobachtungen, daß diese Anregung dann besonders stark ist, wenn eine Windscherung im oberen Teil der Grenzschicht vorliegt. Wettersituationen mit starker Scherung in der gesamten unteren Troposphäre und gleichzeitiger Konvektion treten beispielsweise nach Durchgang einer Kaltfront auf. Für solche Situationen sollte man daher konvektiv angeregte Schwerewellen, die sog. Konvektionswellen erwarten können. Konvektionswellen zeigen einen typischen Tagesgang. Zum einen breiten sie sich ausgehend von ihrer Quellschicht in der unteren Troposphäre im Laufe der Zeit nach oben aus, wobei sie nach ca. 2-3 Stunden, sofern Temperatur- und Windfeld eine Ausbreitung zulassen, die Tropopause erreichen und gegebenenfalls auch in die Stratosphäre vordringen. Zum anderen verändert sich in den unteren Schichten mit der Tageszeit die Wellenlänge und die Wellenamplituden wachsen an. Da die Wellen mit der Höhe kohärent sind, mithin eine große vertikale Wellenlänge aufweisen, ist zu erwarten, daß die Konvektionswellen anhand von Bodendruckmessungen nachzuweisen sind, auch wenn die Konvektion selbst zu Bodendruckänderungen führt und das Wellensignal verfälscht.

2. SCHWEREWELLENMEßNETZ

Seit 1982 ist an der Station Juliusruh (Rügen) ein vom Heinrich-Hertz-Institut Berlin-Adlershof entwickeltes und aufgebautes Meßnetz zur Erfassung von atmosphärischen Schwerewellen im Observatoriumseinsatz (Bull, Neisser, Weimann, 1984, 1989). Die hochfrequenten Druckvariationen werden mittels eines speziellen Sensors (Kondensatormikrofonprinzip) in einer Dreiecksanordnung mit Basislängen von ca. 2,5 km erfaßt. Die Empfindlichkeit der Sensoren beträgt ca. 0,1 Pa. Entsprechend der Sensorcharakteristik werden längerfristige, synoptische Variationen eliminiert und im wesentlichen Druckschwankungen von ca. 1 bis 120 Minuten Periodendauer erfaßt. Unter Berücksichtigung der Sensorzeitkonstanten und nach einer angepaßten Filterung werden die 3 Zeitreihen einer Kreuzkorrelations- und Kreuzspektralanalyse unterworfen und die Spektren und Phasengeschwindigkeitsvektoren der Schwerewellen berechnet.

3. MESSERGEBNISSE

Aus den aerologischen Messungen der nahegelegenen Radiosondenstation Greifswald wurde ein Kollektiv von 15 Tagen mit kräftiger Windscherung (Positiv-Fälle) im angegebenen Höhenbereich, überwiegend nach einem Kaltfrontdurchgang, und ein gleichgroßes Kollektiv ohne markante Scherungsinstabilität (Negativ-Fälle) ausgewählt, wobei auch Profile der Ri-Zahl bzw. Brunt-Väisälä-Periode Verwendung fanden.

Für die Positivfälle wurden größere, mittlere Intensitäten in den Leistungsdichtespektren ermittelt, besonders ausgeprägt in den Periodenbereichen von 15 bzw. 10 Minuten bis 5 Min. (Faktor 3-7), die bei den konvektiven Wellen besonders von Bedeutung sind. Die Wellenlängen lagen für Perioden zwischen 4,3 und 10 Minuten im Mittel zwischen 5 und 18 km für die Positivfälle und für die Negativfälle mit etwas größeren Werten zwischen 6 und 24 km. Die erwartete Zunahme der Wellenaktivität im Tagesverlauf für das Positivkollektiv konnte jedoch im Mittel nicht gefunden werden. An Tagen mit Kaltfrontdurchgängen erfolgt eine zeitlich variable Überlagerung der konvektiven Wellen durch scherungsbedingte Schwerewellen, die besonders nach dem Frontdurchgang eine erhöhte Aktivität aufweisen.

BULL, G.; NEISSER, J.; WEIMANN, M.:
Beobachtungen von atmosphärischen Schwerewellen mit einem Schwerewellen-Meßnetz. Z.f.Meteorol., 34, 167-174, 1984.

CLARK, T.L.; HAUF, T.; KUETTNER, J.P.:
Convectively forced internal gravity waves: Results from two-dimensional numerical experiments. Quart. J.R. Met. Soc., 112, 899-925, 1986.

BULL, G.; NEISSER, J.; WEIMANN, M.:
Interne Schwerewellen: Klimatologie und Zusammenhang mit instabilen Scherschichten. Abh. d. Meteorol. D.d. DDR, 141, 175-177, 1989.

HAUF, T.; CLARK, T.L.:
Three-dimensional numerical experiments on convectively forced internal gravity waves. Quart. J.R. Met.Soc.,

DIE PARAMETRISIERUNG DES TURBULENTEN IMPULSFLUSSES ÜBER KOMPLEXEM GELÄNDE IN GRÖßERSKALIGEN NUMERISCHEN MODELLEN

Stefan Emeis

Sonderforschungsbereich 210 Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kernforschungszentrum Karlsruhe / Universität Karlsruhe

1 Einleitung

Der Druckwiderstand an orographischen Hindernissen ist neben der viskosen Reibung an der Oberfläche die zweite Senke für den Impuls der atmosphärischen Bewegung. Werden die orographischen Hindernisse durch das räumliche Gitter größerskaliger numerischer Wettervorhersage- oder Klimamodelle nicht aufgelöst, so muß der an ihnen abfallende Druckwiderstand, genau wie die viskose Reibung an der Oberfläche parametrisiert werden.

Zur Parametrisierung stehen zwei Ansätze zur Verfügung, eine effektive Rauigkeitslänge oder ein effektiver Widerstandsbeiwert. Die Bestimmung einer effektiven Rauigkeitslänge hat den Vorteil, daß der Einfluß der Orographie zusammen mit der viskosen Reibung parametrisiert werden kann, ohne die Modellgleichungen ändern zu müssen. Die Benutzung eines effektiven Widerstandsbeiwertes dagegen würde eine zusätzliche Modellgleichung benötigen, welche spezifiziert, aus welchem Niveau in der Vertikalen der Impuls entnommen wird, der durch den Druckwiderstand der Atmosphäre entzogen wird. Ein Beispiel für das letztere Verfahren ist die Parametrisierung des 'gravity wave drag' im Modell des EZMW (MILLER et al., 1989).

Die Parametrisierung über eine effektive Rauigkeitslänge kann nur für grenzschichtartige (viskose) Vorgänge eingesetzt werden. D. h., für den Druckwiderstand an orographischen Hindernissen kann sie nur für den Anteil des Formwiderstands verwendet werden. Wellenwiderstand (durch Schwerewellen) und hydrostatischer Widerstand (durch den Aufstau kälterer Luftmassen) müssen über einen effektiven Widerstandsbeiwert, wie oben skizziert, beschrieben werden. Da die letzteren Methoden existieren, wird in der vorliegenden Arbeit nur noch die Ableitung einer effektiven Rauigkeitslänge für die Beschreibung des Formwiderstands von orographischen Grenzschichthindernissen behandelt.

2 Parametrisierung des Formwiderstands

Zur Parametrisierung des Formwiderstands durch eine effektive Rauigkeitslänge wird zunächst der Formwiderstand selbst als Funktion externer Parameter dargestellt. Anschließend wird dann diese Parameterabhängigkeit des Formwiderstands mit dem Widerstandsgesetz der atmosphärischen Grenzschicht in eine Abhängigkeit der effektiven Rauigkeitslänge von den externen Parametern übersetzt.

Eine Skalenanalyse der Bewegungsgleichung (EMEIS, 1990) ergibt, daß der Formwiderstand von der Anströmgeschwindigkeit U , der mittleren Neigung des Hindernisses H/L (H = Höhe, L = halbe Breite), der turbulenten Reynoldszahl $Re_t = UL/\nu_t$ (ν_t ist eine turbulente Viskosität proportional zum Austauschkoefizienten, die für die numerischen Auswertungen auf $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ gesetzt wurde) und der Rossbyzahl Ro_o

= U/fL abhängen muß. Weiter sind die räumliche Dichte der Hindernisse λ , die Breite der Hindernisse quer zur Anströmung B und die Rauigkeit der Oberfläche (ausgedrückt über eine weitere Rossbyzahl) $Ro_o = U/fz_0$ wichtig. Da die Anströmgeschwindigkeit in einer Höhe von der Ordnung L über dem Hindernis genommen werden muß, spielt auch noch die Dicke der Grenzschicht $\kappa u_* / f$ eine Rolle, falls wir für $U = u_g$ setzen. Wenn wir den auf die geneigte Fläche normierten Formwiderstand mit W_D bezeichnen, erhalten wir formal:

$$W_D = W_D(U, \frac{H}{L}, Re_t, Ro_o, \frac{Lf}{\kappa u_*}, Ro_o, \lambda, \frac{B}{L}) \quad (1)$$

Die Skalenanalyse der Bewegungsgleichung ergibt (EMEIS, 1990):

$$W_{D1} = A_1 \cdot \rho u_g^2 \left(\frac{H}{L}\right)^2 Re_t^{-2/3} \left(1 + \frac{L^2 f}{A_2 \nu_t Re_t}\right) \quad (2)$$

Hierbei ist Ro_o durch $\nu_t / fL^2 \cdot Re_t$ ersetzt worden. Empirisch findet man durch numerische Simulation mit dem mesoskaligen Modell KAMM (ADRIAN und FIEDLER, 1991) $A_1 \approx 15$ und $A_2 \approx 30$. Möchte man an u_g als skalierende Geschwindigkeit festhalten (was große Vorteile hat, da u_g als externer Parameter in jedem größerskaligen Modell zur Verfügung steht), so muß man das Defektgesetz der Ekman-Schicht für $L < 1/C \cdot \kappa u_* / f$ (numerische Empirie: $C = 0,3$) berücksichtigen:

$$W_{D2} = W_{D1} \cdot \left(1 + \frac{C_D}{\kappa} \ln\left(\frac{0,3Lf}{\kappa u_*}\right)\right)^2 \quad (3)$$

Empirie aus der numerischen Simulation ergibt für den Einfluß der Rauigkeit der Oberfläche:

$$W_{D3} = W_{D2} \cdot \left(1 + \frac{1,5 \cdot 10^4}{Ro_o}\right) \quad (4)$$

Den Einfluß der räumlichen Dichte der Hindernisse läßt sich durch eine theoretische Überlegung zu dem Einfluß des Druckwiderstands auf die skalierende Windgeschwindigkeit in der Höhe $0,3 \cdot L$ über den Hindernissen herleiten (FRANSEN, 1991):

$$W_{D4} = W_{D3} \cdot \left(\frac{1 + K_2^* \sqrt{K_1^{-2} + \lambda c_t}}{1 + K_2^* K_1^{-1}}\right)^2 \quad (5)$$

mit $K_2^* = 1/\kappa \cdot \ln(G/f l_b) - A^*/\kappa$ (l_b ist die 'blending height', wo der Einfluß des Einzelhindernisses auf die Strömung verschwindet, G ist der Betrag des geostrophischen Windes und $A^* = A - \ln C_D \approx \text{const.} = 4$). c_t ist der Widerstandsbeiwert der orographischen Hindernisse für $\lambda = 1$.

Empirisch numerische Ergebnisse für sinusförmige Orographie und $H/L < 0,4$ liefern in guter Näherung hierzu:

$$W_{D4} = W_{D3} \cdot (1 - 3,5(\lambda - 0,02)) \quad (5a)$$

Die Breite der Hindernisse quer zur Anströmung wird durch einen Faktor $f(B/L)$ berücksichtigt, der kleiner oder gleich 1 ist. Für $B/L > 10$ ist $f(B/L) = 1$, d.h. es findet keine nennenswerte Umströmung des Hindernisses statt.

$$W_{D5} = W_{D4} \cdot f\left(\frac{B}{L}\right) \quad (6)$$

Eine Schwierigkeit ergibt sich für kleine L , wenn L in den Skalenbereich der turbulenten Bewegungen kommt, die ν_t in der turbulenten Reynoldszahl bestimmen. Dann müssen für ν_t in Abhängigkeit von L kleinere Werte als $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ gesetzt werden.

3 Bestimmung der effektiven Rauheitslänge aus dem Widerstandsgesetz

Hierzu definiert man zuerst eine effektive Schubspannungsgeschwindigkeit:

$$u_{*eff} = \sqrt{u_{*0}^2 + \frac{W_D}{\rho}} \quad (7)$$

und damit einen effektiven Widerstandsbeiwert:

$$C_{f,eff}(z) = \frac{u_{*eff}}{u(z)} \quad (8a)$$

bzw.:

$$C_{D,eff} = \frac{u_{*eff}}{G} \quad (8b)$$

Das Widerstandsgesetz kann man für zwei verschiedene Annahmen herleiten:

- es gelten alle Annahmen für die Prandtl-Schicht und das logarithmische Windprofil (keine Verdrängungshöhe, neutrale Schichtung):

$$\frac{\kappa}{C_f(z)} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (9)$$

- es gilt die Rossbyzahlähnlichkeitstheorie für die Ekman-Schicht:

$$\ln Ro = A - \ln C_D + \left(\frac{\kappa^2}{C_D^2} - B^2\right)^{1/2} \quad (10)$$

mit $Ro = \frac{|u_x|}{f z_0}$. A und B sind die stabilitätsabhängigen universellen Funktionen.

Einsetzen des jeweiligen effektiven Widerstandsbeiwerts liefert:

- für die Prandtl-Schicht:

$$z_{0,eff} = z_0 \cdot \exp\left(\frac{\kappa}{C_f(z)} - \frac{\kappa}{C_{f,eff}(z)}\right) \quad (11)$$

- für die Ekman-Schicht:

$$z_{0,eff} = z_0 \cdot \frac{C_{D,eff}}{C_D} \cdot \exp\left(\left(\frac{\kappa^2}{C_D^2} - B^2\right)^{1/2} - \left(\frac{\kappa^2}{C_{D,eff}^2} - B^2\right)^{1/2}\right) \quad (12)$$

Beide Herleitungen wurden unter der Annahme gemacht, daß sich u_{*0} nicht wesentlich ändert, was durch numerische Simulationen geprüft wurde (EMEIS, 1987). Weiterhin wurde nur neutrale Schichtung betrachtet, da von der Definition der Rauheitslänge ausgegangen wurde, welche besagt, daß die Rauheitslänge nur eine Funktion der Oberflächeneigenschaften, nicht aber der atmosphärischen Eigenschaften ist.

4 Zusammenfassung

Damit ergibt sich folgender Vorschlag für die Parametrisie-

rung des gesamten Druckwiderstands in größerskaligen Modellen: Wellenwiderstand und hydrostatischer Widerstand werden in Anlehnung an das EZMW (MILLER et al., 1989) parametrisiert, der Formwiderstand wird durch eine effektive Rauheitslänge als untere Randbedingung erfaßt.

5 Literatur

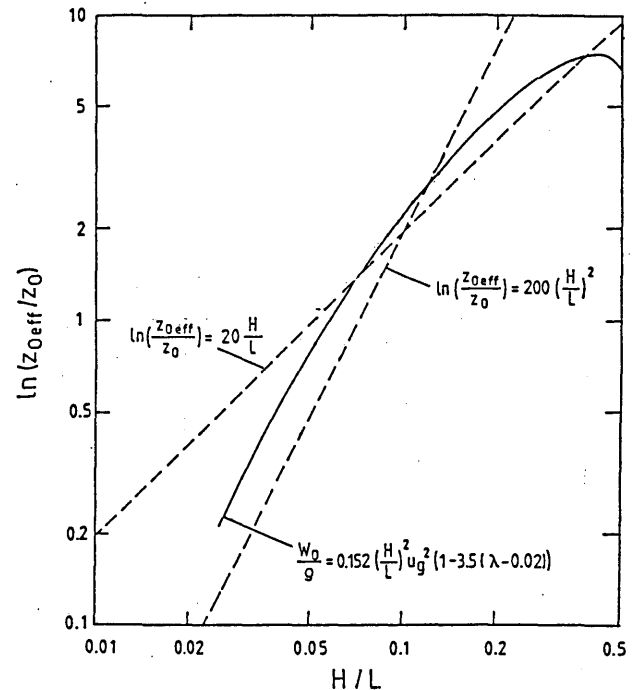
Adrian, G. und F. Fiedler, 1991: Simulation of Unstationary Wind and Temperature Fields over Complex Terrain and Comparison with Observations. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **64**, 27-48.

Emeis, S., 1987: Pressure Drag and Effective Roughness Length with Neutral Stratification. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **39**, 379-401.

Emeis, S., 1990: Pressure Drag of Obstacles in the Atmospheric Boundary Layer. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 461-476.

Frandsen, S., 1991: On the Wind Speed Reduction in the Center of Large Clusters of Wind Turbines. *Extended Abstract for European Wind Energy Conference, Amsterdam (NL)*, 14.-18.10.91.

Miller, M. J., T. N. Palmer und R. Swinbank, 1989: Parameterization and Influence of Subgridscale Orography in General Circulation and Numerical Weather Prediction Models. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **40**, 84-109.



Beispiel für die Übersetzung der Abhängigkeit des Formwiderstands von H/L und λ für eine sinusförmige Orographie ($\lambda = H/2L$) in eine Abhängigkeit von $z_{0,eff}$ von H/L . Es ist hier das Widerstandsgesetz aus der Rossbyzahlähnlichkeitstheorie benutzt worden. Die beiden gestrichelten Geraden stellen Näherungen an die gefundene Lösung dar. Man beachte, daß für große H/L die effektive Rauheitslänge wieder abnimmt. Die angegebene Formel für W_D entspricht (2) für $Re_t = 1000$ und Vernachlässigung des Rotationsterms in der Summe.

MESOSKALIGE DICHTESTRUKTUREN UND DIE BESTIMMUNG IHRER DRIFTGESCHWINDIGKEIT AUS HOCHAUFGELÖSTEN BODENDRUCKMESSUNGEN

Ullrich Finke (*), Thomas Hauf (*),
Joachim Neisser (+), Johann-Georg Stangenberg (+)

(*) DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen

(+) Heinrich-Hertz-Institut, Berlin-Adlershof

Kohärente Strukturen in der unteren Troposphäre, die durch Konvektion, Turbulenz oder andere Prozesse hervorgerufen werden, sind mit Dichteschwankungen verbunden. Die Drift dieser Strukturen führt zu zeitlichen Änderungen des Bodendruckes, welche mit hochempfindlichen Drucksensoren aufgezeichnet werden können. Aus Zeitreihen des Luftdruckes am Boden, die an mindestens 3 verschiedenen Orten gewonnen wurden, kann der Vektor der Driftgeschwindigkeit dieser Inhomogenitäten mittels einer Korrelationsanalyse bestimmt werden. Im Unterschied zu atmosphärischen Schwerewellen, die eine Ausbreitung von Energie und Impuls in der Atmosphäre darstellen, erfolgt bei den im folgenden betrachteten kohärenten Dichtestrukturen ein materieller Transport. Die Driftgeschwindigkeit steht im engen Zusammenhang mit dem mittleren Wind in der unteren Troposphäre.

Im Rahmen eines gemeinsamen DFG-Projektes des Heinrich-Hertz-Institutes Berlin-Adlershof und des Institutes für Physik der Atmosphäre der DLR in Oberpfaffenhofen wurde in Lichtenau (Oberbayern) ein Meßnetz zur Erfassung der Fluktuationen des Bodendruckes errichtet und im November 1991 in Probetrieb genommen. Um die zu untersuchenden mesoskaligen Phänomene optimal zu erfassen, wurden 4 Drucksensoren so installiert, daß die für die Auswertung erforderlichen Dreieckskonstellationen Streckenlän-

gen zwischen 700 m und 1400 m aufweisen. Die Sensoren können Druckschwankungen bis zu minimal 0.5 Pa registrieren und werden im Zeittakt von 1 Sekunde abgetastet. Zur Eliminierung längerperiodischer Druckänderungen sind die Sensoren mit einem einstellbarem Nadelventil versehen. Strukturen, die über eine hinreichend lange Zeit kohärent bleiben, werden nacheinander an den unterschiedlichen Sensoren registriert. Aus den an den verschiedenen Punkten des Meßnetzes ermittelten Zeitreihen erfolgt mit Hilfe einer Korrelationsanalyse die Bestimmung des Vektors der Driftgeschwindigkeit. Um sich überlagernde Prozesse voneinander zu unterscheiden, werden geeignete statistische Auswertemethoden angewandt.

Die hohe Empfindlichkeit des Meßsystems und die zeitliche Abtastrate ermöglichen es, auch kleinerskalige turbulente Druckschwankungen zu registrieren, die durch turbulente Luftbewegungen in der unteren Troposphäre hervorgerufen werden. Der Zusammenhang der Statistik dieser kleinskaligen Druckschwankungen mit dem mittleren Wind wird diskutiert und deren mittlere Kohärenzzeiten aus dem Vergleich der Registrierungen an den einzelnen Sensorstandorten abgeschätzt.

Es werden Fallstudien, die unterschiedlichen meteorologischen Situationen entsprechen, vorgestellt und diskutiert.

TURBULENTER WÄRMEAUSTAUSCH ZWISCHEN MEEREIS UND ATMOSPHERE IM WEDDELL-MEER (ANTARKTIS)

Wolfgang Frieden

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

1 EINLEITUNG

Der Wärmeübergang vom Ozean in die Atmosphäre ist neben der Strahlungsbilanz an der Oberfläche der entscheidende Parameter für die Bildung und das Schmelzen von Meereis. Bisher liegen nur sehr wenige Messungen des turbulenten Wärmestroms aus Meereisgebieten vor (z.B. Andreas et al., 1984). Um den Mangel an direkten Messungen zu beheben und realistische Parametrisierungen von Meereismodellen zu ermöglichen, wurden bei der Winter-Weddell-Gyre-Study 1989 (WWGS'89) im antarktischen Meereisgebiet des Weddell-Meeres hochauflösende Messungen der Windschwindigkeit und der Temperatur (ca. 18 Hz) sowie Strahlungsmessungen auf dem Forschungsschiff POLARSTERN durchgeführt.

Zur Erfassung der turbulenten Schwankungen wurde ein Ultraschallanemometer-Thermometer (Fa. Kaijo-Denki) verwendet. Gemessen wurde zwischen dem 17.09. und dem 23.10.89 auf verschiedenen Eisschollen, deren Dicken von 0,5 bis 1,3 m variierten (Meßhöhe 5m). Die Globalstrahlung und die Strahlungsbilanz des oberen Halbraums wurden auf dem Schiff registriert.

2 TURBULENTER FÜHLBARER WÄRMESTROM

Aus den mittleren Kovarianzen wurde der turbulente fühlbare Wärmestrom berechnet:

$$H = -\rho c_p \overline{w'T'}$$

In diesem Fall sind positive Wärmeströme zur Eisoberfläche gerichtet. Die Ergebnisse zeigen, daß nur sehr kleine Beträge von +25 bis -35 W/m² auftreten. Der zeitliche Verlauf verdeutlicht eine klare Abhängigkeit von den Bewölkungsverhältnissen und ist zusätzlich von einem Tagesgang überlagert. Im Mittel über den gesamten Expeditionszeitraum wird ein kleiner fühlbarer Wärmestrom in die Atmosphäre abgeschätzt (ca. 10 W/m²).

3 STRAHLUNGSBILANZ

Mit der Annahme einer mittleren Albedo des Meereises von 75 % (ähnliche Werte wurden auf der AKADEMIK FEDOROV gemessen, die gleichzeitig im Rahmen der WWGS'89 in Weddell-Meer operierte), einer Abschätzung der langwelligen Ausstrahlung der Eisoberfläche aus der Oberflächentemperatur der Schollen und den gemessenen Strahlungswerten kann die Strahlungsbilanz an der Eisoberfläche berechnet werden. Dabei treten bei bewölktem Himmel tagsüber schwach positive Strahlungsbilanzen, also zur Eisoberfläche gerichtet, auf (maximal +50 W/m²), während in der Nacht ein mittlerer Strahlungsfluß von 30 bis 40 W/m² in die Atmosphäre abgeschätzt wird. Bei wolkenlosem Himmel kompensiert die verminderte Gegenstrahlung die höhere kurzwellige Einstrahlung fast vollständig, so daß am Tage nur kurzzeitig ein geringer Energieeintrag in die Eisoberfläche von wenigen W/m² auftritt und der Strahlungsstrom in der Nacht in die Atmosphäre gerichtet ist (ca. 80 W/m²).

4 ENERGIEBILANZ

Unter der Voraussetzung eines vernachlässigbaren latenten Wärmestroms in den polaren Breiten sowie bei Vernachlässigung der Transmission von kurzweiliger Strahlung im Eis kann aus der Addition des turbulenten fühlbaren Wärmestroms und der Strahlungsbilanz der Wärmeleitungsstrom an die Eisoberfläche abgeschätzt werden. Dieser wird an der Eisunterseite d.h. an der Grenzfläche Eis-Ozean gegen den Wärmestrom aus dem Ozean und die Eisbildung bilanziert.

Aus dem Datenmaterial wird bei bedecktem Himmel tagsüber ein kleiner positiver Wärmeleitungsstrom und in der Nacht ein relativ konstanter Strom von 20 - 30 W/m² in die Atmosphäre abgeschätzt. Die Orientierungen des Wärmeleitungsstroms sind bei wolkenlosem Himmel gleich: am Tage wird aufgrund einer positiven Strahlungsbilanz ein kleiner Energieeintrag in die Eis

oberfläche registriert, nachts bewirkt die verminderte Gegenstrahlung eine Inversion am Boden und einen Wärmeleitungsstrom von ca. -50 W/m^2 . Der Wärmeleitungsstrom an der Oberfläche der Eisscholle wird somit eindeutig von der Strahlungsbilanz geprägt. Aus einer Interpolation zwischen den einzelnen Meßphasen läßt sich nun für diesen spätwinterlichen Zeitraum ein mittlerer Wärmeleitungsstrom in die Atmosphäre von $20 - 30 \text{ W/m}^2$ abschätzen. Eine Kompensation kann nur durch ein Eiswachstum von $6 - 9 \text{ mm/Tag}$ oder durch einen ozeanischen Wärmestrom von entsprechender Größenordnung erfolgen. Da bei Eisschollen erst über einen längeren Zeitraum hinweg Meereis gebildet oder geschmolzen wird, ist jedoch die Frage nach der Art der Kompensation zunächst nicht zu beantworten. Neue Erkenntnisse darüber sollen ausführliche Messungen des Wärmeleitungsstroms im Meereis und der anderen Energiebilanzterme bei der Winterfahrt der POLARSTERN 1992 in das Weddell-Meer (WWGS'92) liefern.

5 SPEKTRALE VARIANZANALYSE

Die detaillierte Untersuchung turbulenter Flüsse in der atmosphärischen Grenzschicht umfaßt auch eine spektrale Auswertung der Windgeschwindigkeitskomponenten und der Lufttemperatur. Die vorliegenden Varianzspektren zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Stabilitätsmaß z/L (z : Meßhöhe; L : Monin-Obukov-Länge), ähnlich wie bei den Turbulenzuntersuchungen von Kaimal et al. (1972) in der bodennahen Grenzschicht über einer Landoberfläche. So verschiebt sich das Maximum im Frequenzbereich von $0,1 - 1,0 \text{ Hz}$ umso weiter zu höheren Frequenzen, je stabiler die Schichtung ist.

Die Form der Windgeschwindigkeitsspektren im Inertialbereich entspricht etwa dem $-5/3$ - Gesetz von Kolmogorov. Geringfügige Abweichungen im hochfrequenten Bereich sind auf das begrenzte Auflösungsvermögen des Ultraschallanemometers zurückzuführen. Bei einem schwachen Signal überwiegt dort das 'weiße Rauschen'. Die Spektren der Lufttemperatur sind allerdings im gesamten Inertialbereich stark verrauscht. Der Grund liegt in den geringen Temperaturschwankungen über Meereis, die vom Ultraschallanemometer nicht hoch genug aufgelöst werden. Dies ist ein spezifisches Problem der Temperaturmessung mit dem Ultraschallanemometer-Thermometer (Smith et al., 1983).

LITERATUR

- ANDREAS, E.L.; MAKSHITAS, A.P.: Energy exchange over antarctic sea ice in the spring. *Jour. Geo. Res.*, 90, No. C4, 1985, 7199 - 7212.
- KAIMAL, J.C.; WYNGAARD, J.C.; IZUMI, Y.; COTE, O.R.: Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quar. Roy. Met. Soc.*, 98, 1972, 563 - 589.
- SMITH, S.D.; ANDERSON, R.J.; DEN HARTOG, G.; TOPHAM, D.R.; PERKIN, R.G.: An investigation of a polynya in the canadian archipelago 2, structure of turbulence and sensible heat flux. *Jour. Geo. Res.*, Vol. 88, No. 5, 1983, 2900 - 2910.

SCHADSTOFFAUSBREITUNG IN EINEM ALPENTAL

Stefan Heinz, Klaus Keuler, Eberhard Schaller

Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung
Kreuzeckbahnstr. 19
8100 Garmisch-Partenkirchen

1 EINLEITUNG

Die Ausbreitung von Abgasen eines Straßentunnel-Abluftkamins in einem schmalen Alpental (Loisachtal) wird simuliert. Dieses Tal ist durch ein stark ausgeprägtes Berg - Tal - Windsystem charakterisiert. Von besonderer Bedeutung für die Ausbreitung sind die Phasen der Umstellung von Berg - auf Talwind und umgekehrt, da diese durch besonders niedrige Windgeschwindigkeiten mit einem hohen Hangwindanteil und mitunter starker Stabilität gekennzeichnet sind.

2 MODELL

Zur Berücksichtigung der hohen zeitlichen Variabilität des Windfeldes, der komplexen Topographie und auch der zeitlichen Variation der Emission erweist es sich als besonders günstig, die Teilchenbewegung im Lagrange-Zugang durch eine stochastische Differentialgleichung zu beschreiben (Heinz), die hier als Markov-Kette (Etling) formuliert wird. Um die für die Berechnung der Ausbreitung der Abgase im Nahbereich der Quelle (bis zu 4km) benötigten mittleren Wind- und Temperaturfelder zu erhalten, wurden deren Werte in verschiedenen Höhen an 4 Standorten bestimmt und die entsprechenden Felder interpoliert. Diese Messungen erfolgten von Februar bis April 1990 und wurden zu 3 gemittelten Tagesgängen, repräsentativ für den jeweiligen Monat, zusammengefaßt. Die zweiten Momente des Turbulenzfeldes wurden aus

einem Schließungsmodell 2. Ordnung als Funktion der Gradient-Richardson-Zahl ermittelt. Insbesondere berücksichtigt dieses Modell auch einen Auf- bzw. Abtrieb der Abgasfahne, der aus Differenzen zwischen Ablufttemperatur und Umgebungstemperatur resultieren kann, und unterschiedliche Absorptionen der transportierten Substanz am Boden. Die Ausbreitung wird mit einer horizontalen Auflösung von 50 m und einer vertikalen von 10 m berechnet.

3 ERGEBNISSE

Für die 3 gemittelten Tagesgänge wurden jeweils 4 Szenarien zeitlich variabler Emission (CO und NO_x-Transport bei Wochenend- und Werktagsverkehr) berechnet. Es wurde geprüft, unter welchen Bedingungen die in der TA-Luft festgelegten Grenzwerte der halbstündigen Immissionswerte überschritten werden. Der Einfluß des zugrunde gelegten Tagesganges äußert sich vor allem im Umkehrzeitpunkt des des Berg-Tal-Windsystems (Schaller).

LITERATUR

ETLING, D.; PREUSS, J.; WAMSER, M.:
Atm. Env. 20 (1986) 741

HEINZ, S.: Dissertation, Berlin
1990

SCHALLER, E.; KEULER, K.:
Gutachten zur Ausbreitung der Tunnelabluft, IFU Garmisch-Partenkirchen
1990

STRUKTUR UND ENERGIEBILANZ EINER ABGEHOBENEN INVERSION UNTER BERÜCKSICHTIGUNG GROSSKALIGER ABSINKBEWEGUNGEN

Uwe Hoppmann

Institut für Meteorologie und Klimatologie
Universität Hannover

Der Abbau von Inversionen durch konvektive Prozesse ist in der Vergangenheit häufig untersucht worden. Dabei sind drei verschiedene Zugänge möglich: die direkte Messung (an hohen Masten, mit Radiosonden oder mit Flugzeugen), die Simulation durch numerische Grenzschichtmodelle oder Konvektionsexperimente im Labor. Eine Übersicht findet man bei HOPPMANN und ROTH (1991).

Alle Verfahren zeigen, daß neben dem turbulenten Strom fühlbarer Wärme am Boden, der maßgeblich für die Erwärmung der konvektiven Grenzschicht sorgt, auch Energie aus der wärmeren, meist leicht stabilen Schicht oberhalb der Inversion durch turbulente Prozesse in die Konvektionsschicht eingemischt wird und zum Energiehaushalt der Grenzschicht beiträgt. Der hiermit verbundene Wärmestrom wird als Entrainment bezeichnet und beträgt nach Laborexperimenten und Modellrechnungen etwa 20% des Stroms fühlbarer Wärme am Boden.

Bei Vergleich der gemessenen Erwärmungsrate in der Konvektionsschicht mit der aus der Divergenz des turbulenten Wärmeflusses berechneten, ergibt sich häufig ein Defizit, zu dessen Erklärung andere Energietransportmechanismen herangezogen werden müssen, wobei hier davon ausgegangen wird, daß horizontale Advektion, Strahlungsvorgänge und Phasenumwandlungen vernachlässigbar kleine Beiträge liefern.

Da Inversionen überwiegend bei Hochdruckwetterlagen auftreten, sind sie meist in eine großräumige Absinkbewegung eingebunden. Bei einer adiabatischen Schichtung wird durch das Absinken keine Energie transportiert, innerhalb einer Inversion kann der Energietransport durch Absinken dagegen erheblich sein. Dieser Wärmestrom, im folgenden Absinkwärmestrom H_M genannt, kann aus

$$H_M = \rho c_p \int_0^z w \frac{\partial \theta}{\partial z} dz \quad (1)$$

berechnet werden. Hierbei bedeuten z die Höhe, θ die potentielle Temperatur, w die Vertikalgeschwindigkeit, ρ die Luftdichte und c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft.

Weiterhin wirkt der turbulente Strom fühlbarer Wärme H_T , den man bei Verwendung eines Gradientansatzes als

$$H_T = -\rho c_p K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2)$$

mit dem turbulenten Diffusionskoeffizienten K_H schreiben kann.

Das Temperaturprofil in der Inversion wird durch die Wechselwirkung von Absinken und Turbulenz bestimmt. Die reine Ab-

sinkbewegung würde die gesamte Inversion ohne Strukturänderung nach unten verlagern. Dem wirkt die Turbulenz entgegen mit ihrer Tendenz, die stabile Schichtung zu neutralisieren. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, die durch das Absinken herbeigeführte Wärme ständig durch turbulente Prozesse abzuführen.

Nimmt man für eine einfache Abschätzung ein stationäres Temperaturprofil innerhalb der Inversion an, so läßt sich das Gleichgewicht zwischen Absinken und Turbulenz durch

$$\frac{\partial H_M}{\partial z} + \frac{\partial H_T}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

beschreiben. Durch Einsetzen der Wärmeströme aus den Gleichungen (1) und (2) und Annahme höhenkonstanter Werte w und K_H ergibt sich

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \frac{w}{K_H} \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

Mit der Transformation

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_1}{\theta_2 - \theta_1} \quad \text{und} \quad Z = \frac{z - z_1}{z_2 - z_1} \quad (5)$$

führt man Gleichung (4) in eine dimensionslose Form über und erhält man nach elementarer Rechnung das stationäre, dimensionslose Temperaturprofil in der Inversionsschicht

$$\Theta = \frac{\exp(AZ) - 1}{\exp(A) - 1} \quad (6)$$

mit dem Formparameter $A = -w(z_2 - z_1)/K_H$. Der Index 1 bezeichnet Werte an der Unterseite, der Index 2 an der Oberseite der Inversion. In Abb. 1 sind einige Temperaturprofile für verschiedene Werte von A dargestellt. Zu diesen Profilen

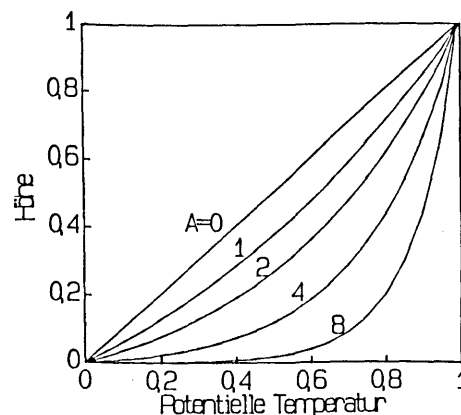


Abbildung 1: Dimensionslose Profile der potentiellen Temperatur für verschiedene Werte des Formparameters.

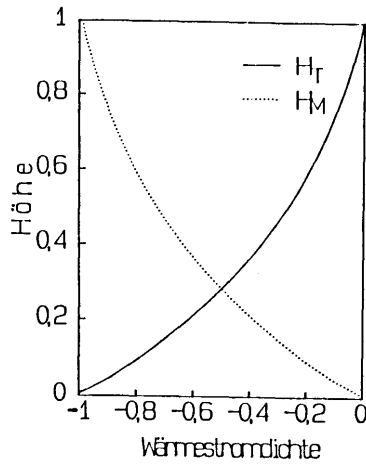


Abbildung 2:
Dimensionslose
Profile des
turbulenten
Wärmestroms und
des Mitführungs-
wärmestroms.

lassen sich die zugehörigen Energieflüsse berechnen. Abb. 2 zeigt ein Paar zusammengehöriger Flußprofile. Es wird deutlich, wie der Energietransport von der Absinkbewegung auf die Turbulenz übergeht.

Obwohl dieses kleine Modell keine besonders gute Approximation der Wirklichkeit darstellt (dafür aber analytisch lösbar ist), zeigen gemessene Temperatur- und Flußprofile einen ähnlichen Verlauf (HOPPMANN und ROTH 1991). Die in Abb. 3 und 4 dargestellten Profile sind Ergebnisse von Flugzeugmessungen, die während des zweiten LOTREX-Experimentes HIBE 89 in der Hildesheimer Börde (HOFFMANN et al. 1992) durchgeführt wurden. Die Daten wurden um Messungen der Boden- gruppen ergänzt.

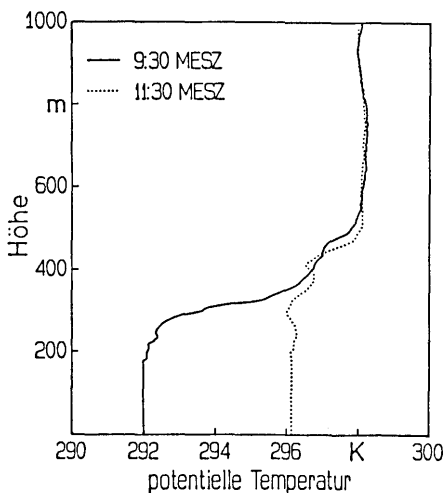


Abbildung 3:
Profile der
potentiellen
Temperatur
am 5.7.89 über der
Hildesheimer Börde.

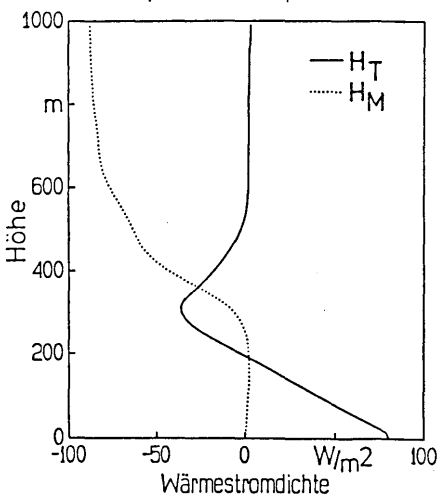


Abbildung 4:
Profile des
turbulenten
Wärmestroms und
des Mitführungs-
wärmestroms
am 5.7.89.

Oben wurde angeführt, daß das Entrainment ca. 20% des Stroms fühlbarer Wärme am Boden ausmacht. Dieser Wert wurde aus Laborexperimenten und numerischen Grenzschichtmodellen abgeleitet, in denen das Absinken nicht berücksichtigt wird. Durch die Absinkbewegung wird jedoch zusätzliche Energie in die Inversion eingebracht und von hier durch Turbulenz weiter transportiert. Der Anteil des so verursachten zusätzlichen turbulenten Flusses an der Unterseite der Inversion ist in den oben genannten 20% zwangsläufig noch nicht enthalten und führt zu einer Verstärkung des Entrainments unter Hochdruckeinfluß. Im Beispiel macht das Entrainment ca. 50% des Bodenwertes aus, und daher kann der Effekt des großräumigen Absinkens nicht vernachlässigt werden, wenn Vorgänge in der konvektiven Grenzschicht untersucht werden.

Literatur

HOPPMANN, U.; R. ROTH; 1991: Der Einfluß großräumiger Absinkbewegungen auf den Energiehaushalt einer konvektiven Grenzschicht unterhalb einer Inversion. Meteorol. Rundsch., 43, 118-122.

HOFFMANN, J.; U. HOPPMANN; R. ROTH; 1992: The HIBE 88/89 field experiments within the scope of the LOTREX-10E programme. Zur Veröff. einger. bei Meteorol. Zeitschrift.

Thomas Kratzsch

Rainer Roth

Institut für Meteorologie und Klimatologie
der Universität Hannover

Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

Im Juni 1991 fand in Spanien das Feldexperiment EFEDA (European Field Experiment in a Desertification-Threatened Area) statt. Es sollten mit einem umfangreichen Meßprogramm u.a. die Wechselwirkung zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre untersucht werden. Das Meßprogramm umfaßt Messungen am und im Erdboden an mehr als zehn Orten, Flugzeugmessungen in der planetaren Grenzschicht, Radiosondierungen sowie Satellitendaten.

Mit der Meßausrüstung des Forschungsflugzeuges DO128 der TU Braunschweig wurden innerhalb der konvektiven Grenzschicht die turbulenten Flüsse der sensiblen und latenten Wärme bestimmt.

Diese Ausrüstung umfaßt im wesentlichen eine Fünflochsonde der Firma Rosemount zur Luftdruck- und Windmessung, einen Temperatursensor (Rosemount), einen Feuchtesensor (Aerodata) und ein Heimann-KT4 zur Bestimmung der Strahlungstemperatur der Erdoberfläche. Die Positionsbestimmung erfolgte mittels GPS (Global Positioning System) und eines Trägheitsnavigationssystems (Honeywell-Lasernav).

Zur Bestimmung von Flächenmittelwerten und Vertikalprofilen wurde an fünf Tagen das Muster einer "Doppelbox" (vgl. Abb.1) geflogen, die horizontalen Flugabschnitte sind zwischen 30 und 50 km lang. Dieses Muster wurde in zwei verschiedenen Höhen absolviert (jeweils innerhalb etwa einer Stunde); in einem dritten Niveau konnten maximal vier Horizontallegs erfliegen werden. Die Meßflüge fanden um die Mittagszeit statt, ca. 11.00 bis 13.30 GMT, was etwa der mittleren Ortszeit entspricht. Zu Beginn und Ende jedes Meßfluges wurde eine Vertikalsondierung durchgeführt. Mit deren Hilfe und dem jeweils zweimal geflogenen Leg in der Mitte

geogr. Breite

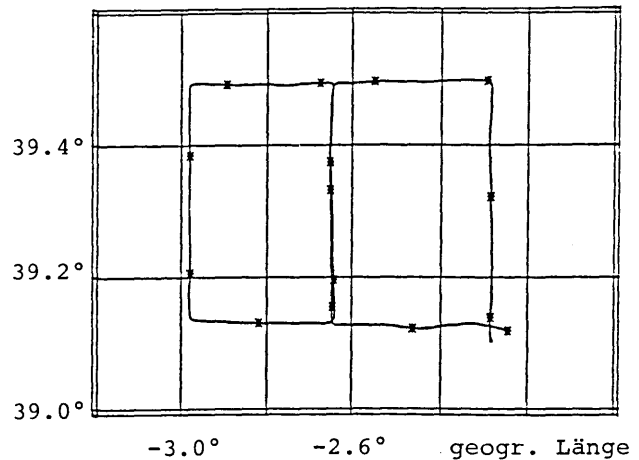


Abb. 1: Flugweg über Grund, "Doppelbox".

der Doppelbox wurden der Tagesgang der Temperatur und der Feuchte bestimmt und eliminiert. Das ca. 60 km x 80 km große Meßgebiet weist kaum homogene Verhältnisse auf. Neben der unterschiedlichen Landnutzung (Landwirtschaft mit und ohne Bewässerung, Brachland, Wald, etc.) findet man Unterschiede in der Geländehöhe von etwa 200 m. Außerdem wird das Meßgebiet im Norden und Süden von größeren Erhebungen umrahmt. Diese Einflüsse sind in den gemessenen Daten wiederzufinden und müssen, soweit sie nicht dem konvektiven Scale zuzurechnen sind, eliminiert werden. Als Beispiel sind in Abb. 2 für ein nach Norden geflogenes Leg der Verlauf der potentiellen Temperatur und der Geländehöhe dargestellt.

Aus den gemessenen Daten wurden die Standardabweichungen der Temperatur und Vertikalgeschwindigkeit je Flugabschnitt berechnet und nach Normierung mit den Ergebnissen anderer Experimente und Modellierungen verglichen. Es sind gute Übereinstimmungen gefunden worden.

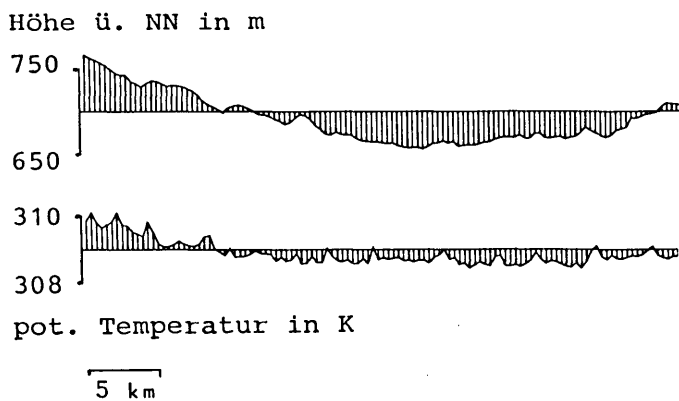


Abb. 2: Verlauf der Geländehöhe über NN (oben) und der potentiellen Temperatur (unten) in ca. 200 m über Grund für ein Horizontalleg (5s-Mittelwerte).

Die Berechnung der turbulenten Wärmeflüsse ergab für den sensiblen Wärmefluß

$$H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'\theta'}$$

i.a. eine Streuung von etwa 20 W/m^2 um den Mittelwert der acht Flugabschnitte eines Höhen-niveaus. Aus den Ergebnissen dreier Niveaus innerhalb der planetaren Grenzschicht läßt sich ein Vertikalprofil des sensiblen Wärmeflusses konstruieren. Ein erster Vergleich der am Boden gemessenen turbulenten Wärmeflüsse mit den extrapolierten Vertikalprofilen zeigt, daß diese i.a. höher sind (teilweise um 100 W/m^2), was schon in anderen Experimenten beobachtet worden ist.

Bei den latenten Wärmeflüssen $LE = \rho \cdot L_v \cdot \overline{w'q'}$ ist eine sehr große Streuung von bis zu 80 W/m^2 oder 50 % des Mittelwertes in einer Höhe zu beobachten. Als Beispiel zeigt Abb. 3 die Ergebnisse für den 27.6.1991. Bei früheren Experimenten wurde um die Mittagszeit eine Erhöhung des sensiblen Wärmeflusses um etwa 10% pro Stunde im unteren Teil der Grenzschicht beobachtet. Das eingezeichnete Vertikalprofil berücksichtigt dies.

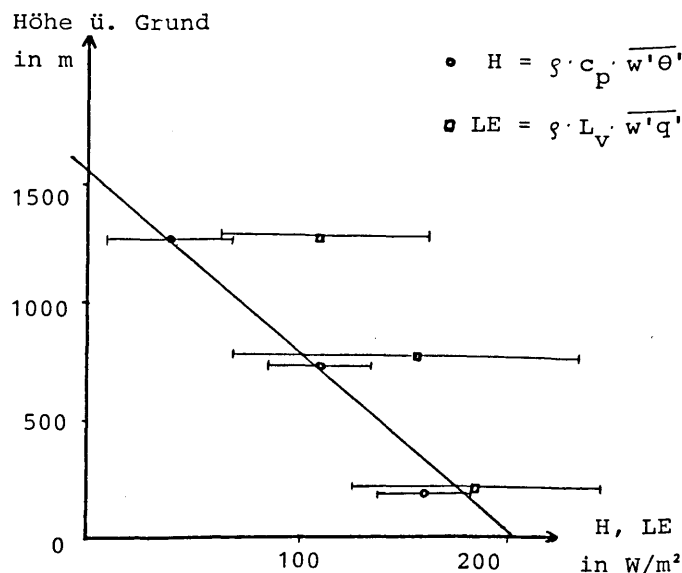


Abb. 3: Vertikalprofil der turbulenten Wärmeströme für den 27.06.91.

Verschiedene Verfahren zur Elimination der nicht konvektiven Schwankungen sollen erprobt und deren Ergebnisse überprüft werden. Im weiteren Verlauf der Auswertung werden die Ergebnisse der Flugzeugmessungen mit den Bodenmessungen, den Radiosondenaufstiegen und den Daten des zweiten Flugzeugs, der Falcon der DLR Oberpfaffenhofen, verglichen.

Literatur

Bolle, H.-J. (Hrsg.), 1991: ECHIVAL Field Experiment in a Desertification-Threatened area (EFEDA). Field Experiment Plan. Inst. f. Met., FU Berlin.

Hoppmann, U.; J. Hoffmann; 1991: Flächenmittel der turbulenten Flüsse in der atmosphärischen Grenzschicht. In: Hoppmann, U.; R. Roth (Hrsg.): Experimentbericht zu den Feldexperimenten HIBE'88 und '89. Ber. d. Inst. f. Met. u. Klimat. d. Univ. Hannover, B2, 157-168.

Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Interne Grenzschichten über einem Land-Wasser-Land Gebiet

Heinz-Theo Mengelkamp

GKSS Forschungszentrum Geesthacht

D-2054 Geesthacht

1 EINLEITUNG

Interne Grenzschichten entwickeln sich über abrupten Änderungen von Oberflächeneigenschaften wie Rauigkeit und Temperatur. Die Obergrenze einer IBL trennt Gebiete unterschiedlicher Turbulenzintensität, deren Kenntnis z.B. für die Ausbreitung von Schadstoffen oder das Aufstellen von Windkraftanlagen bedeutend sein kann.

Mit dem nicht-hydrostatischen Mesoskala-Modell GESIMA wurde ein Tag während des ØRESUND Experimentes (Gryning, 1985) simuliert, das 1984 über dem Øresund, der Meerenge zwischen Dänemark und Schweden, durchgeführt wurde. Die synoptische Situation ist charakterisiert durch eine mäßig starke, östliche Strömung nahezu senkrecht zu den Küstenlinien des Øresund. Am Nachmittag wird über dem Land erwärmte Luft von Schweden über die kältere Wasseroberfläche des Øresund und dann über das Stadtgebiet von Kopenhagen transportiert.

Die Untersuchung soll zeigen, wie IBL's in einem Mesoskala-Modell repräsentiert sind und ob deren Einfluß auf das Turbulenz- und Geschwindigkeitsfeld realistisch simuliert wird. Eine ausführliche Beschreibung des Modells und der Simulation findet man bei Mengelkamp (1991).

2 ERGEBNISSE

Abb. 1 zeigt schematisch die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht am Nachmittag des simulierten Sommertages (5. Juni). Die stabile IBL über dem Wasser ist charakterisiert durch geringe Turbulenzintensität mit nahezu konstanten Werten in Strömungsrichtung (Abb. 2). In der darüberliegenden Übergangsschicht nimmt die Turbulenz mit zunehmendem Abstand von der Küste kontinuierlich ab, bevor sie beim Übergang in die städtische instabile IBL ansteigt. Das für 320 m Höhe simulierte Horizontalprofil zeigt eine gute Übereinstimmung mit Flugzeugmessungen.

Reduzierter vertikaler Impulstransport in die stabile IBL führt zu einer Abnahme der Windgeschwindigkeit über dem Wasser (Abb. 3, 12 CET), die beobachtet und simuliert wurde. Der vertikale Gradient der Windgeschwindigkeit an der Obergrenze der IBL nimmt in Strömungsrichtung zu. Bei einer instabilen Schichtung über Wasser in der Nacht (Abb. 3, 3 CET) sind die Verhältnisse gegensätzlich.

3 LITERATUR

GRYNING, S-E.: The Øresund Experiment - A Nordic Mesoscale Dispersion Experiment over a Land-Water-Land Area. Bull. Am. Met. Soc., 66, (1985) Nr. 11, S. 1403-1407

KAPITZA, H.: Das dynamische Gerüst eines nicht-hydrostatischen Mesoskalen-Modells der atmosphärischen Zirkulation. Externer Bericht (1987) GKSS 87/E/35

MENDELKAMP, H-T.: Boundary Layer Structure over an Inhomogeneous Surface: Simulation with a Non-Hydrostatic Mesoscale Model. Bound. Lay. Met. (1991) im Druck

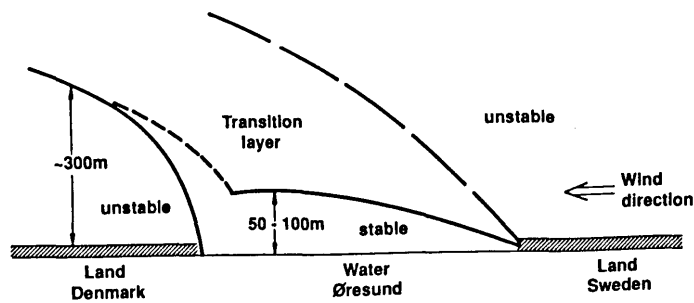


Abb. 1: Schema der atmosphärischen Grenzschicht über dem Øresund bei kalter Wasseroberfläche.

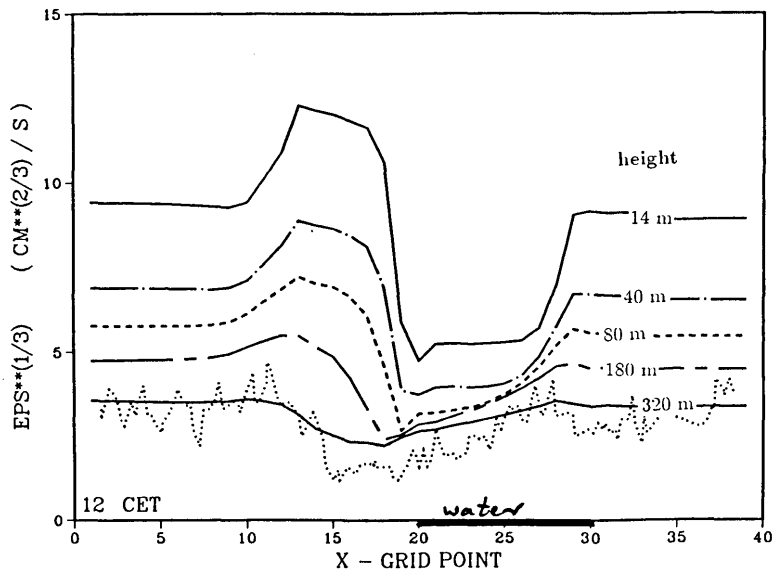


Abb. 2: Horizontalprofile der Dissipation von West nach Ost in verschiedenen Höhen. Die gepunktete Linie zeigt Flugzeugmessungen in 270 m Höhe.

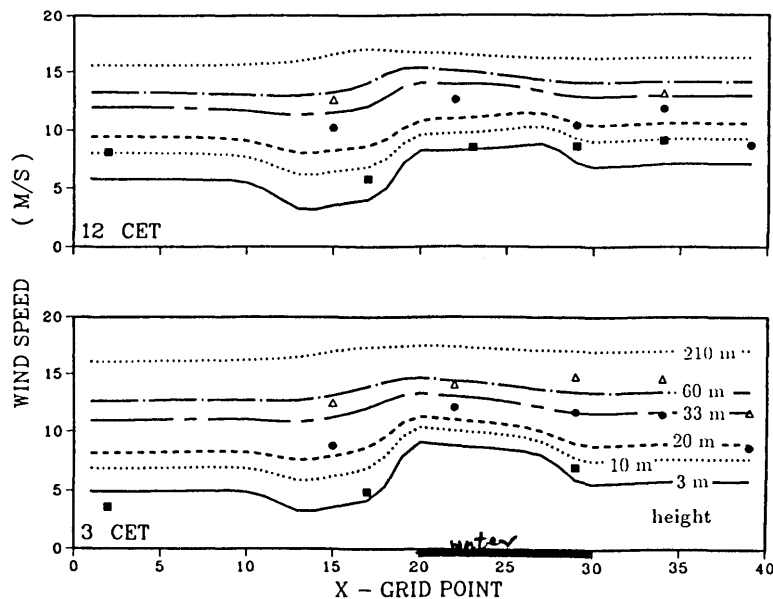


Abb. 3: Horizontalprofile der Windgeschwindigkeit von West nach Ost in verschiedenen Höhen. Meßwerte sind gezeigt für 10 m (Quadrat), 100 m (Punkte) und 200 m Höhe (Dreiecke).

MÖGLICHKEITEN UND GRENZEN MODELLUNABHÄNGIGER ABSCHÄTZUNGEN VON BESCHLEUNIGUNGS- UND BAROKLINITÄTSEINFLÜSSEN IN DER ATMOSPHÄRISCHEN GRENZSCHICHT

Wolfgang Mix

Meteorologisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin

Unter bestimmten Voraussetzungen ist eine einfache numerische Abschätzung von Baroklinitäts- und makro- bzw. mesoskaligen Beschleunigungseinflüssen in der atmosphärischen Grenzschicht (AGS) auch ohne Einsatz komplexer und aufwendiger Spezialmodelle möglich. Diese Voraussetzungen implizieren insbesondere eine quasihorizontale Grenzschichtströmung und damit den Ausschluß von Meso- δ - und noch kleinerskaligen Prozessen von der Betrachtung. Das zur Anwendung gebrachte Verfahren ermöglicht auf einheitlicher Grundlage die Abschätzung der Einflüsse von Horizontalbeschleunigungen mit $\text{magn} |d\omega_h/dt| = 10^{-3} \text{m/s}^2$ und Baroklinitäten mit $\text{magn} |\lambda| = 10^1$ in derartigen Strömungen.

Die mit dem Ziel einer solchen Abschätzung durchgeführten Untersuchungen basieren auf der für verschiedene thermische Schichtungen vorgenommenen Vertikalintegration der Bewegungsgleichungen bei geeigneten vorgegebenen Baroklinitäts- und Beschleunigungstermen, welche sich zu kombinierten Baroklinitäts- und Beschleunigungsparametern B_x, B_y zusammenfassen lassen:

$$B_x = \lambda_y H + \frac{\alpha}{v_* f} \left(\frac{dv_x}{dt} \right)_H, \quad B_y = -\lambda_x H + \frac{\alpha}{v_* f} \left(\frac{dv_y}{dt} \right)_H$$

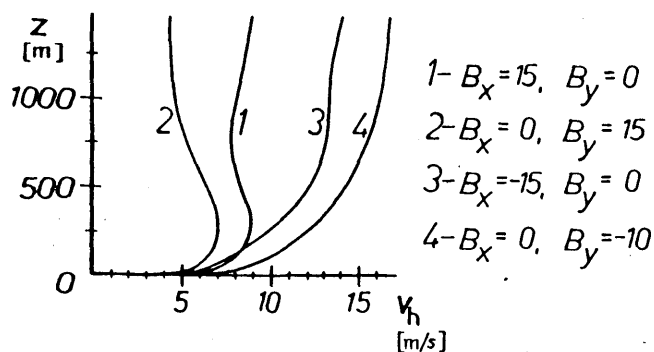


Abb. 1

mit $\lambda_x = \frac{\alpha^2}{f} (\partial v_{gx} / \partial z)$, $\lambda_y = \frac{\alpha^2}{f} (\partial v_{gy} / \partial z)$ (x-Achse || Bodenwindrichtung; Größen mit dem Index H beziehen sich auf die freie Troposphäre oberhalb der AGS).

Bei "starrer" Vorgabe der Beschleunigungsterme reflektieren die Resultate der Vertikalintegrationen den Zustand des Strömungsfeldes zu einem gegebenen Zeitpunkt und an einem gegebenem Ort. Als Ergebnis erhält man für unterschiedliche Schichtungszustände (definiert durch den KAZANSKIJ-MONINSchen Stabilitätsparameter: $\mu = +15$ - stark stabil [Inversion], $\mu = 0$ - neutral, $\mu = -15$ - stark labil) Isoliniendarstellungen relevanter Bodenreibungsparameter sowie verschiedener Turbulenzaustausch- und Windprofilcharakteristika in Abhängigkeit von den Parametern B_x, B_y .

Als Beispiel sind in Abb. 2 für $v_{go} = 10 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und $Ro_o \approx 10^7$ berechnete Nomogramme für v_{max} und z_{max} (Maximum im vertikalen Windprofil und Höhe seines Auftretens) angegeben (MIX, KLOSE 1990). Für Koordinaten in Gebieten ohne Isolinien (punktiert) existiert kein durch Meso- α - oder - β - bzw. Makroprozesse bedingtes Windmaximum (s. auch Abb. 1).

In Abb. 1 sind für 4 Koordinatenpaare vertikale Windprofile für neutrale Schichtung dargestellt.

In bezug auf sämtliche Einzelheiten (Hintergrund, Verfahren, Annahmen und Voraussetzungen, Nomogrammkonstruktion, Verifikation) muß auf MIX 1990a, b und 1991 verwiesen werden. Auf mögliche direkte Anwendungen wird in einem gesonderten Beitrag (MIX 1992, vorliegendes Heft) eingegangen. Eine umfassende Ergebnisdarstellung ist bisher nicht erfolgt.

LITERATUR

MIX, W.: Qualitative Abschätzung von Beschleunigungs- und Baroklinitätseffekten in einer quasi-horizontalen Grenzschichtströmung.

Teil I: Grundlagen und Voraussetzungen.- Z. Meteorol. 40(1990a), S. 293 - 303

Teil II: Ergebnisse.- Z. Meteorol. 40(1990b), S. 365 - 376

MIX, W.: Grenzschichtmodelle für die Umweltüberwachung.- Meteorol. Rdsch. 44(1991) Nr. 1-4, S.43-55

MIX, W.; KLOSE, B.: Numerical investigation of non-orographic influences on the occurrence of maximum speed in the vertical wind profile.- Proc. Fifth Int. Youth School on Meteorol. and Hydrol., 23-30 Sept 1990, Varna, Bulgaria

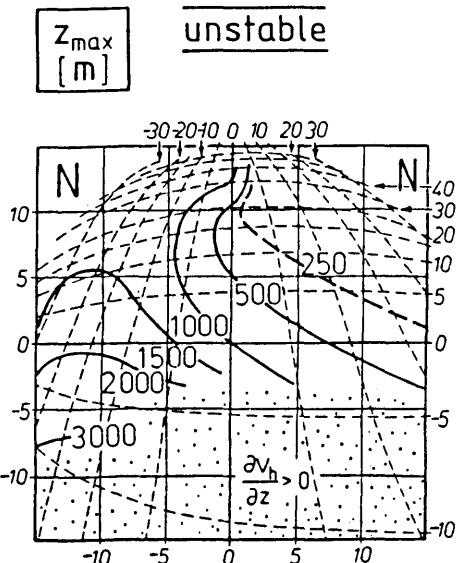
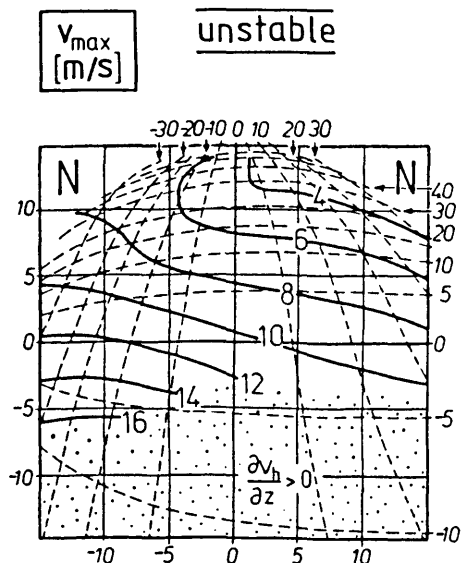
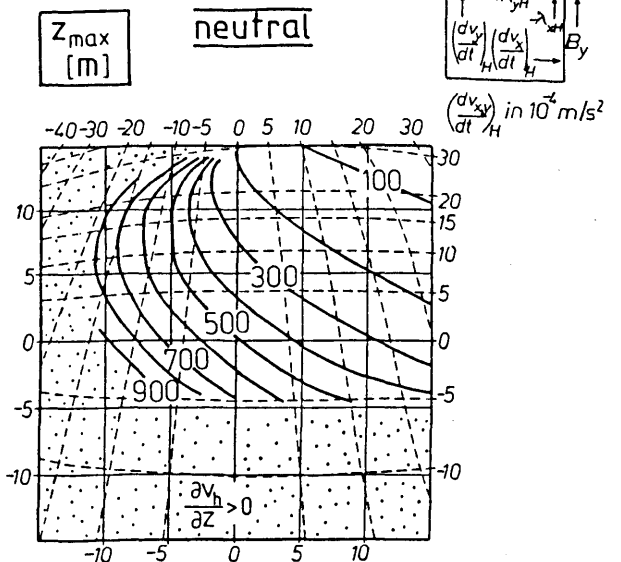
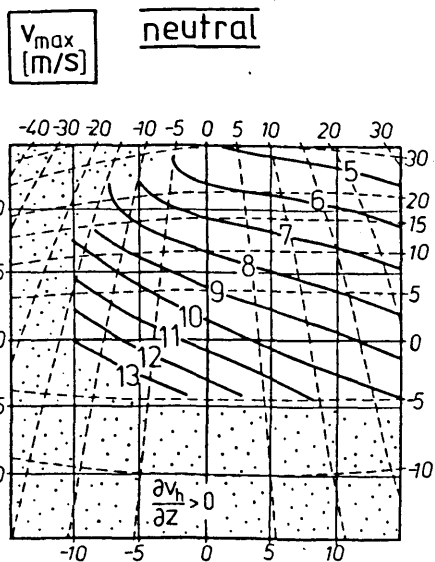
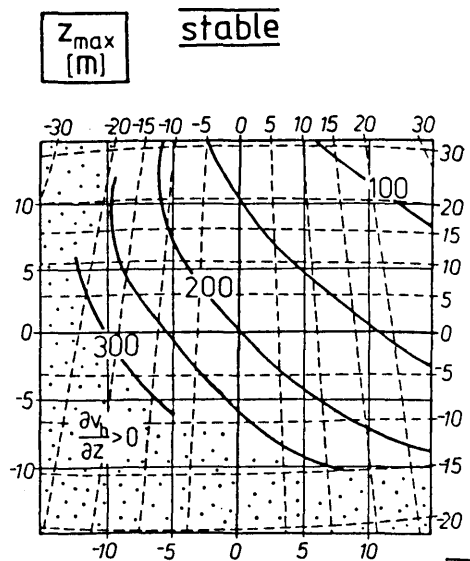
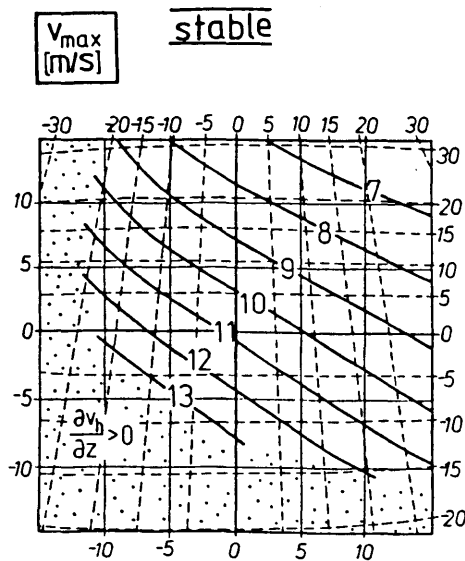


Abb. 2

SIMULATION VON STRÖMUNGSFELDERN IM BEREICH DER INSEL HELGOLAND

Ulrike Niemeier

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstraße 55, 2000 Hamburg 13

1 Einleitung

Auf der Insel Helgoland werden von Wissenschaftlern verschiedener Disziplinen Messungen und Beobachtungen durchgeführt. Die Ornithologen interessieren sich z.B. für die Lummen, die in den steilen Buntsandsteinfelsen brüten. Meteorologen nutzen die exponierte Lage der Insel, um Datenmaterial zu gewinnen, das für die Deutsche Bucht repräsentativ sein soll. Der Felsen der Insel, das sogenannte Oberland, ist ein ca. 1200m langes und 300m breites Plateau mit bis zu 55m senkrecht abfallenden Felswänden.

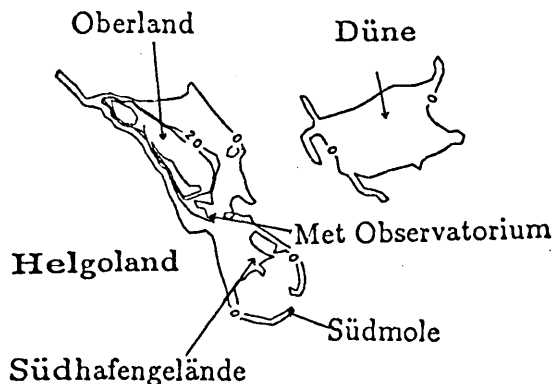


Abbildung 1: Die Inseln Helgoland und Düne.

Ein derartiges Hindernis beeinflusst das sonst weitgehend ungestörte Windfeld über der Nordsee und kann dazu führen, daß Messungen der Windgeschwindigkeit und windabhängiger Größen deutlich von ungestörten Verhältnissen abweichen. Mit numerischen Simulationen wird der Einfluß der Insel auf das Windfeld untersucht und dieser speziell am „Meteorologischen Observatorium der Universität Hamburg“ und an den Windmasten der Wetterstation des Deutschen Wetterdienstes (DWD) auf der Südmole, der Düne, und dem Süd hafengelände betrachtet.

2 Das Modell

Für die Simulationsrechnungen wird das nicht-hydrostatische mesoskalige Transport- und Strömungsmodell METRAS verwendet. Das grundlegende Gleichungssystem besteht aus den vollständigen, nichtliniarisierten, dreidimensionalen Bewegungsgleichungen, Kontinuitätsgleichung, Gasgleichung, Definitionsgleichung der potentiellen Temperatur und einer Bilanzgleichung für Temperatur, Feuchte und Schadstoffe. Es wird in einem horizontal und vertikal nichtäquidistanten Gitter mit bodenfolgenden Koordinaten gelöst; dabei werden auch verschiedenen Bodennutzungen berücksichtigt. Die Schließung des Gleichungssystems erfolgt über einen Ansatz erster Ordnung, außerdem wird die anelastische Approximation verwendet. Für eine ausführliche Modellbeschreibung siehe Schlünzen (1988).

3 Ergebnisse

Die Simulationen der Windfelder im Bereich Helgolands erfordern ein feinmaschiges hochauflösendes Gitter, um die Steilküste wiedergeben zu können. Das verwendete nichtäquidistante Rechengitter mit 35m Gitterabstand entlang der Steilküste und 600m am Rand des Modellgebiets, ergibt einen maximalen Steigungswinkel von 55° . Dieses bedeutet gegenüber der Natur eine Abflachung. Eine feinere Auflösung, die zumindest 70° als maximale Steigung ergibt, wäre wünschenswert gewesen. Dieses konnte aber aus Rechenzeitgründen nicht durchgeführt werden. Zur Untersuchung des Einflusses der Insel werden acht verschiedene Windrichtungen gewählt: $45^\circ, 90^\circ, \dots, 360^\circ$. In allen Fällen sind im Luv und Lee der Insel die Windgeschwindigkeiten um 40 – 60% gegenüber den Werten in gleicher Höhe über der freien See vermindert. Die Abnahme beträgt auch in 3–4km Entfernung noch fast 10%. Über der Insel selbst ist eine

Geschwindigkeitszunahme zu erwarten. Diese ist mit bis zu 50% entlang der Steilküste besonders stark, wenn der Wind senkrecht zur Längsachse Helgolands weht (Abb 3). Geht die Hauptströmung parallel zu dieser Achse, bei 135° und 315°, so ist der in Windrichtung liegende Teil Helgolands sehr schmal; dadurch wird die Insel etwas stärker umströmt und die Geschwindigkeitsüberhöhung ist geringer. Über der Insel selbst macht sich in diesem Fall die höhere Rauigkeit bemerkbar, so daß der Wind im Vergleich zu den Werten über Wasser abnimmt (Niemeier, 1992).

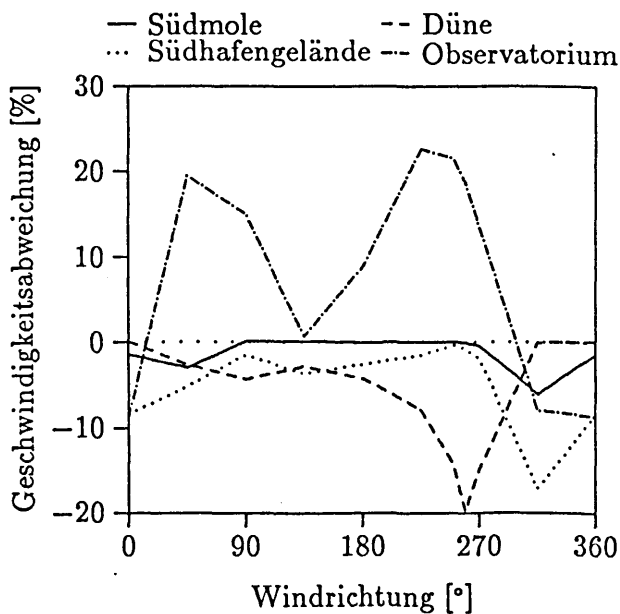


Abbildung 2: Prozentuale Abweichung der Windgeschwindigkeit an verschiedenen Meßpunkten gegenüber einem ungestörten Gitterpunkt über dem Wasser.

Die Abbildung 2 zeigt die prozentuale Änderung der Windgeschwindigkeit an den verschiedenen Meßpunkten des DWD und am Meteorologischen Observatorium. Die ungestörteste Strömung zeigt der Mast auf der Südmole, da dieser am weitesten vom Oberland entfernt ist und auch die Rauigkeitseinflüsse gering sind. Das Observatorium liegt im Mittelland auf einem Hügel, welcher zusätzliche Geschwindigkeitsüberhöhungen und Vertikalwinde auslöst. Bei 135° und 360° befindet es sich im Luv bzw. Lee des Oberlandes. Auf der Düne ist die Geschwindigkeit durch erhöhte Rauigkeit vermindert, bei Südsüdwestwind liegt sie im Lee des Oberlandes. Die Werte sind dann um bis zu 20% zu gering. Die Abbildung 3

zeigt einen Ausschnitt des Simulationsergebnisses bei 180° Anströmung, Die Geschwindigkeitsüberhöhung ist durchgezogen gezeichnet, geringere Geschwindigkeiten sind gestrichelt.

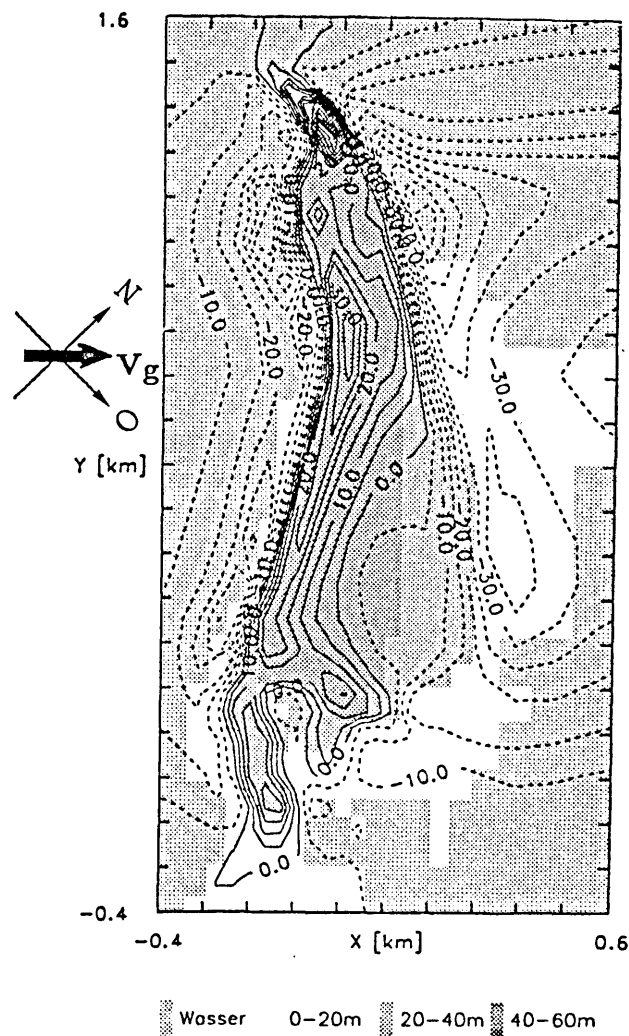


Abbildung 3: Änderung der Windgeschwindigkeit [%] über Helgoland bei Südwestwind.

Literatur

- [1] Schlünzen H. (1988): Das mesoskalige Transport- und Strömungsmodell 'METRAS' — Grundlagen, Validierung, Anwendung —. Hamb. Geophys. Einzelschriften, Reihe A, Heft 88
- [2] Niemeier U. (1992): Simulation von Strömungsfeldern im Bereich der Insel Helgoland. Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg. In Vorbereitung

Simulation von Flugzeugmessungen in der konvektiven Grenzschicht und deren Analyse im Frequenzbereich

Grietje Müller-Popkes und Rainer Roth
 Institut für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover
 Herrenhäuser Str. 2, 3000 Hannover 21

1 Einleitung

Fließt kalte Luft über einen wärmeren Untergrund (Land oder Wasser), so entwickelt sich Konvektion, die zunächst in Form helikaler Rollen mit Achsen parallel zur mittleren Windrichtung organisiert ist und sich in sogenannten Wolkenstraßen manifestiert. Im weiteren Verlauf gehen diese Wolkenstraßen dann oft in offene oder geschlossene Zellen über. Nach MIURA (1986) weisen helikale Rollen Wellenlängen von unter einem Kilometer bis 20 km bei Aspektverhältnissen (Verhältnis der Wellenlänge zur Grenzschichthöhe) von 2 bis 10 auf; konvektive Zellen haben Durchmesser zwischen 10 und 100 km bei Aspektverhältnissen von 6 bis 40.

Neben verschiedenen zwei- und dreidimensionalen numerischen Modellrechnungen sind zur Erforschung organisierter Strukturen in der konvektiven Grenzschicht ebenfalls zahlreiche flugzeuggestützte Experimente durchgeführt worden.

Innerhalb und außerhalb einer Konvektionszelle haben die während eines Fluges aufgenommenen Meßgrößen unterschiedliche Werte. Für die Bildung eines repräsentativen Flächenmittels (z.B. des fühlbaren Wärmestroms) ist es erforderlich, daß der Anteil der während des Fluges angeschnittenen Konvektionszellen den Flächenanteil an der Gesamtfläche korrekt wiedergibt. Dies kann nur durch einen hinreichend langen Flugweg geschehen. Es ist daher wichtig zu wissen, wie lang der Flugweg sein muß, um repräsentative Aussagen über das Feld konvektiver Zellen und so Resultate auf einem vorgegebenen Signifikanzniveau zu erhalten.

Bei den flugzeuggestützten Experimenten wurde die spektrale Analyse zur Berechnung der geometrischen Abmessungen konvektiver Strukturen verwendet. Dabei stellt sich die Frage, inwiefern die Abmessungen konvektiver Elemente wie deren Durchmesser oder der Abstand von Zellen oder Wolkenstraßen im Spektrum wiederzufinden sind.

Diese Fragen sollen in einem numerischen Experiment untersucht werden.

2 Das numerische Experiment

In einem Experimentgebiet der Fläche 50 km × 50 km werden statistisch gleichverteilte kreisförmige Konvektionszellen, sogenannte Thermalschläuche, mit einem Radius von 0.25 km erzeugt. Ihr Anteil an der Gesamtfläche des Experimentgebietes sei 20 %. Auf zehn willkürlich ausgewählten Flugwegen von 40 km Länge durch das Experimentgebiet werden Ortsreihen der potentiellen Temperatur und der vertikalen Windkomponente aufgenommen. Die Lage

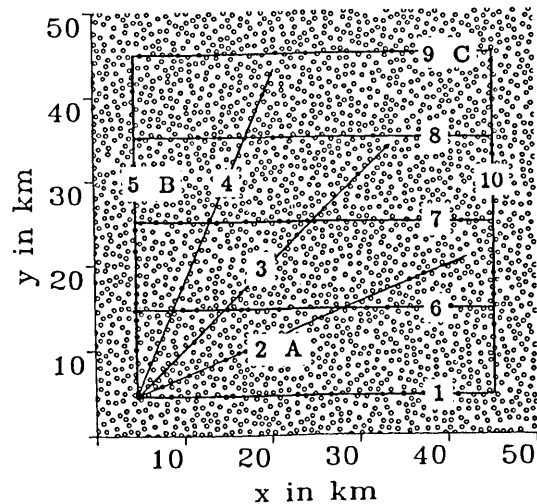


Abbildung 1: Das Experimentgebiet und die Lage der Meßflüge des numerischen Experiments.

der Meßflüge im Experimentgebiet zeigt Abb. 1.

Die gemessenen Größen sind mittelwertkorrigiert, es werden also die Abweichungen vom Mittelwert gemessen. Die Temperaturabweichungen seien innerhalb und außerhalb eines Thermalschlauches konstant; der Vertikalwind folgt innerhalb der Konvektionszelle einem Cosinuspuls.

Aus den aufgenommenen Meßreihen werden der fühlbare Wärmestrom sowie Spektren der potentiellen Temperatur und des Vertikalwindes berechnet.

3 Flüsse

Es soll untersucht werden, wie lang der Flugweg sein muß, um den fühlbaren Wärmestrom H auf einem vorgegebenen Signifikanzniveau zu erhalten.

LENSCHOW und STANKOV (1986) haben nach Überlegungen von LUMLEY und PANOFSKY (1964) die erforderliche Mittelungslänge L_H aus Flügen, die in verschiedenen Experimenten durchgeführt wurden, ermittelt und kommen zu folgendem Ergebnis:

$$L_H/z_i = 32z_*^{1/2} \left[3.2 \left(\frac{1 - 0.8z_*}{1 - 1.2z_*} \right)^2 + 1 \right]$$

mit z_i als Höhe der konvektiven Grenzschicht und $z_* = z/z_i$. Um den Wärmestrom also mit einer Genauigkeit von 10 % zu bestimmen, bedarf es einer Flugweges zwischen

$$L_H = 60z_i \quad \text{und} \quad L_H = 1200z_i$$

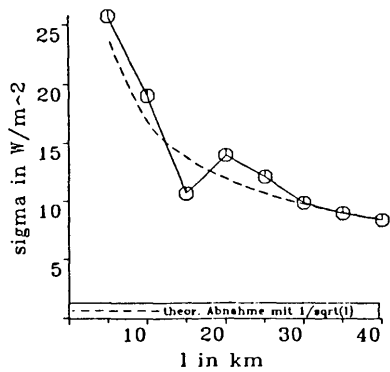


Abbildung 2: Standardabweichung des Wärmestroms in Abhängigkeit des Flugweges.

bei Flughöhen zwischen $0.1z_i$ und $0.8z_i$.

Aus den Meßreihen des numerischen Experiments wurde jeweils nach je 5 km der Wärmestrom für die bis dahin geflogene Strecke berechnet. In Abb. 2 ist die Standardabweichung des Wärmestroms über die zehn Meßflüge in Abhängigkeit der Fluglänge aufgetragen. Sie nimmt zwar mit zunehmender Fluglänge proportional zu $1/\sqrt{l}$ ab, die vorgegebene Genauigkeit von 10 % wurde aber nicht erreicht. Extrapoliert man die zu $1/\sqrt{l}$ proportionale Kurve in Abb. 2, so erhält man jedoch für eine Genauigkeit von 10 % eine Mittelungslänge, die mit den Ergebnissen von LENSCHOW und STANKOV (1986) übereinstimmt.

4 Spektren

Im numerischen Experiment nimmt die potentielle Temperatur einen rechteckigen Verlauf, der Vertikalwind folgt einem Cosinuspuls. Die analytische Berechnung der Spektren dieser Funktionen ergibt, daß die Breite der Pulse in den Minima der Spektren zu erkennen ist, während man ihren Abstand in den Maxima wiederfindet (MÜLLER-POPKES, 1991).

Der Vergleich mit den Spektren des numerischen Experiments zeigt, daß die Minima im Spektrum nur dann den Durchmesser der Thermalschläuche korrekt wiedergeben, wenn die Streuung der angeschnittenen Sehnenlängen der Zellen gering genug ist. (siehe Abb. 3). Wird die Streuung zu groß, so ist in den Minima der Zellendurchmesser nicht mehr zu identifizieren, so daß das Spektrum fehlinterpretiert werden kann.

Ähnliche Ergebnisse ergeben sich bei der Interpretation von Spektren bei Flügen durch Wolkenstraßen und geschlossene Zellen im Rahmen des Experiments ARKTIS88 westlich von Spitzbergen (BRÜMMER, 1989). Im Fall der Wolkenstraßen sind die geometrischen Abmessungen wie Breite der Aufwindgebiete und Abstand der Rollen den Maxima und Minima des Spektrums gut zu entnehmen und stimmen mit Beobachtungen überein. Aufgrund der unregelmäßigen Abmessungen der geschlossenen Zellen kann man aus deren Spektrum diese Größen nicht ableiten.

Bei der Interpretation von Spektren konvektiver Fälle sollte daher zuerst die Art der organisierten Konvektion festgestellt werden. Außerdem sollten die Spektren nicht für sich, sondern immer in Verbindung mit zusätzlichen Informationen betrachtet werden, um Fehlinterpretationen zu

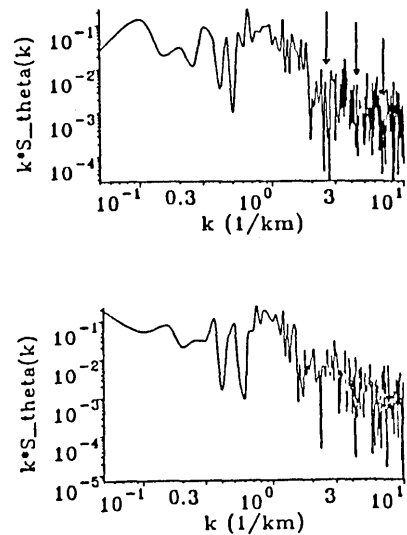


Abbildung 3: Spektren der potentiellen Temperatur aus dem numerischen Experiment. Oben: geringe Standardabweichung der angeschnittenen Sehnenlängen, unten: große Abweichung

vermeiden.

Literatur

- Brümmer, B. (Hg.):** ARKTIS 1988 — Field Phase Report. Hamb. Geophys. Einzelschr. Reihe B, Heft 6, 1989.
- Lenschow, D.H.; Stankov, B.B.:** Length Scales in the Convective Boundary Layer. J. Atmos. Sci 43 (1986), S. 1198 – 1209.
- Lumley, J.L.; Panofsky, H.A.:** The Structure of Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons, New York, 1964.
- Miura, Y.:** Aspect Ratios of Longitudinal Rolls and Convection Cells Observed during Cold Air Outbreaks. J. Atmos. Sci 43 (1986), S. 26 –39.
- Müller-Popkes, G.:** Simulation von Flugzeugmessungen in der konvektiven Grenzschicht und deren Analyse im Frequenzbereich. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover, 1991.

DER BÖHMISCHE WIND – EIN MARKANTES MESOMETEOROLOGISCHES PHÄNOMEN

Manfred Reiber

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Offenbach/M.

Die Erfahrungen zeigen und statistische Untersuchungen belegen es, daß der Bedarf an detaillierten, objektbezogenen Kurzfristvorhersagen eine steigende Tendenz aufweist. Den wachsenden Wunsch nach "maßgeschneiderten" Wettervorhersagen zeigt Tabelle 1 in überzeugender Weise.

Fernsprechanzeige	Zuwachs der Abrufzahl im Jahre 1990 gegenüber 1989 in %
Regionaler Bericht: das Feldbergwetter	+ 75,9 %
Medizinmet. Hinweise	+ 33,6 %
Straßenwettervorhersage	+ 32,2 %
Segelflugwetterbericht	+ 13,2 %
Seewetterbericht	+ 9,8 %

Tab.: 1 Zuwachs der Abrufzahlen im Fernsprechanzeigendienst im Jahre 1990 gegenüber 1989 in % (Zahlenwerte aus: "Interner Jahresbericht 1990" des DWD Nr. 42)

Die Kurzfristvorhersage, das Kernstück der Mesometeorologie, muß, ihrem Wesen entsprechend, 'maßgeschneidert' sein. Da aus objektiven Gründen hydrothermodynamische Modelle gegenwärtig solche Aussagen in der erforderlichen Qualität nicht liefern können, sind Fallstudien und statistische Untersuchungen mesometeorologischer Erscheinungen ein möglicher und gangbarer Weg, Einblick in die Natur dieser Phänomene zu erlangen, um sie vorhersagen zu können.

Der "Böhmische Wind" ist eine typische Erscheinung des Meso- β -Scales. Sein Auftreten ist an bestimmte Wetterlagen gebunden, die im Zusammenwirken mit den Besonderheiten des Reliefs

zur Entstehung dieses markanten Windes führen. Charakterisiert ist dieses Windphänomen durch sein plötzliches und überraschendes Einsetzen und seine ausgeprägte Böigkeit. Es ist ein südlicher Wind, der in Ostsachsen (Raum Görlitz, Bautzen, Dresden), insbesondere bei antizyklonalen Wetterlagen, nachts und in den frühen Morgenstunden, bevorzugt im Winter aber auch im Frühjahr und Herbst, auftritt (siehe Abb. 1).

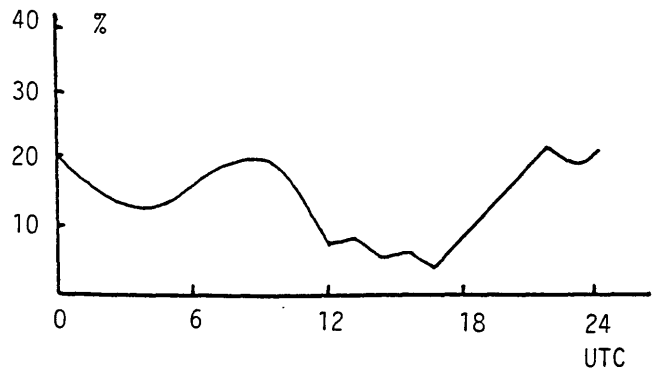


Abb.: 1 Tagesgang von Starkwind aus Süd bei antizyklonalen Südwest-Wetterlagen

Das Starkwindfeld erreicht in der Hauptphase seiner Entwicklung eine maximale Ost-West-Er Streckung von ca. 100 km, hat eine max. vert. Ausdehnung von 500 bis 700 m und dringt ungefähr 50 bis 70 km in das Tiefland vor. Die mittlere Andauerzeit derartiger Starkwindintervalle liegt bei 5 Stunden. Im Winter kommen häufiger längere Andauerzeiten als in den übrigen Jahreszeiten vor (siehe Abb. 2).

Die aus umfangreichen statistischen Untersuchungen abgeleiteten Vorhersageregeln für den "Böhmischen Wind" erlauben gute Vorhersagen und damit eine adäquate meteorologische Beratung des Bauwesens (Arbeit mit Kranen), des Straßenwinterdienstes und des Winterdienstes



Abb.: 2 Andauerzeit von Starkwind aus Süd
 — Winter —. — Sommer

der Deutschen Reichsbahn/Bundesbahn (vor allem bei Schneeverwehungen), bei der Durchführung von Flügen in geringen Höhen, bei der Einhaltung von Ordnung und Sicherheit, der Medien und der Öffentlichkeit. Das unterstreicht die praktische Bedeutung von Fallstudien und statistischen Untersuchungen spezieller mesometeorologischer Phänomene.

Literatur

Reiber, M.; Gumprecht, D.

Untersuchung der Windverhältnisse in Bautzen unter besonderer Beachtung der Entstehung und des Verhaltens starker Südwinde
 Dissertation 1987, Humboldt-Universität Berlin
 (unveröffentlicht)

Deutscher Wetterdienst

Interner Jahresbericht 1990, Nr. 42

KOPPLUNG VON KONDENSATION UND KOAGULATION IN EINEM PARAMETERVERFAHREN

Klaus D. Beheng und Jürgen Reinecke
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kernforschungszentrum Karlsruhe / Universität Karlsruhe

1. Einleitung

Die Prozesse Kondensation und Koagulation werden, wenn man von mikrophysikalischen Grundlagen ausgeht, durch entsprechende Terme der Bilanzgleichung für eine Tropfengrößenverteilungsfunktion beschrieben. Weil diese detaillierte spektrale Beschreibungsmethode numerisch meist sehr aufwendig ist, hat man schon früher nach einfacheren Möglichkeiten gesucht, diese Prozesse möglichst genau zu erfassen. Eine Möglichkeit ist, daß man die Entwicklung von Größen bestimmt, die durch Integration über die spektrale Bilanzgleichung entstehen. Es ergeben sich dann Tendenzgleichungen für z.B. die Anzahl-dichte und den Flüssigwassergehalt (sog. Momentengleichungen).

Für die Kondensationsmodellierung findet man in der Literatur verschiedenste Formen (z.B. Clark, 1974). Sie werden meist unbegründet angewendet und sind rigorose Approximationen der exakten Tropfenwachstumsgleichung. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich in ihrem ersten Teil mit der Gültigkeit solcher Approximationen.

Im zweiten Teil wird eine auf den Ergebnissen dieser Untersuchung aufbauenden Modellierung der simultanen Wirkung von Kondensation und Koagulation vorgestellt, wobei für den Koagulationsmechanismus ein bestehendes Verfahren verwendet wird.

2. Die integrale Kondensationsrate

Die Rate, mit der sich die Masse m eines einzelnen Tropfens mit Radius r durch Kondensation bzw. Verdunstung ändert, ist durch die Tropfenwachstumsgleichung

$$dm/dt = K(r) E(T) r (S - \alpha/r + \beta/r^3) \quad (1)$$

gegeben, wobei S = Übersättigung und α/r bzw. β/r^3 Krümmungs- bzw. Lösungsterm sind. Die Funktion $E(T)$ hängt nur von der Umgebungstem-

peratur T ab und $K(r)$ umfaßt alle radienabhängigen Korrekturfunktionen.

Die Änderungsrate des Flüssigwassergehalts L ist dann $\partial L/\partial t = \int (dm/dt) f(r) dr$ mit $f(r)$ = Tropfengrößenverteilungsfunktion. Setzt man Gl.(1) hierin ein, so resultiert die integrale Kondensationsrate approximativ in der Form

$$\partial L/\partial t = K(\hat{r}) E(T) (SM_1 - \alpha M_0 + \beta M_{-2}) \quad (2)$$

worin $K(\hat{r})$ = Korrekturfunktion für einen repräsentativen Radius \hat{r} und $M_i = \int r^i f(r) dr$ = i -tes Moment der Verteilungsfunktion $f(r)$ sind.

Die Festlegung von $K(\hat{r})$ erforderte eine detaillierte Untersuchung der Radienabhängigkeit von $K(r)$. Die Korrekturfunktion $K(r)$ setzt sich aus Beiträgen durch Effekte von Ventilation, durch gaskinetische Effekte (Berücksichtigung einer kinetischen Grenzschicht) und durch Effekte von Temperaturunterschieden zwischen der Tropfenoberfläche und Umgebung (Howell-Faktor) zusammen. Es zeigte sich, daß für Tropfen mit Radien $r \leq 50 \mu m$ Ventilationseffekte vernachlässigbar sind und der Einfluß gaskinetischer Effekte maßgeblich vom Wert des Massenakkommodationskoeffizienten μ_c abhängt. Bei Verwendung von $\mu_c = 1$ (Mozurkevich, 1986) darf für den Howell-Faktor ein konstanter Wert angenommen werden. Gl.(2) kann nur bei bekannter Verteilungsfunktion ausgewertet werden. Es wurden eine Lognormal- und eine Gamma-Verteilung verwendet. Bei deren Berücksichtigung ergab sich \hat{r} näherungsweise als der Radienwert, bei dem die Verteilungen ihr Maximum annehmen.

Die beiden gewählten Verteilungsfunktionen werden durch jeweils drei Parameter festgelegt. Weil sich bei bekannten N (= Gesamtanzahl der Tropfen) = const. und L nur zwei dieser Parameter berechnen lassen, wurde der dritte Parameter, zum einen der Radiusdispersionskoeffizient und zum anderen die Streuung, als konstant vorgegeben. Durch Einsetzen der erwähnten Verteilungsfunktionen lassen sich dann aus Gl.(2) und der

Bedingung, daß $\partial N/\partial t = 0$ Tendenzgleichungen für die restlichen Parameter ableiten.

Ein kritisches Problem bei der Lösung der Gln. war die Bestimmung der Anfangsbedingungen bei gegebener Übersättigung S , für die 0.1, 0.2 und 0.3 % gewählt wurden. Die Schwierigkeiten bestehen weniger in der Festlegung des Anfangswertes von N , der über die empirische Beziehung $N = cS^k$, $c, k = \text{const.}$, gewonnen wird, sondern vielmehr in der geeigneten Wahl eines Anfangswassergehaltes. Denn die Größe der aktivierten Tropfen, die bei gegebenem S existieren, hängt zum einen von der chemischen Zusammensetzung der Kondensationskerne ab und zum anderen von der Zeitdauer, bis das vorgegebene S erreicht wird. Um diesen Umständen Rechnung zu tragen, wurde angenommen, daß alle Kondensationskerne dieselbe Salzmasse (hier NaCl) haben und daß bei der Festlegung der Anfangsgröße der Tropfen eine 'mittlere' Übersättigung \bar{S} zu berücksichtigen ist. Für \bar{S} wurde diejenige Übersättigung gewählt, bei gerade halb soviel Tropfen wie bei der aktuell vorgegebenen aktiviert sind. Die mittlere Tropfenmasse \bar{x} ist dann diejenige, der sich im thermodynamischen Gleichgewicht einstellt (Köhler-Theorie). Damit sind die Anfangswerte für die Parameter der Verteilungsfunktionen festgelegt.

Die erwähnten Tendenzgln. wurden vor allem unter dem Gesichtspunkt numerisch ausgewertet, ob und unter welchen Bedingungen z.B. Lösungs- und/oder Krümmungsterm zu vernachlässigen sind. Als Referenzstandard wurden Ergebnisse, die mit der exakten integralen Kondensationsrate ermittelt wurden, herangezogen.

Die wichtigsten Ergebnisse sind:

1. Der Lösungsterm ist vernachlässigbar, solange das Tropfenspektrum nicht in der Mehrzahl Tropfen mit Radien $r \leq 1 \mu\text{m}$ enthält.
2. Eine zusätzliche Vernachlässigung des Krümmungsterms führt je nach gewählter Übersättigung zu einer Überschätzung des Wassergehaltes um bis zu 25 % .
3. Unter der Annahme, daß die untere Grenze der Momentenintegrale zeitlich konstant ist (, was sicherlich eine starke Vereinfachung der realen Verhältnisse ist), tritt zwar ebenfalls eine geringe Überschätzung des Wassergehaltes auf, der erlaubte Zeitschritt kann dann aber vom ursprünglichen Wert von 0.01 s auf bis zu 2 s angehoben werden.

4. Die Wahl unterschiedlicher Verteilungsfunktionen (Lognormal- bzw. Gamma-Verteilung) hat nur einen geringfügigen Einfluß auf das Endresultat. Die Formulierung mit der Gamma-Verteilung ist numerisch einfacher.

Diese Untersuchungen zeigen im besonderen, daß bei der Simulation von Kondensation mittels einer integralen Methode der Krümmungsterm nicht außer Acht gelassen werden darf. Dies steht im Gegensatz zu gängigen Ansätzen z.B. von Chaumerliac et al. (1987).

3. Kopplung von Kondensation und Koagulation

Für die Koagulationssimulation steht das Verfahren von Lüpkes et al. (1989) zur Verfügung. Es operiert ebenfalls mit Tendenzgleichungen für die Parameter von speziellen Verteilungsfunktionen, die im wesentlichen Gamma-Verteilungen sind. Diese Tendenzgleichungen wurden um diejenigen Terme, die die Kondensation beschreiben, erweitert. Um den numerischen Aufwand zu minimieren, wurde die untere Integrationsgrenze der Momententerme des Kondensationsverfahrens zeitlich konstant gesetzt.

Dieses kombinierte Verfahren wurde mit zeitlich konstanter und variabler Übersättigung getestet. Der Übersättigungsverlauf wurde probeweise auch so gestaltet, daß Untersättigungen und damit Verdunstungseffekte auftraten. In allen Fällen wurden befriedigende Ergebnisse erzielt, wenn auch der Zeitschritt zu 2 s gesetzt werden mußte. Das Koagulationsverfahren allein läßt einen Zeitschritt von 10 s zu.

4. Literatur

- Chaumerliac, N., Richard, E., Pinty, J.-P., 1987: Sulfur scavenging in a mesoscale model with quasi-spectral microphysics: Two-dimensional results for continental and maritime clouds. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3114 - 3126
- Clark, T.L., 1974: On modelling nucleation and condensation theory in eularian spatial domain. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 2099 - 2117
- Lüpkes, C., Beheng, K.D., Doms, G., 1989: A parameterization scheme for simulating collision / coalescence of water drops. *Beitr. Phys. Atmosph.* **62**, 289 - 306
- Mozurkevich, M., 1986: Aerosol growth and the condensation coefficient for water: A review.

AUSBREITUNGSEXPERIMENTE IM BEREICH DER "SOPHIENHÖHE"

Günter Zeuner und Karl Heinemann
Forschungszentrum Jülich GmbH
Abt. Sicherheit und Strahlenschutz
Postfach 1913, D-5170 Jülich

Im Zeitraum 1986 - 1990 wurden Ausbreitungsexperimente an der Abraumhalde "Sophienhöhe" durchgeführt. Die Sophienhöhe entstand seit 1980 durch den Braunkohletagebau 2 km entfernt vom Forschungszentrum Jülich (KFA) und erreichte die Höhe von 200 m. Sie bedeckt ein Gebiet von etwa $3 \times 4 \text{ km}^2$, an das in südöstliche Richtung das Tagebaugebiet grenzt. In den siebziger Jahren wurden im selben Gebiet Ausbreitungsparameter für das Gaußsche Fahnenmodell für ebenes Gelände bestimmt.

Ziel des Forschungsvorhabens war die Erstellung einer Datenbasis zur Validierung fortgeschrittener Strömungs- und Ausbreitungsmodelle. Die experimentellen Untersuchungen umfaßten SF_6 -Tracerexperimente mit Freisetzung aus 30 m oder 50 m Höhe und 0.5 - 2 km Entfernung zur Halde sowie meteorologische Langzeitmessungen am 120 m Turm der KFA, an sechs 10 m - 15 m Masten und mit einem Doppler-SODAR an der Sophienhöhe. In Intensivmeßphasen, die unter internationaler Beteiligung stattfanden, wurden Tetroons, Fesselballone, Radiosonden und Pilotballone, zusätzliche Doppler-SODARE und Masten sowie zusätzliche Tracer-Geräte eingesetzt.

Insgesamt wurden 69 Ausbreitungsexperimente bei unterschiedlicher thermischer Schichtung unter Bevorzugung von Schwachwindlagen durchgeführt. Dabei liegen für die meisten Experimente Konzentrationsmessungen an ca. 140 Positionen vor. Die Messungen zeigen, daß die Sophienhöhe die Windströmung und damit die Ausbreitung insbesondere bei stabiler atmosphärischer Schichtung beeinflusst. So ist die Umströmung im unteren Hangbereich

und ihre Auswirkung auf das Konzentrationsfeld deutlich erkennbar. In der Übergangsphase von labiler zu stabiler Schichtung nahe Sonnenuntergang wurden sehr breite Tracerfahnen beobachtet.

Als Beispiel für die Ausbreitung am Hügel bei stabiler Schichtung ist das Ergebnis eines Ausbreitungsexperimentes in Abb. 1 dargestellt. In der Abbildung sind die Höhenlinien der Sophienhöhe und des Tagebaus im Abstand von 25 m gezeichnet. Das KFA-Gelände ist durch den Polygonzug und die Ausbreitungsrichtung am Emissionsort durch den auf den Hügel gerichteten Pfeil angezeigt. Die Messungen zeigen, daß die Tracer-Fahne teilweise den Hügel überströmt und teilweise nach Norden abgelenkt wird.

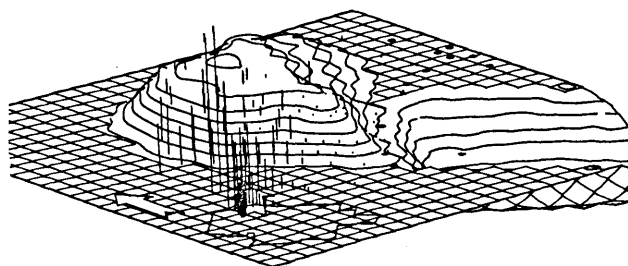


Abb. 1: Verteilung der zeitintegrierten Tracer-Konzentration am 31.08.1988, 20:00 - 20:30 MEZ. Länge der vertikalen Linien sind proportional zur Konzentration. Kreise zeigen Background oder niedrige Konzentrationen.

Zeuner, G. und Heinemann, K. (Herausgeber):
Third Field Experiment around the Isolated Hill Sophienhöhe in August/September 1988.
Method s-Experiments-Data Bank.
KFA-Bericht Jül-2388, September 1990

AKUSTISCHE FERNSONDIERUNG MESOSKALIGER STRUKTUREN DER PLANETARISCHEN GRENZSCHICHT

Günther Bull; Joachim Neisser
Heinrich-Hertz-Institut für Atmosphärenforschung
und Geomagnetismus, Berlin-Adlershof

Für die Untersuchung mesoskaliger Parameter und Prozesse, wie z.B. Fronten, Gewitter, lokale Strömungssysteme in urbanen oder maritimen Gebieten, interne Wellenprozesse, die mit den routinemäßigen meteorologischen Meßnetzen bzw. Standardgeräten nur schwer zu erfassen sind, bieten vor allem akustische Fernsondierungsverfahren (SODAR) günstige Möglichkeiten zur Erfassung dieser Prozesse in den untersten 300 bis 800 m der Atmosphäre.

Der Beitrag demonstriert Möglichkeiten der Erfassung und Beschreibung mesoskaliger Grenzschichtstrukturen mit Hilfe der am HHI entwickelten SODAR-Geräte während der internationalen und nationalen Grenzschichtexperimente KOPEX-86, JULEX-87 und JABEX-89 (NEISSER u.a. 1988, 1990; BULL, NEISSER 1991).

1. FRONTPASSAGEN

Im ersten Abschnitt wird die Erfassung von Frontpassagen mit einem Vertikal-SODAR gezeigt. Durch die hohe räumliche Auflösung von ca. 25 m und die zeitliche Auflösung von wenigen Minuten können interne Strukturierungen mit hoher Genauigkeit verfolgt werden. So kann die Veränderlichkeit des Höhenbereiches mit turbulenter Durchmischung z.B. für Fragen der Ausbreitung von Luftbeimengungen kontinuierlich überwacht werden.

2. SEEWIND-ZIRKULATION

Die tageszeitliche Variation im Windregime im küstennahen Bereich wird an Hand von SODAR-Aufzeichnungen und durch Parallelmessungen der bodennahen vertikalen Temperaturverteilung, der Windgeschwindigkeits- und -richtungsvariation sowie der Vertikalwinddispersion und der Wärmeströme in einer synoptischen Darstellung demonstriert. Die akustische Sondierung gestattet die routinemäßige Überwachung der Höherstreckung sowie der zeitlichen Variabilität der im küstennahen Bereich markanten und wichtigen Land-Seewindzirkulation.

3. SODAR-UNTERSUCHUNGEN VON KOHÄRENTEN STRUKTUREN (WELLEN)

Im folgenden soll untersucht und demonstriert werden, inwieweit mit SODAR-Geräten neben den üblichen Anwendungen zur Ermittlung des Windprofils und des Rückstreu-SODARgramms mit Doppler-SODAR- und auch mit einfachen Vertikal-SODAR-Geräten vielfältige Aussagen über mesoskalige Strukturen der PGS, insbesondere von Schwerewellen, gewonnen werden können.

3.1 Untersuchungen mit Doppler-SODAR in Meßnetz-Konfiguration

Während des internationalen Experimentes JABEX-89 wurde vom Heinrich-Hertz-Institut zur Untersuchung von Wellenphänomenen ein Doppler-SODAR-Meßnetz mit Basislängen von 350-450 m errichtet.

Aus Kreuzspektral-Analysen gewonnene Wellenparameter zeigen in einer dargestellten Fallstudie ähnliche Geschwindigkeiten und Richtungen der Wellen wie die mit dem Sensitron-SODAR gewonnenen Winddaten; die markanten zeitlichen Änderungen der Richtungen und Geschwindigkeiten erfolgten jedoch für die Wellen einige Stunden früher. Die Spektren der Vertikalwindgeschwindigkeit weisen für die Fallstudie Maxima bei ca. 3 min Periode auf, aus den Messungen am 200-m-Mast wurde eine Brunt-Väisälä-Periode von 4 min ermittelt.

3.2 Rechnergestützte Abtastung von oszillierenden Schichtstrukturen
Mit Hilfe eines "Verfolgungs-Algorithmus" wurden aus den Höhenkanal-Zeit-Daten Zeitreihen der Höhenvariationen der Maxima der Rückstreu-Intensität durch punktweise Kreuzkorrelation gewonnen. Aus den Displacement-Spektren wurden für 16 untersuchte Events von bodengebundenen und freiliegenden Strukturen (meist Boden- und freie Inversionen) mittlere vertikale Displacement-Amplituden von 55 bzw. 59 m bei mittleren Höhen der Schichten von 140 bzw. 300 m ermittelt.

3.3 "Vertikal-Kohärogramm"
Für einen Höhenbereich bis 700 m Höhe wurden für jeweils benachbarte Höhenkanäle gleitend Kohärenzspektren berechnet und in einem als Vertikal-schnitt-Kohärogramm bezeichneten Höhen-Perioden-Diagramm Isolinien der Kohärenz mit gleichen Signifikanzschwellen dargestellt. In mehreren Höhen ergibt sich für bestimmte Periodenbereiche eine hochsignifikante Kohärenz, die auf Wellenprozesse schließen läßt.

Unabhängig durchgeführte rechnergestützte Abtastungen von oszillierenden Schichtstrukturen nach dem "Verfolgungsalgorithmus" zeigen übereinstimmende Höhen.

3.4 Synchronmessungen von SODAR und Schwerewellen-Meßnetz

Synchronmessungen mit Vertikal-SODAR und dem Mikrobarographen-Meßnetz des HHI in Juliusruh/Rügen zeigen in dem für Wellen in der PGS typischen kurzperiodischen Periodenbereich von wenigen Minuten eine Übereinstimmung im Verlauf der Maxima und Minima in den Displacementspektren der Rückstreu-Intensität und den Druckspektren und erhärten damit die mit Hilfe der verschiedenen Methoden abgeleiteten Hypothese, daß es sich bei den untersuchten kohärenten wellenförmigen Prozessen um atmosphärische Schwerewellen handelt, quod erat demonstrandum.

LITERATUR

- NEISSER, J.; BULL, G.; WEIMANN, M.; EVERS, K.; WEISS, E.; KEDER, J.; PETENKO, I.V.: Results of sodar investigations of the structure of the planetary boundary layer. Proc. Field Exp. KOPEX-86, Czech. Acad. Sci, Prague, 109-141, 1988.
- NEISSER, J.; FOKEN, Th.; BULL, G. u.a.: Ausgewählte turbulente und mesoskale Prozesse in der Kontaktzone Meer - Land. Z. Meteorol., 40, 38-49, 1990.
- BULL, G.; NEISSER, J.: Acoustic sounding of mesoscale structure in the Planetary Boundary Layer. Proc. Inter. Meet. Appl. SODAR and LIDAR Techn. in Air Pollution Mon. (EURASAP), Krakow, Poland, IV. 1-19, 1991.

Michael K. Goesch

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Bibliothek/Dokumentation

Seit 1989 besteht beim Deutschen Wetterdienst die bibliographische Datenbank M E T L I S . Sie stellt das Kernstück eines künftig zu schaffenden Fachinformationssystems Meteorologie dar. Mit Hilfe von METLIS werden Literaturrecherchen zu meteorologischen Fachthemen durchgeführt. Das Meteorologische Literaturinformationssystem wurde in der Bibliothek des DWD entwickelt, dort wird es auch unterhalten und laufend um die neuen Zugänge ergänzt

Was ist in METLIS enthalten ?

METLIS enthält alle Titelaufnahmen des gesamten meteorologischen Schrifttums, das bei der Bibliothek des DWD seit 1970 gesammelt wurde. Demnächst kommen noch die Jahrgänge 1967 bis 1969 hinzu, dann umfaßt die Datenbasis über 120 000 Titelaufnahmen aus 25 Jahrgängen.

Die Literatur wird formal erfaßt und mittels DK (Dezimalklassifikation) klassifiziert, d.h. inhaltlich erschlossen. Die ausgewertete Literatur umfaßt neben Monographien und Zeitschriftenaufsätzen auch Diplom- und Doktorarbeiten, Projekt- und Konferenzberichte, Reports u.s.w., also auch die sogenannte Graue Literatur.

Die gesamte in METLIS zitierte Literatur ist in der Bibliothek des DWD vorhanden.

Was leistet METLIS?

Man kann sich aus METLIS alle zu einem meteorologischen Thema enthaltenen Literaturhinweise ausgeben lassen. Für die thematische Suche, z.B: "anthropogene Einflüsse auf das Klima", werden in erster Linie die DK-Zahlen benutzt. Aber auch die Suche nach frei gewählten Begriffen aus dem Titel der Veröffentlichung (Stichwörter) oder z.B. nach Verfassern bzw. nach Kombinationen dieser Kategorien ist möglich. Das Ergebnis wird in ansprechender Form ausgegeben, je nach Wunsch sortiert, z.B. in chronologischer Folge.

Die Literaturrecherche:

Die Feldstruktur der Datensätze in METLIS sowie der Aufbau der Recherchemaske entsprechen dem sogenannten Kategorienschema der Titelaufnahme. Einige der Felder sind sogenannte SUCHFELDER, d.h. man kann in ihnen suchen, andere sind nur ANZEIGEFELDER, sie können lediglich angezeigt werden.

Für die Recherche stehen verschiedene "Werkzeuge" zur Verfügung:

Eine Maske, in der man mit der MATCH-Funktion suchen kann, sowie der FIND - und der LOOK - Befehl mit ihren Argumenten.

Beim MATCH in der Recherchemaske schreibt man einfach den Suchbegriff, z.B. eine DK-Zahl, einen Verfassernamen oder ein Wort aus dem Sachtitel, in das betreffende Feld und startet so die Recherche. Dabei können auch gleich mehrere Suchbegriffe mit dem logischen AND bzw. OR verknüpft werden. Die Suchbegriffe können auch in verschiedenen Feldern (Kategorien) stehen. Das Ergebnis dieses Suchvorgangs wird jeweils als sogenanntes RESULT SET abgespeichert. Es steht für die weitere Bearbeitung mit dem FIND - Befehl zur Verfügung, z.B. zur Verknüpfung mit anderen RESULT SETs zum Zwecke der logischen Einschränkung des Suchergebnisses. Hierfür stehen die Operatoren AND, OR und AND NOT zur Verfügung.

Der LOOK - Befehl gestattet den sogenannten Blick ins Wörterbuch:

Da die Suchfelder in METLIS invertiert sind, kann man sich alle Wörter bzw. Zeichenfolgen, die in dem betreffenden Suchfeld vorkommen, in alphabetischer Reihenfolge anzeigen lassen. Von der LOOK - Liste aus kann man direkt eine Recherche starten.

Aktive Information:

Mit Hilfe von METLIS werden die monatlich erscheinenden "Zugänge der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes"

sowie der Referatedienst "DOKMET - DWD" erstellt.

Darüberhinaus ist geplant, künftig PROFILDIENSTE anzubieten:

Wissenschaftler, denen die "Zugänge" zuviel "Ballast" enthalten, können eine Literaturrecherche speziell nach ihrem Interessengebiet "abonnieren", wenn sie wie bei einer Einzelrecherche ihr "scope" genau definieren. Sie bekommen dann in regelmäßigen Abständen Literaturhinweise zu ihrem Thema ausgegeben.

Ausblick:

Mit einem demnächst zu erwartenden neuen Release zum Betriebssystem der CY 860 wird es voraussichtlich auch eine völlig neue Version der Datenbanksoftware geben. IM/DM soll dann durch BASISplus abgelöst werden.

Möglicherweise wird damit eine Verbesserung der Benutzeroberfläche zu bewerkstelligen sein. Aber auch in der jetzigen Form ist METLIS ein "mächtiges Werkzeug" für die Aufgabe der Vermittlung von Fachinformation im DWD und durch den DWD.

Literatur:

GOESCH, M.: METLIS - Das Meteorologische Literaturinformationssystem des DWD.

Promet 21 (1991) Nr. 3/4, S. 113 - 115

AKUMET - Ein Fachausschuß stellt sich vor

W.-J. Kost / M. Wilhelm

Fachausschuß AKUMET

1. Gründung und Zielsetzung

1975 wurde in Offenbach der "Arbeitskreis Umwelt-Meteorologie" gegründet. In der Zwischenzeit stiegen die Mitgliederzahlen und es ist aus dem reinen Arbeitskreis ein eigenständiger Fachausschuß, innerhalb der DMG e.V., mit klar umrissener Aufgabe und Zielsetzung geworden. Derzeit liegt dem AKUMET ein Stamm von 58 Mitgliedern zugrunde.

Aufgabe dieses Fachausschusses ist es, den Erfahrungsaustausch unter den Meteorologen im Bereich Umwelt zu fördern z.B. durch regelmäßige Treffen der Umwelt-Meteorologen, durch Veranstaltung von Fortbildungstagen oder durch z.B. das 1990 veranstaltete DMG-Seminar in Hamburg "Werkzeuge des Umwelt-Meteorologen (MET TOOLS)".

Einen weiteren Überblick über die derzeitigen Aufgabengebiete eines Umwelt-Meteorologen zeigte dieses letztgenannte DMG e.V.-Seminar, das mit 210 interessierten Teilnehmern großen Anklang fand.

Als letzte Veranstaltung der DMG e.V. vor der Wiedervereinigung Deutschlands am 03. Oktober 1990 zeigten die hier veröffentlichten Beiträge (Meteorologische Rundschau, Heft 1 - 4, Jahrgang 44) der Meteorologen im neuen Teil der Bundesrepublik Deutschland, die Arbeitsweise der ehemaligen DDR und durch die enge Verknüpfung auch der anderen Länder Osteuropas.

2. Berufsgruppen und Inhalte

Im Rahmen der oben aufgeführten Veranstaltung wurden die Teilnehmer in der Umfrage "who is who" befragt, wo Umwelt-Meteorologen tätig sind und welche Aufgaben dabei bewältigt werden.

Diese Umwelt-Meteorologen oder die in diesem Bereich tätigen Personen (z.B. Physiker) verteilen sich auf folgende Berufszweige:

Behörden (DWD, Geophys., Landesanstalten) 39,7 %

Universitäten (Meteorologische Institute, Ingenieurtechnische Institute) 26,5 %

Industrie (Sachverständigenbüros, Ingenieurbüros) 23,5 %

Verbände 10,3 %.

Die aus der Umfrage genannten Aufgaben in den jeweiligen Berufsgruppen spiegeln die anstehenden aktuellen Fragen wieder.

- Ausbreitungsrechnung von Luftbeimengungen
- Stadtklimatologie
- Bauleitplanung, z.B. Verkehrsführungsfragen
- Standortuntersuchungen im Rahmen einer UVU/P
- Um- und Überströmung von Bauwerken, z.B. Windkanalsimulation
- Ermittlung von Frischluftschneisen und Kaltluftabflüssen
- Interpretation von Immissionsdaten bei meteorologischen Besonderheiten, z.B. Smog-Situation, Rückströmungen
- Störfallausbreitungsuntersuchung

Darüber hinaus sind ein Großteil der AKUMET-Mitglieder im interdisziplinären Kontakt, auch im Ausland, mit anderen Wissenschaftlern tätig. Dies spiegelt sich in der regen Mitarbeit von AKUMET-Mitgliedern z.B. in Fachausschüssen und Arbeitsgruppen des VDI/DIN e.V. wieder.

3. Weitere Entwicklung und Zukunftsperspektiven

Eine interessante Entwicklung ist auch im Bezug auf die Zertifizierung von beratenden Meteorologen durch die DMG e.V. zu verzeichnen. Im letzten Jahr wurden die ersten Zertifizierungen durch die DMG e.V. für Umwelt-Meteorologen erteilt.

Im Zuge der allgemeinen EG-Zertifizierungsfragen geht hier die DMG e.V. deutlich wieder den anderen wissenschaftlichen Gesellschaften voraus.

Hintergrund für diese Entwicklung ist unter anderem sicherlich, daß fakultätsfremde Sachverständige sich immer häufiger mit meteorologischen und klimatischen Themen auseinandersetzen. Daß dies sich zum Teil auch auf die Qualität der Arbeit und der Gutachten in der Vergangenheit niedergeschlagen hat, ist nicht überraschend.

Ursache hierfür ist sicherlich auch ein Defizit in der Nutzung der wertvollen praxisorientierten Erfahrung aus dem Fachausschuß AKUMET. Öffentlichkeitsarbeit, wie z.B. das im Ausschuß in Arbeit befindlichen Informationsblatt "kommunale Entwicklung unter Berücksichtigung klimatischer Aspekte", kann sicher zu einer notwendigen Steigerung der Position der DMG e.V. und ihrer Institutionen führen.

Die folgenden Beispiele AKUMET-UVP-KLIMA sowie Stadtklima und Immissionsprognose sollen einen kleinen Ausschnitt aus dem Tätigkeitsspektrum von AKUMET-Mitgliedern darstellen.

KLIMATOLOGIE und BAULEITPLANUNG - Übersichtsposter

W.-J. Kost und S. Reis

Fachausschuß AKUMET

Einleitung

Der knapper werdende Wohnraum sowie die ständige kommunale Expansion führt vielerorts zu scheinbar unüberbrückbaren Konflikten zwischen der Anforderung nach Erhaltung der lokalen Klimaverhältnisse und unterschiedlichsten Baumaßnahmen wie z.B. Gewerbeansiedlung, Wohnbebauung und Verkehrsstrassen.

Jede dieser Maßnahmen greift lokal, oft aber auch regional in die bestehenden Klimaverhältnisse ein.

Es gilt daher, den Eingriff in diese Klimaverhältnisse so zu gestalten, daß möglichst günstige Klimaverhältnisse in Städten und Gemeinden erhalten bleiben oder sich ergeben.

Definition Stadtklima

Vielfach ist für Nicht-Meteorologen der Begriff Stadtklima ein diffuser Begriff, sodaß hier eine kurze Definition angegeben werden soll. Unter Stadtklima versteht man nach SCHIRMER et al. (1987, Seite 364),

das gegenüber dem Umland stark modifizierte Mesoklima von Städten und Industrieballungsräumen. Es umfaßt das gesamte Volumen der bodennahen Luftschicht oberhalb und in unmittelbarer Umgebung der Stadt bzw. städtische Grenzschicht. Verursacht wird es durch die Art und Dichte der Bebauung, das Wärmespeichervermögen der Baustoffe, die Versiegelung des Bodens, das Fehlen der Vegetation, durch einen veränderten Wasserhaushalt und die vermehrte Emission von Abgasen, Aerosolen und Abwärme.

Wechselseitig bedingend ergeben sich daraus markante Phänomene des Stadtklimas, etwa die Entstehung einer Wärmeinsel, erhöhte Lufttrübung (Dunstglocke), reduzierte Windgeschwindigkeit und -zirkulation, vermehrte Niederschläge und verminderte UV-Einstrahlung. Die bioklimatische Belastung durch Luftbeimengungen bzw. Smog und Schwüle kann beträchtlich sein. Positiv wirken sich v.a. Grün- und Wasserflächen innerhalb des Stadtgebietes aus.

In der Abbildung 1 sind die Einflußgrößen auf das Stadtklima und in Tabelle 1 die charakteristischen Größen der Klimafaktoren mit ihrer Änderungsvarianz angegeben (SCHIRMER et al. 1987, Seite 366).

Aufgabe in der Bauleitplanung

Diese Zusammenhänge sind in zunehmendem Maße ins Bewußtsein der Öffentlichkeit gerückt und nicht mehr allein den Stadtplanern vorbehalten. Belege für die hohe Bedeutung siedlungsbedingter Klimavorgänge im Rahmen der Bauleitplanung sind folgende Entwicklungen:

- Ausdrückliche Berücksichtigung des Umweltschutzes im Baugesetz (1986) und hier insbesondere das Klima und die Luftreinhaltung

- Gesetz zur Umweltverträglichkeitsprüfung von 1985

- Sonderuntersuchungen wie:

- * Flächenhafte Ermittlung von Temperatur und Feuchte
- * Aufnahme von Windfelduntersuchung und Prüfung der Übertragbarkeit von Winddaten der nächstgelegenen Station des Deutschen Wetterdienstes
- * Ermittlung von Frischluftschneisen und Kaltluftabflüssen
- * Vertikalsondierungen
- * Bestimmung und Bewertung klimaaktiver Flächen

Die Einbindung dieser Untersuchungen in die gesetzlichen Vorgaben stellt hohe Anforderungen an die Bearbeiter. Hier sollten nur entsprechend ausgebildete Personen tätig werden.

Neben der Anforderung an die Projektbearbeiter für die klimatischen Fragen in der Bauleitplanung sollten aber auch die Kommunen und Behörden sich noch mehr und intensiver mit den Fragen der Stadtklimatologie auseinandersetzen, denn die Stadt ist neben der Wohnung, der vom Mensch am häufigsten empfundene Bereich.

Abbildung 1: Vertikale Temperaturprofile (schematisch und Belüftung über dem Freiland und über eine Stadt in einem Tal in eine Strahlungsnacht

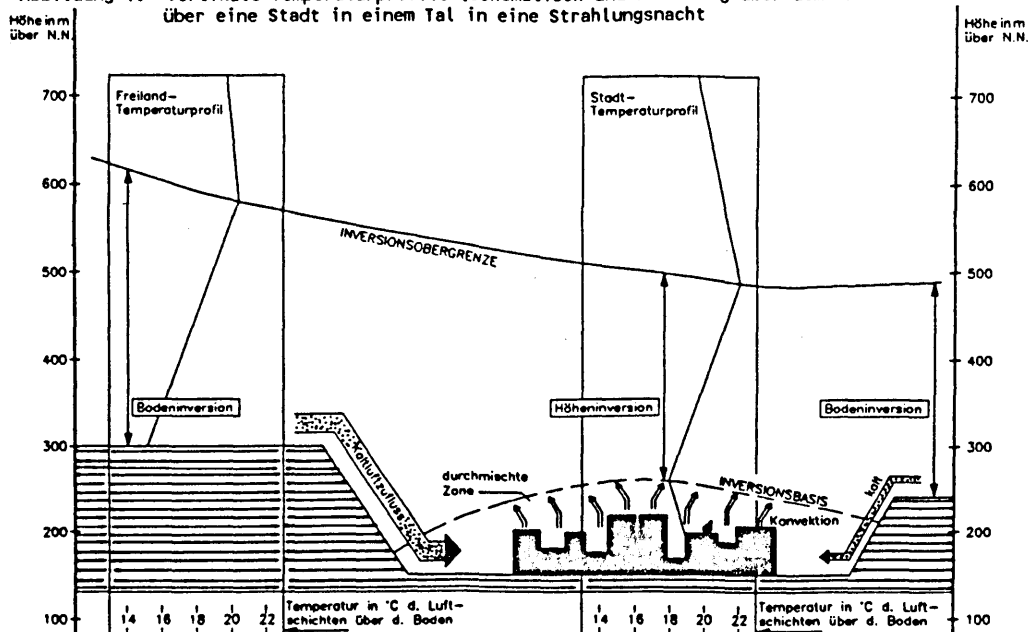


Tabelle 1:

Stadtklima: mittlere Veränderung von Klimaelementen durch Stadteinfluß (nach H.E. Landsberg)		
Element	charakteristische Größen	Änderung gegenüber nicht bebauten Gebieten (+ mehr, - weniger)
Luftbeimengungen	Kondensationskerne gasförmige Verunreinigungen Staub	+ 10- bis 100 mal + 5- bis 25 mal + 10- bis 50 mal
Wolken	Bedeckung Nebel (Winter) Nebel (Sommer)	+ 5 bis + 10 % + 100 % + 20 bis 30 %
Niederschlag	Höhe (mm) Tage mit ≥ 5 mm Regen Schneefall	+ 5 bis + 10 % (im Lee) + 10 % - 5 bis - 10 %
relative Feuchte	Winter Sommer	- 2 % - 8 %
Strahlung	Globalstrahlung (horizontale Oberfläche) UV (Winter) UV (Sommer) Sonnenscheindauer	- 10 bis - 20 % - 30 % - 5 % - 5 bis - 15 %
Temperatur	Jahresmittel Winterminima Heizgradtage frostfreie Tage	+ 0,5 bis + 1,5 K + 1 bis + 2 K - 10 % + 10 %
Windgeschwindigkeit	Jahresmittel Windstille Spitzenböen	- 20 bis - 30 % + 5 bis + 20 % - 10 bis - 20 %

Aus diesem Grund erarbeitet zur Zeit eine Arbeitsgruppe im Fachausschuß AKUMET ein Informationsbogen für Kommune und Behörde mit dem Ziel, ähnlich wie bei dem Heft "Städtebauliche Klimafibel (1990)" Aufklärung zum Thema Stadtklima und Anforderungen an Untersuchungen im Bezug auf Klima - Bauleitplanung zu leisten.

Es gibt eine Reihe von Beispielen, wie diese Anforderungen in der Vergangenheit umgesetzt wurden.

Als konkrete Fälle können die Klimauntersuchungen des Kommunalverbandes Ruhr (KVR) zu Dortmund (STOCK et al. 1986) oder Essen (BECKRÖGE et al. 1985) angesehen werden. Die Ergebnisse solcher Untersuchungen können dann sogenannte Klimafunktionskarten (Abbildung 3, nur auf Poster) sein.

Sie liefern wichtige Planungshilfen, die von den Kommunen in der weiteren Entwicklung im Bebauungsplan Eingang finden sollten.

Literatur

SCHIRMER et al.:
Meyers kleines Lexikon der Meteorologie
Meyers Lexikonverlag 1987

BEKANNTMACHUNG DES BAUGESETZBUCHES VOM 08.12.1986
Bundesgesetzblatt 1, Nr. 64, Seite 2253

RAT DER EUROPÄISCHEN GEMEINSCHAFT:
Richtlinie über die Umweltverträglichkeitsprüfung bei bestimmten öffentlichen und privaten Projekten
Richtlinie Nr. 58/337 EWG, EG, Nr. L 175 vom 05.07.1985,
Seite 40

INNENMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG
Städtebauliche Klimafibel:
Ausarbeitung der Forschungsgemeinschaft Bauen und Wohnen. Neuaufgabe 1990

STOCK, P., BECKRÖGE, W., KIESE, O., KUTTLER, W., LÜFTNER, K.:
Klimaanalyse der Stadt Dortmund
herausgegeben vom Kommunalverband Ruhrgebiet 1986

BECKRÖGE, W., STOCK, P.:
Klimaanalyse Stadt Essen
Planungsheft Ruhrgebiet
P 0 15, KVR Essen, 1985

Geruchsstoffausbreitungsrechnungen am Beispiel einer Firma zur Dekorplattenherstellung vor und nach Durchführung von Sanierungsmaßnahmen

S. Reis, W.-J. Kost
ECOPLAN - Institut für Immissionsschutz GmbH, Donzdorf

Einleitung:

Häufiges Ziel gutachterlicher Stellungnahmen im Rahmen von Genehmigungs- und Bauleitplanverfahren ist die Ermittlung der Geruchswahrnehmungen in der Umgebung geruchsemittierender Anlagen.

Eine Möglichkeit, die Geruchsstoffimmissionen zu ermitteln, kann anhand von Geruchsstoffmessungen mit Hilfe der Olfaktometrie, gemäß VDI-Richtlinie 3881, Blatt 1 - 3 und einer sich anschließende Geruchsstoffausbreitungsrechnungen, erfolgen.

Aufgabenstellung

Im vorliegenden Beispiel sollten aufgrund von intensiven Nachbartschaftsbeschwerden Geruchsstoffeinwirkungen um einen Betrieb zur Dekorplattenherstellung ermittelt werden.

Hierzu wurden Geruchsstoffemissionsmessungen durchgeführt und eine Geruchsstoffimmissionsprognose erstellt.

Tabelle 1: (Emissionssituation vor Sanierung)

Meßstelle	Abgasvolumenstrom Normzustand [m ³ /h]	Abgastemperatur [°C]	Geruchsstoffkonzentration [GE/m ³]	Geruchsstoffstrom [MGE/h]	Emissionsbeitrag [%]	Emissionsniveau [m]
Imprägnierhaube	6950	20	362 575	4,4	0,7	10,0
Trockenfeld	7850	110	512 645	8,2	1,2	10,0
Schichtstoffpresse A	7810	38	60	0,4	0,1	8,8
Schichtstoffpresse B	6900	24	108	0,7	0,1	7,8
Postforminganlage	13800	18	136 171	3,7	0,6	6,0
Trockner und Heißgaserzeuger	55200	112	9740	537,6	80,0	35,0
Spanplattenpresse Hauptpresse A Plattenwender	21500 14000	42 40	1625/575 542/683	37,4 15,8	5,6 2,3	17,5 7,5 *)
Spanplattenpresse Hauptpresse B Plattenwender	30000 8090	45 35	1448/767 575/542	54,7 8,6	8,1 1,3	17,5 6,5 *)

*) Ableitung über Dach

Zur Übersicht sind die relevanten Emissionsquellen vor der Sanierung in der Tabelle 1 dargestellt.

Zur Prognose der Geruchsstoffimmission ist eine dreidimensionale meteorologische Ausbreitungsklassenstatistik über einen 10-jährigen Beobachtungszeitraum nötig.

Für den Standort der Anlage lag keine 3-dimensionale Windstatistik des Deutschen Wetterdienstes (DWD) vor.

Mit Hilfe 1-jähriger Windmessungen gemäß VDI-Richtlinie 3786, Blatt 2 und unter Einbeziehung einer in der Nähe gelegenen langjährig betriebenen DWD-Station wurde eine Ausbreitungsklassenstatistik, gemäß REIS (1991) synthetisiert.

Die anschließend durchgeführte Immissionsprognose zeigte, daß erhebliche Belästigungen im Sinne des BImSchG (1990) auftraten (vgl.

Abb. 1) und ein Sanierungskonzept entwickelt werden mußte. Als Beurteilungsgrundlage galt der Runderlaß von Nordrhein-Westfalen.

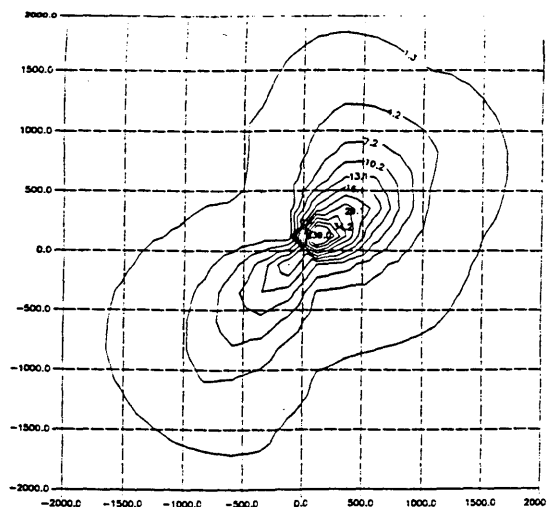


Abbildung 1: Isolinien der Geruchsstoffimmissionen als Überschreitungshäufigkeit in % der Jahresstunden von 3 GE/m³ vor der Sanierung

Tabelle 2: (Emissionssituation nach Sanierungsmaßnahmen)

Meßstelle	Abgasvolumenstrom Normzustand [m ³ /h]	Abgastemperatur [°C]	Geruchsstoffkonzentration [GE/m ³]	Geruchsstoffstrom [MGE/h]	Emissionsbeitrag [%]	Emissionsniveau [m]
Imprägnierhaube	6950	20	362 575	4,4	0,7	10,0
Trockenfeld	7850	110	512 645	8,2	1,2	10,0
Schichtstoffpresse A	7810	38	60	0,4	0,1	8,8
Schichtstoffpresse B	6900	24	108	0,7	0,1	7,8
Postforminganlage	13800	18	136 171	3,7	0,6	6,0
Trockner und Heißgaserzeuger	156897	75	6500	357,0	91,0	35,0 **) 45,0 **) 55,0 **)
Spanplattenpresse Raumlufte A	44149	30	200	8,8	2,2	17,5
Spanplattenpresse Raumlufte B	40545	30	200	8,1	2,1	17,5

*) Ableitung über Dach
**) alternative Schornsteinhöhe

Konzept der Sanierung

Wie aus der Emissions-Ist-Situation zu erkennen ist (Tabelle 1), wurden Produktionsanlagenteile mit entsprechenden hohen Geruchsstoffmassenströme als Hauptemittenten festgestellt.

Im Rahmen des Sanierungskonzeptes wurden Abluftreinigungsanlagen, verfahrenstechnische Änderungen, sowie Neuanlagen vorgesehen.

Zur Übersicht sind die danach verbliebenen relevanten Emissionsquellen für den Fall nach der Sanierung in der Tabelle 2 dargestellt. Die technischen Möglichkeiten einer Reduzierung der Geruchsstoffkonzentrationen bzw. Geruchsstoffströme wurden mit diesen Sanierungsmaßnahmen ausgeschöpft.

Abschließend galt es die Frage zu klären, ob der bestehende Schornstein des Trockners und Heißgaserzeugers mit $H = 35$ m über Grund, der gleichzeitig der Hauptemittent in der Gruppe von insgesamt 15 Emittenten war, ausreichend hoch ist oder im Sinne einer weiteren Geruchsstoffemissionsminderung erhöht werden muß.

Für die in Tabelle 2 angegebenen 3 Schornsteinhöhen wurden nun jeweils neue Immissionsprognosen erstellt (vgl. Abb. 2, 3 und 4).

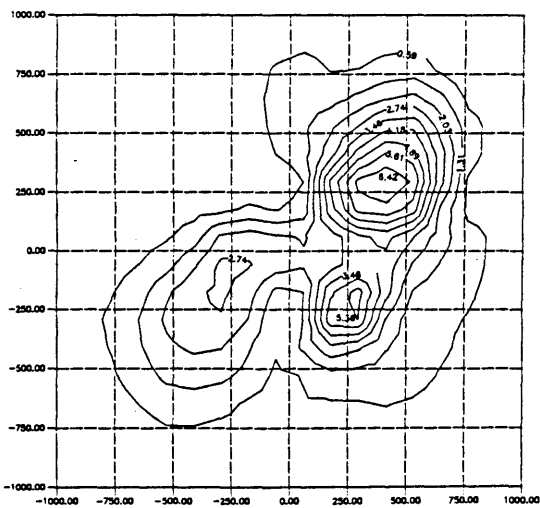


Abbildung 2:
Isolinien der Geruchsstoffimmissionen als Überschreitungshäufigkeit in % der Jahresstunden bei $H = 35$ m über Grund.

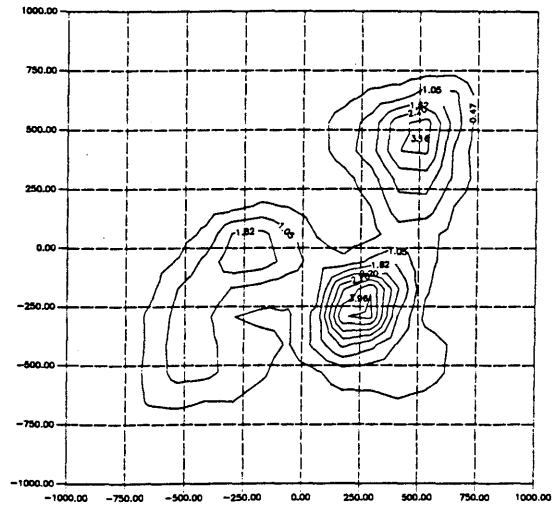


Abbildung 3:
Isolinien der Geruchsstoffimmissionen als Überschreitungshäufigkeit in % der Jahresstunden bei $H = 45$ m über Grund

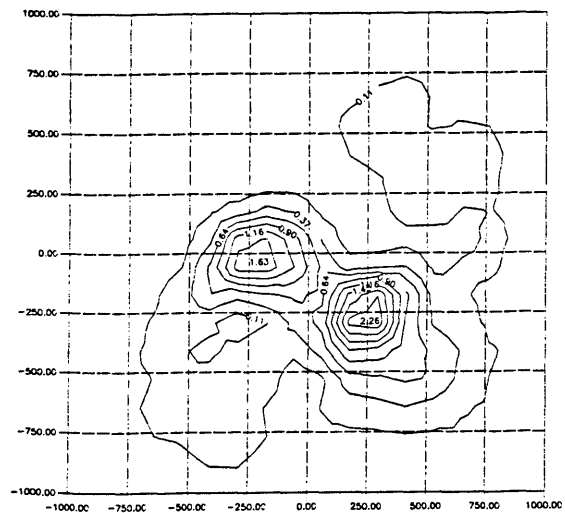


Abbildung 4:
Isolinien der Geruchsstoffimmissionen als Überschreitungshäufigkeit in % der Jahresstunden bei $H = 55$ m über Grund

Erst bei einem Niveau von 55 m wird an keinem Aufpunkt im Beurteilungsgebiet eine Überschreitungshäufigkeit ≥ 3 % der Jahresstunden festgestellt.

Schlußbemerkung

Nach Durchführung des vollständigen Sanierungskonzeptes konnte davon ausgegangen werden, daß durch den Betrieb der Gesamtanlage keine schädlichen Umwelteinwirkungen oder erhebliche Belästigungen bezüglich Gerüche im Sinne des § 1 Bundes-Immissionsschutzgesetzes zu erwarten sind.

Die dominante Emissionsquelle, Trockner und Heißgaserzeuger, mit einem Emissionsniveau $H = 35$ m über Grund, führte in der Ausbreitungsrechnung zu einem Maximum der Geruchsstoffimmission nordöstlich der Anlage.

Vergleicht man diese Ergebnisse der Ausgangs- und Endsituation (Abb. 1 und 4), so fällt eine Verschiebung der Immissionsmaxima auf.

Dies erklärt sich durch die starke Reduzierung des Geruchsstoffstromes und durch die Erhöhung des Emissionsniveaus (vgl. hierzu die Tabellen 1 und 2).

Durch diese Reduzierung treten nun die niedrigeren und verbliebenen Quellen, die früher durch die großen Geruchsstoffströme des Heißgaserzeugers und der Spanplattenpressen zugedeckt wurden, besser zutage.

Mit zunehmender Höhe des Schornsteines verliert diese Emissionsquelle wegen der besseren Verdünnung an Bedeutung, d.h. die restlichen Emissionsquellen, die alle wesentlich niedriger sind, tragen jetzt hauptsächlich zur Geruchsstoffimmission bei.

Erkennbar ist dies am Maximum der Geruchsstoffimmission, nach Erhöhung der Hauptquelle auf $H = 55$ m, das aufgrund der räumlichen Lage nun südöstlich des Betriebes zu finden ist. Dieses Nebenmaximum war durch das Immissionsfeld des Hauptemittenten völlig abgedeckt.

Mit dieser iterativen Immissionsprognose konnte gezeigt werden, wie man in der Praxis technische Sanierungsmaßnahmen prognostisch unterstützen kann.

Die hier vorgestellte Methode befindet sich seit mehreren Jahren in der praktischen Anwendung. Sie wird häufig bei gutachterlichen Stellungnahmen im Rahmen von Genehmigungs- und Bauleitplanverfahren zur Beantwortung der Frage, ob in einem Wohngebiet erhebliche Belästigungen bezüglich Gerüche auftreten können, eingesetzt.

Literatur

VDI-RICHTLINIE 3881, BLATT 1:
Olfaktometrie; Geruchsschwellenbestimmung; Grundlagen
05/86
Beuth-Verlag GmbH, Berlin, Köln

VDI-RICHTLINIE 3881, BLATT 2:
Olfaktometrie; Geruchsschwellenbestimmung; Probenahme;
01/87
Beuth-Verlag GmbH, Berlin, Köln

VDI-RICHTLINIE 3881, BLATT 3:
Olfaktometrie; Geruchsschwellenbestimmung; Olfaktometer mit Verdünnung nach dem Gasstrahlprinzip
11/86
Beuth-Verlag GmbH, Berlin, Köln

VDI-RICHTLINIE 3786, BLATT 2:
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung; Wind
7/88
Beuth-Verlag GmbH, Berlin, Köln

S. REIS:
"Zur Übertragbarkeit einer Ausbreitungsklassenstatistik auf einen bestimmten Standort"
Wasser, Luft und Betrieb - WLB
04/91
Krausskopf-Fachverlage, 6500 Mainz

BUNDES-IMMISSIONSSCHUTZGESETZ - BImSchG:
Gesetz zum Schutz vor schädlichen Umwelteinwirkungen durch Luftverunreinigungen, Geräusche, Erschütterungen und ähnliche Vorgänge vom 15. März 1974; Bekanntmachung der Neufassung des Bundes-Immissionsschutzgesetzes v. 14. Mai 1990

RUNDERLAß VON NORDRHEIN-WESTFALEN:
Gem. RdErl. des Ministers für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein-Westfalen - V A 3-8817.4.2/8843.2 (V Nr. 10/88) - und des Ministers für Wirtschaft, Mittelstand und Technologie - 133.81-3.7 (11/88) vom 15.07.1988

1. EINLEITUNG

Das Ziel einer ökologischen Stadterneuerung mit einer Verbesserung städtischer Lebensqualitäten kann nur erreicht werden, wenn die Bereiche Lufthygiene und Bioklima mit einbezogen werden. Die Aufgabe der Stadtklimatologie besteht nun darin den Planern diese Bereiche mit einer entsprechenden Eindeutigkeit verständlich zu machen.

Anhand der bisherigen Arbeiten auf diesem Gebiet (z.B. KVR 1986, Baumgartner u.a.1985) wird deutlich, daß die Effektivität stadtklimatologischer Untersuchungen von der räumlichen Präzision abhängt. Darauf aufbauend wurde für Kassel eine Klimaanalyse erstellt, die die lufthygienischen und bioklimatischen Aspekte berücksichtigen sollte.

2. UNTERSUCHUNGSPROGRAMM

Im Untersuchungsraum konnte auf Klimamessungen aus 16 festen Stationen, über einen Zeitraum von 2 Monaten, und umfassende Fallstudien mit 180 Meßorten in einem Tagesgang zurückgegriffen werden, was eine hohe räumliche Interpretation der Lufttemperaturen und des Windfeldes erlaubte.

Planerische Aussagen müssen für das ganze Jahr Gültigkeit besitzen. Diese Schwierigkeit konnte nur in Verbindung mit Voruntersuchungen (GhK, 1981) und der Fallstudie bewältigt werden. Gleichzeitig standen noch die Daten aus einer Thermalbefliegung, die parallel zum Bodenmeßprogramm durchgeführt wurde, zur Verfügung. Hier muß einschränkend erwähnt werden, daß die kleinräumigen Oberflächentemperaturen für die Dynamik des

Stadtklimas nur unzureichende Hilfe geben, sie eher bei der Bauleitplanung im Maßstab 1:2000 Verwendung finden sollten.

3. ERGEBNISSE

Aus den festen Meßstationen lassen sich in einem ersten Schritt die mittleren Verhältnisse der Lufttemperaturen und Windstrukturen während der zweimonatigen Messung herausfinden. Dies ermöglicht die Einordnung der Intensivmeßphase mit ihrer genaueren räumlichen Auflösung, die mittels der festen Stationen nicht erreicht werden kann.

In Abbildung 1 oben ist zunächst die Klimaanalyse für den Raum Kassel dargestellt. Hier wird sowohl der räumliche Aspekt, als auch die zeitliche Auflösung während einer Strahlungswetterlage berücksichtigt. Gleichzeitig sind aber auch die Erkenntnisse der Klimaverhältnisse während austauschreicher Wetterlagen mit berücksichtigt. Erst die Zusammenschau aller klimatischen Aspekte gibt die Abbildung 1 oben wieder. Hieraus läßt sich auch die Wechselwirkungen von Kaltluftströmen mit den Hauptventilationsbahnen herstellen.

4. PLANUNGSKONSEQUENZEN

Im unteren Teil der Abbildung 1 sind die Planungshinweise abgeleitet. Sie sind in 5 Bereiche gegliedert, in denen eine klimaökologische Hierarchie skizziert ist. Weiterhin wurden Räume benannt (schraffierte Flächen), in denen eine Sanierung notwendig ist, um hier eine Verbesserung der klimatischen Situation zu erhalten.

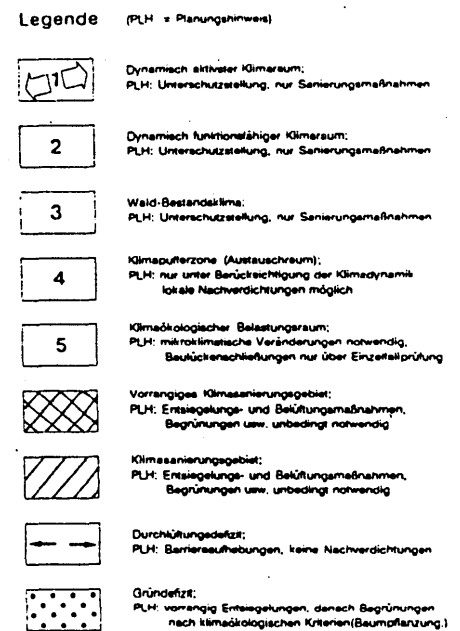
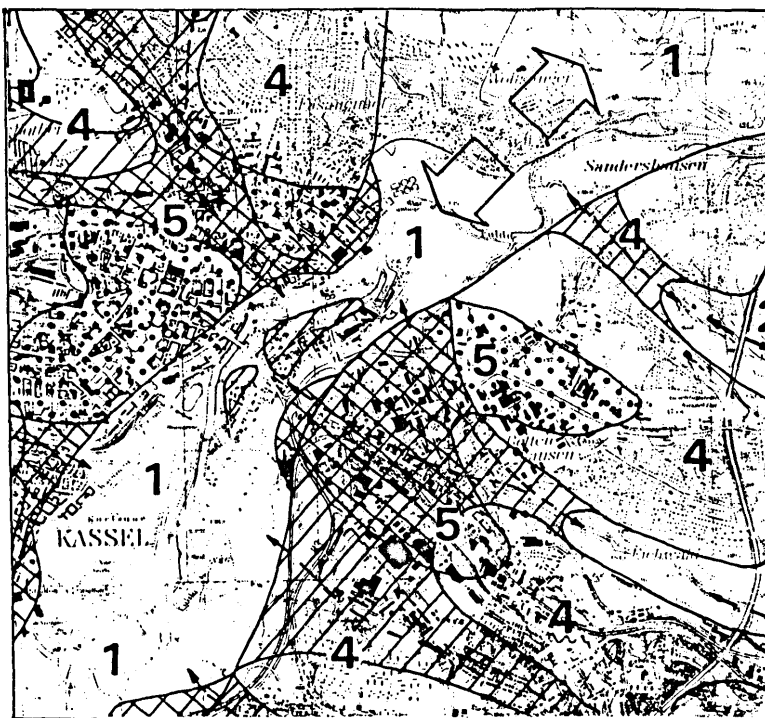
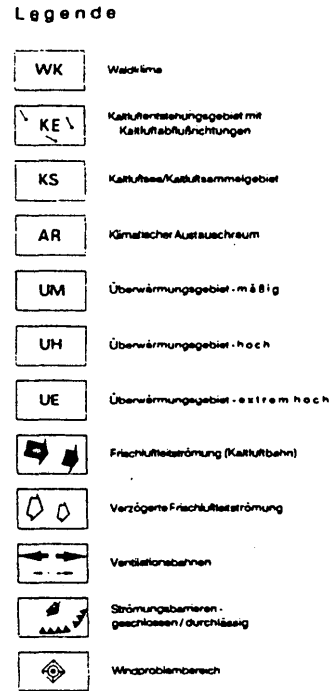
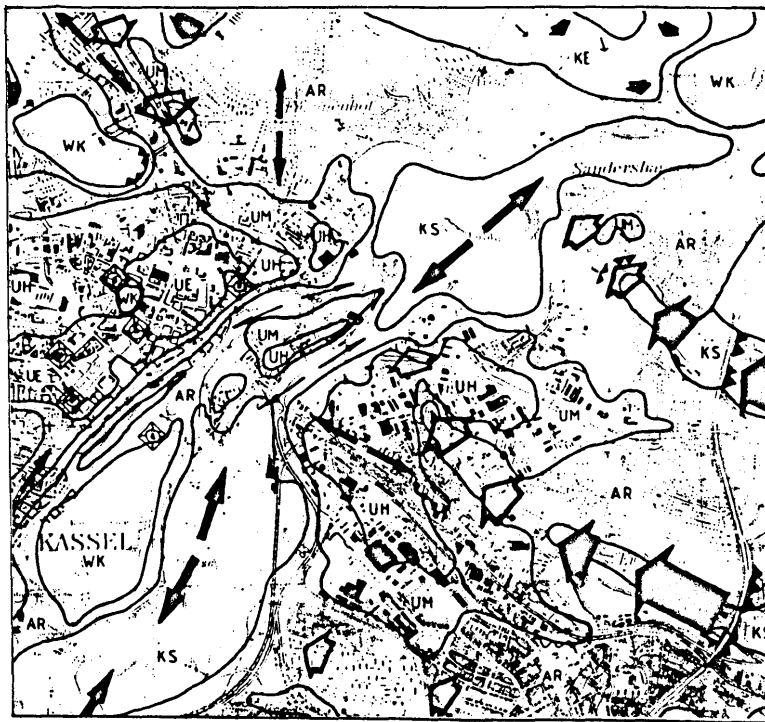
LITERATUR

BAUMGARTNER, A. U.A.: Stadtklima Bayern, Jahresbericht 85 des Lehrstuhls Bioklimatologie der Univ. München, 1985

GESAMTHOCHSCHULE KASSEL: Die meteorologischen Verhältnisse im Raum Kassel, Arbeitsbericht des FB 13, Heft 24, Kassel, 1981

KOMMUNALVERBAND RUHRGEBIET: Klimaanalyse der Stadt Dortmund, Planungshefte Ruhrgebiet, PO 18, Dortmund, 1986

ABBILDUNG 1. Ausschnitt der Klimaanalyse Kassel (oben) mit Planungshinweisen (unten)



KLIMAUNTERSUCHUNGEN IM RAHMEN VON UMWELTVERTRÄGLICHKEITSPRÜFUNGEN (POSTER)

Dipl. Met. R.Döring-KuscheI

Dipl. Met. G.Mast

Dipl. Met. Th. Pfeifer

TÜV Südwest e.V., Gottlieb-Daimler Str. 7,
7024 Filderstadt

Die Abwicklung von Klimagutachten im Rahmen von Umweltverträglichkeitsprüfungen ist ein komplexer Prozess, angefangen bei der Beratung des Kunden bezüglich der Untersuchungsinhalte unter Einhaltung rechtlicher Voraussetzungen bis hin zur Bewertung und Beurteilung von Standortklimaten und Anlagenwirkungen auf das Klima.

Abhängig von der Art des Genehmigungsverfahrens (Raumordnungsverfahren, Planfeststellung etc.) und der zu beurteilenden Anlage ist das Untersuchungsprogramm festzulegen (z.B. Einzelstandortbetrachtung oder Standortvergleich). Weiterhin richtet sich das Untersuchungsprogramm nach der aktuellen Datenlage und danach, inwieweit gegebenenfalls vorhandenes Datenmaterial für die Fragestellung auch repräsentativ ist (zeitliche und räumliche Repräsentanz).

Aktuelle Messungen vor Ort unterliegen oft strikten Zeitvorgaben, so daß die erforderliche Mindestmeßzeit häufig unterschritten werden muß. Die Beurteilung dieser Daten erfordert neue Ansätze (z.B. Auswertung von Sonderepisoden, Messungen in bestimmten Witterungsabschnitten).

Im Ergebnis wird die klimatische Ist-Situation am Standort dargestellt und unter besonderer Berücksichtigung des geplanten Bauvorhabens bewertet, wobei hier mögliche Auswirkungen der Anlage auf das Standort- bzw. Umgebungsklima (z.B. Veränderung von Kaltluftschneisen oder Beeinflussung des bodennahen Windfeldes etc.) abgeschätzt und diskutiert werden muß.

Das Poster versucht, den Entstehungsweg eines Gutachtens nachzuvollziehen und die auftretenden Schwierigkeiten zur Diskussion zu stellen.

METEOROLOGIE IN DER
UMWELTVERTRÄGLICHKEITSPRÜFUNG (POSTER)

Dipl. Met. R.Döring-Kuschel

Dipl. Met. G.Mast

Fachausschuß AKUMET

Im Rahmen der durch EG-Richtlinie vom 27.6.1985 und Bundesgesetz vom 20.02.1990 geforderten Umweltverträglichkeitsprüfungen für bestimmte Anlagen werden zunehmend auch Klimagutachten verlangt. Durch das Genehmigungsverfahren einerseits und die inhaltliche Komplexität dieser Genehmigungsverfahren andererseits wird der mit dem Gutachten betraute Meteorologe weit über seine (häufig sehr spezielle) fachliche oder sogar berufliche Ausrichtung hinaus gefordert.

Da die Erstellung von Fachgutachten zum Bereich der Dienstleistungen des Umweltmeteorologen gehört, setzt der Antragsteller häufig voraus, daß sich der Gutachter mit den diversen Richtlinien, Gesetzestexten, Bestimmungen und Vorschriften befaßt hat, diese Kenntnisse dem Antragsteller vermittelt und sie in seinem Gutachten umsetzt. Darüberhinaus sollte der Gutachter intensiv mit den anderen Fachgutachtern anderer Disziplinen (Agrarbiologie, Geologie, Hydrologie, Geographie) zusammenarbeiten und sich, soweit dies möglich ist, auch mit Fragen der Anlagentechnik auseinandersetzen.

In der Meteorologie selbst müssen außer den speziellen Fachkenntnissen in der Standortklimatologie auch Wissen über andere Fachgebiete erworben werden, z.B. im Bereich der Modellierung (Strömung, Kaltluft, etc.), der Ausbreitungsrechnung, Emissions- und Immissionserfassung, Thermalbildinterpretation usw. Darüberhinaus müssen fundierte Kenntnisse über die jeweils geeignetsten Geräte zur Datenerfassung und -auswertung vorhanden sein. Die Beschaffung und Interpretation von meteorologischen Daten, deren Repräsentanz hinsichtlich zeitlicher und räumlicher Erhebungsverfahren gehört ebenso zu seinem Aufgabengebiet wie die zusammenfassende Beurteilung der Ergebnisse, die letztlich aufgrund fehlender Beurteilungskriterien immer wieder auf enorme Schwierigkeiten stößt.

Die Aufgabe des Fachausschusses AKUMET ist es daher, den Meteorologen bezüglich der erheblich zunehmenden Anforderungen zu entlasten und zu unterstützen: die Erstellung von behördenspezifischen Informationsbroschüren (wie sie in Arbeit sind); die Mitarbeit bei der Ausarbeitung von Richtlinien zur Messung und Auswertung meteorologischer Größen, die genaue Analyse hinsichtlich geeigneter Modelle, die Ermittlung und Festlegung von Beurteilungskriterien sind nur einige Leistungen, die der Umweltmeteorologe dringend braucht und deren Bereitstellung nur in einem Arbeitsausschuß wie dem AKUMET erfolgen können.

FA BIOMET: EIN FACHAUSSCHUSS DER DMG STELLT SICH VOR

Hans Häckel

Deutscher Wetterdienst,

Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle Weihenstephan

Name:

Fachausschuß Biometeorologie der DMG

Biometeorologie:

Wissenschaft von den direkten und indirekten Einflüssen der physikalischen und chemischen Mikro- und Makroumgebung auf Mensch, Tier und Pflanze.

Warum FA BIOMET?

In Deutschland wird biometeorologische Forschung fast nur beim DWD betrieben. Dessen Mitarbeiter haben kaum Möglichkeit an internationalen Tagungen teilzunehmen. Deshalb ist ein nationales Diskussionsforum dringend erforderlich.

Gliederung:

Vorsitzender: Prof.Dr.Häckel, Weihenstephan

Arbeitsgruppe: 11 Mitglieder

Arbeitskreis: ca. 160 Fach-Wissenschaftler

Aufgaben:

Planung und Durchführung von Workshops und Tagungen zu biometeorologischen Themen:

- umweltgerechter Pflanzenbau;
- umweltgesteuertes Waldwachstum;

- Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Vegetation;
- Stadt- und Regionalentwicklung; Verbesserung des Umfeldes;
- umweltbedingte Krankheiten

Veranstaltungen:

Oktober '88: Workshop "Ideales Stadtklima";

Oktober '89: "1.Fachtagung Biomet" mit den Themen:

- Forstmeteorologie;
- Agrarmeteorologie;
- Phänologie;

Oktober '89: Tagung "Human-biometeorologische Aspekte von Klimaänderungen" gemeinsam mit der "Gesellschaft zur Förderung Medizin-meteorologischer Forschung"

BESTIMMUNG DER REGIONALVERDUNSTUNG UNTER EINBEZIEHUNG VON LANDOBERFLÄCHENINFORMATIONEN

Hartwig Dobesch, Elisabeth Koch
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien
und Peter Cepuder
Institut für Hydraulik und landeskulturelle Wasserwirtschaft
Universität für Bodenkultur, Wien

Die Abschätzung der aktuellen Verdunstung für ein bestimmtes Gebiet stößt in der Praxis zumeist auf große Schwierigkeiten. Denn die für die Verdunstungsmodellierung nötige Kenntnis der Wechselwirkungen zwischen der Erdoberfläche, insbesondere bei Vorliegen einer Pflanzendecke, und der atmosphärischen Grenzschicht die zumeist auf Modell- und Parametrisierungsansätzen über die sog. "Oberflächenkoeffizienten" beruhen, ist im notwendigen Ausmaß größtenteils nicht erreichbar, ebensowenig wie ein räumlich und zeitlich ausreichend dichtes klimatologisches Meßnetz. Dadurch sind die zur Lösung dieses Problems vorgeschlagenen Konzepte sehr vielfältig (vergl. die Zusammenstellungen in BLACK et al.1987; WOOD 1991).

Es wird hier wie bei vielen anderen Anwendungen auch (KIENITZ et al. 1991) ein Konzept verfolgt, welches die Gebietsverdunstung zunächst eindimensional aus flächengewichteten Punktschätzungen repräsentativer Typen des Pflanzenbewuchs und der topographischen Gegebenheiten unter Verwendung des Priestley-Taylor Ansatzes (PRIESTLEY et al. 1972) entwickelt. Bei dem östlich von Wien gelegenen Untersuchungsgebiet mit einer Fläche von ca 900 km handelt es sich um das sog. Marchfeld, welches vorwiegend als Agrarland

genutzt wird. Im Anschluß an eine umfangreiche Studie zur Grundwasserneubildung aus diesem Gebiet (DOBESCH et al.1989) wurde eine räumliche Diskretisierung der Oberfläche aus dem prozentualen Anteil der Nutzung für jede in diesem Gebiet liegende Gemeinde bestimmt. Die Unterlagen dazu konnten vom Österreichischen Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen aus den "administrativen und statistischen Angaben" beschaffen werden.

Die Kopplung zwischen den entsprechenden klimatologischen Größen erfolgte mit dem Strahlungshaushalt über die Albedo, mit dem Windfeld über Bestandshöhe und Rauigkeit unter Berücksichtigung der jahreszeitlich unterschiedlichen Pflanzenentwicklung. Aus der angenommenen Pflanzenarchitektur wurde weiters der Bedeckungsfaktors zur Trennung von Evaporation, Evapotranspiration und der Interzeptionsverdunstung unter Einbeziehung der in diesem Gebiet vorkommenden heterogenen Bodenverhältnisse (Bodenart, Bodenmächtigkeit) geschätzt. Für jedes Rasterelement wurde so ein kompletter Satz klimatologischer, oberflächen- und bodenspezifischer Daten festgelegt und damit die Verdunstung für die Vegetationszeit 1990 errechnet und flächenmäßig als Rastergraphik dargestellt.

Vergleiche der so erhaltenen Ergebnisse mit früher durchgeführten Berechnungen der Regionalverdunstung aus demselben Gebiet, die ohne Diskretisierung der Oberflächenfaktoren alleine aufgrund von geostatistischen Regionalisierungsalgorithmen, angewandt auf die Klimaparameter, durchgeführt wurden (und auf diese Weise eher von klimatologischer als von wasserwirtschaftlicher Interesse waren), ergaben eine wesentlich bessere Auflösung der Wasserbilanz und damit z.B. eine genauere Bestimmung der Rate der Grundwasserneubildung.

modeling. Surveys in Geophysics
Vol.12, Nos.1-3 (1991)

Literatur:

BLACK, T.A.; SPLITTLEHOUSE, D.L.;
NOVAK, M.D.; PRICE, D.T. (eds.):
Estimation of areal evaporation.
IAHS Publ.No.177 (1987)

DOBESCH, H.; NACHTNEBEL, H.P: Grund-
wasserneubildung und Regionalverdun-
stung. Bericht an die Österreicher-
ische Akademie der Wissenschaften.
Forschungsauftrag im Rahmen der
Hydrologie Österreich, HÖ35, Wien,
1989.

KIENITZ, G.; MILLY, P.C.D.; VAN
GENUCHTEN, M.Th.; ROSBJERG, D.;
SHUTTLEWORTH, W.J. (eds.):
Hydrological interactions between
atmosphere, soil and vegetation.
IAHS Publ.No.204 (1991)

PRIESTLEY, C.H.B.; TAYLOR, R.J.: On
the assessment of surface heat flux
and evaporation using large scale
parameters. Mon.Weath.Rev., 100, 81-
92 (1972)

WOOD, E.F. (ed.): Land surface-
atmosphere interactions for climate

BEURTEILUNG DES FAKTORS 'KLIMA' IM URSACHENKOMPLEX DER NEUARTIGEN WALDSCHÄDEN IN BAYERN

Helmut Mayer

Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München
Amalienstraße 52, D-8000 München 40

1 EINLEITUNG

Seit Mitte der 70-er Jahre ist das Phänomen der neuartigen Waldschäden, ursprünglich als 'Waldsterben' bezeichnet, in Mitteleuropa bekannt. Über Waldschadensinventuren, seit dem Jahr 1991 in Bayern 'Waldzustandsinventur' genannt, ergeben sich Anhaltspunkte über die Entwicklung der baumartenspezifischen Intensität und räumlichen Ausdehnung der neuartigen Waldschäden. Ihr Verteilungsmuster läßt vermuten, daß 'Klima' bzw. 'Witterung' am, aus abiotischen und biotischen Faktoren bestehenden Ursachenkomplex der neuartigen Waldschäden beteiligt sind.

2 WITTERUNGSRELEVANZ DER NEUARTIGEN WALDSCHÄDEN (HYPOTHESE)

Die neuartigen Waldschäden weisen bisher folgendes Verteilungsmuster auf: sie treten nach der Zusammenstellung von REHFUESS (1987)

- a) in sämtlichen Wuchsgebieten und Wuchsbezirken,
- b) auf sämtlichen Muttergesteinstypen,
- c) auf Bodenformen, die sich in ihren chemischen und physikalischen Eigenschaften stark unterscheiden,
- d) in stark und verhältnismäßig wenig immissionsbelasteten Gebieten,
- e) bei immissionsempfindlichen und bei immissionstoleranten Baumarten

auf. Daraus leitete REHFUESS (1987) für den Ursachenkomplex der neuartigen Waldschäden folgende Hypothese ab: Immissionsbelastungen und Bodeneigenschaften sind lokale Stressoren für Waldbäume. Die Synchronisation des mit 'neuartigen Waldschäden' bezeichneten Krankheitsgeschehens erfolgt durch extreme Witterungsereignisse, die großräumig

zum gleichen Zeitpunkt und mit ähnlicher Intensität auftreten.

3 UNTERSUCHUNGSMETHODIK

Inwieweit das Klima bzw. die Witterungsabläufe in den letzten Jahrzehnten Änderungen oder markante Ereignisse aufwiesen, die die witterungsrelevante Hypothese für die Erklärung der neuartigen Waldschäden bestätigen, wurde für Bayern anhand von langfristigen Daten von 36 Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) untersucht. Dabei wurde die Problematik mitberücksichtigt, daß sich die DWD-Stationen aufgrund ihrer primären anderen Zielsetzung meistens nicht auf Waldstandorten befinden.

Traditionelle, klimastatistische Untersuchungen allein liefern kaum sinnvolle Ergebnisse zur Prüfung von witterungsrelevante Ursachenshypothesen für die neuartigen Waldschäden. Deshalb erfolgte bei den am Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München durchgeführten Arbeiten die retrospektive, statistische Analyse der DWD-Daten aus dem Zeitraum von 1947 bis 1988 auf der Basis von potentiellen Witterungsstreßfaktoren für Waldbäume (MAYER, 1990). Da geeignete, forstpflanzenphysiologisch relevante Schwellenwerte bezüglich der Klimaparameter kaum vorlagen, wurden phänologische Daten von Waldbäumen (Maitriebtermin von Fichte, Blattaustrieb- und -abwurftermine von Rotbuche), erhoben im relativ dichten, phänologischen Beobachtungsnetz des DWD, als Indikatoren für die jährlich variablen Eintrittszeiträume von phänologischen Phasen der Waldbäume verwendet.

4 ERGEBNISSE

Neben intensiven, monokausalen Analysen von forstpflanzenphysiologisch relevanten, extremen Lufttemperaturstürzen ('Frostchock') und extremen Kälteperioden im Hochwinter sowie Spätfrost-, Trockenheits- und Strahlungsrisiken wurde auch versucht, die Komplexität der Einwirkungsmöglichkeiten von Witterungsereignissen und -abläufen auf Waldbestände multifaktoriell zu beschreiben. Dazu zählen u.a. auch Simulationen des Bodenwasserhaushaltes. Bisher wurden folgende Ergebnisse erzielt:

Im waldschadensrelevanten Zeitraum ab Mitte der 70-er Jahre gab es einige singuläre Witterungsereignisse mit forstpflanzenschädigender Wirkung, so das 'Frostchock'-Ereignis zum Jahreswechsel 1978/1979 und der kalte Hochwinter 1985 mit Lufttemperaturminima bis gebietsweise unter $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

An den vier DWD-Stationen in Bayern mit Registrierungen der für den Energie- und Wasserhaushalt relevanten Globalstrahlung S+D zeigte sich im Untersuchungszeitraum eine Abnahme von S+D. Langfristige Registrierungen der photosynthetisch aktiven Strahlung PAR liegen nicht vor, so daß hier keine Trendaussagen möglich sind.

Forstpflanzenphysiologisch relevante Spätfrostereignisse traten, im Gegensatz zu den 60-er Jahren, ab Mitte der 70-er Jahre leicht vermehrt auf.

Bei der forstpflanzenphysiologisch relevanten Trockenheit ergaben sich Streßbedingungen für Waldbäume in den Jahren 1976 (speziell in Nordbayern im 2. Teil der Hauptwachstumsphase), 1982 und 1986 (jeweils in der Phase der Reservestoffbildung). Auch für das noch nicht näher analysierte Jahr 1991 läßt sich gebietsweise Trockenstreß für Waldbäume vermuten.

Die Intensitäten von forstpflanzenphysiologisch relevanten Spätfrost- und Trockenheitsereignissen in Bayern wiesen bemerkenswerte regionale Differenzierungen auf.

Die Nebeltage nahmen im Winterhalbjahr in den Gebirgslagen zu.

Insgesamt konnten keine deutlichen Erhöhungen von extremen Witterungserscheinungen mit forstpflanzenschädigender Wirkung im waldschadensrelevanten Zeitraum beobachtet werden. Allerdings besteht Unklarheit über die veränderte Sensibilität der Waldbäume - z.B. infolge von Immissionsbelastungen - gegenüber ausgeprägteren, aber noch innerhalb von bekannten Schwankungsbreiten liegenden Witterungsereignissen.

Die Vegetationsperiode der Waldbäume hat sich im waldschadensrelevanten Zeitraum auf spätere Tage im Jahr verschoben. Daraus sowie unter Berücksichtigung von Lufttemperaturänderungen ergaben sich über den jahreszeitlich abhängigen Energiegewinn und -verlust der Waldbäume Hinweise, daß die Produktionskraft und Vitalität der Waldbäume ab Mitte der 70-er Jahre latent oder zumindest mittelfristig gemindert waren. Damit wiesen Waldbäume durch die klimatischen Bedingungen eine Prädisposition für Wirkungen von Immissionseinträgen auf.

LITERATUR

MAYER, H.: Extreme Witterungsereignisse und deren Schadwirkung. In: Neuartige Waldschäden - Erkenntnisse und Folgerungen (Hrsg. J. Jositz), Berichte der Hanns-Seidel-Stiftung 56, Reihe Agrarpolitik 4 (1990), 25-38.

REHFUESS, K.E.: Perceptions on forest diseases in Central Europe. *Forestry* 60 (1987), 1-11.

DAS AGRARMETEOROLOGISCHE MESSNETZ IN BAYERN

Wolfram, Vaitl

Bayer. Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau
München - Freising

1 "UMWELTGERECHTER PFLANZENBAU"

Die Verwirklichung des Programms "Umweltgerechter Pflanzenbau" des Bayer. Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (StMELF, 1988) ist an wichtige Voraussetzungen gebunden. Hierzu gehört das agrarmeteorologische Meßnetz. Die Daten bilden die Grundlage für die Entwicklung, Verbesserung und Praxiseinführung von EDV-gestützten Entscheidungsmodellen für schlagspezifische Dünge- und Pflanzenschutzmaßnahmen.

2 AGRARMETEOROLOGISCHES MESSNETZ

2.1 ERFASSTE METEOROLOGISCHE PARAMETER

Die agrarmeteorologischen Meßstationen erfassen in der Regel

- Lufttemperatur in 2 m und 0,20 m Höhe
- relative Luftfeuchte in 2 m Höhe
- Globalstrahlung in 2 m Höhe
- Windgeschwindigkeit in 2,5 m Höhe
- Bodentemperaturen in 5 cm und 20cm Tiefe
- Niederschlag

An einigen ausgewählten Stationen wird für die Erarbeitung von Modellen in landwirtschaftlichen Sonderkulturen zusätzlich Blattbenetzung gemessen.

Die Sensorik ist so ausgelegt, daß ein Ganzjahresbetrieb möglich ist. Die Messung der meteorologischen Parameter erfolgt am Datalogger kontinuierlich und die Einzelwerte werden zu 10 Minuten-Mittelwerten zusammengefaßt. Am PC des landwirtschaftli-

chen Betriebes, der unmittelbar mit dem Datalogger verbunden ist, werden die 10-Minuten-Werte zu Stundenmittelwerten bzw. Summen verarbeitet und via Btx an die agrarmeteorologische Datenbank im Rechenzentrum der Bayer. Landwirtschaftsverwaltung übertragen.

2.2 PLAUSIBILITÄTSPRÜFUNG DER DATEN

Um die Vielfalt der Daten auf ihre Richtigkeit zu prüfen, wird eine automatische Qualitätskontrolle durchgeführt, die es erlaubt, etwaige Meßfehler herauszufiltern.

Die Fehlerstellen müssen dann gesondert geprüft werden, da es sich im Einzelfall um zu eng gesetzte Grenzwerte handeln kann, die richtig sein können. Andernfalls muß dieser falsche Wert verworfen werden. Die Plausibilitätskriterien wurden in enger Anlehnung an Vorgaben des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 1983) erarbeitet. Die World Meteorological Organisation (WMO) schlägt fünf Stufen der Qualitätskontrolle von Datenmaterial vor:

- formale Prüfung
- Grenzwertprüfung
- Prüfung auf innere Konsistenz
- Prüfung auf räumliche Konsistenz

2.3 RÄUMLICHE VERTEILUNG DER MESSTATIONEN

Vom Bayer. Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten und von seinen nachgeordneten Dienststellen wurden insgesamt 117 agrarmet. Meßstationen beschafft

(VAITL,1990). Die Verteilung der Meßstationen erfolgte auf der Grundlage der "Standortkundlichen Landschaftsgliederung von Bayern" (Wittmann, 1983). Die Meßstationen sind in der Regel bei landwirtschaftlichen Betrieben installiert, wobei als Meßplatz eine ungenutzte freiliegende Wiesenfläche oder ein genügend breiter Randstreifen eines Feldes gewählt wurde.

Literatur:

Bayer. Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten: "Umweltgerechter Pflanzenbau" ... ein Programm stellt sich vor, Pressekonferenz des Bayer. Staatsministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Simon Nüssel am 12.9.1988, Heft 13, 1988.

Deutscher Wetterdienst (DWD): Beschreibung der Prüfkriterien für die Qualitätskontrolle synoptischer Daten nach FM12-SYNOP von Landstationen mittels EDV für klimatologische Zwecke, Offenbach/M 1983

Vaitl, W.: Agrarmeteorologisches Meßnetz in Bayern.
Landwirtschaftliches Jahrbuch, 67 Jhrg. Sonderheft 1990.

Wittmann, O.: Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern. Bayer. Geolog.Landesamt München, Materialien 21, 1983.

MODELLIERUNG DES BIOKLIMAS IN DER Stadt

Gerd Jendritzky*, Angelika Grätz*, Uwe Sievers**

Deutscher Wetterdienst

* Zentrale Medizin-Meteorologische Forschungsstelle, Freiburg

** Zentralamt Offenbach

1 PROBLEMSTELLUNG

Stadtplanung erfordert planungsrelevante klimatologische Aussagen, die die biologische Bedeutung der anthropogen veränderten atmosphärischen Bedingungen in Bodennähe betreffen (JENDRITZKY, 1991). Wie wirken sich die urbanen Klimaveränderungen auf Gesundheit, Wohlbefinden und Leistungsfähigkeit des Menschen aus? Im Hinblick auf eine nutzergerechte Gestaltung des Klimas (Wohnumfeldverbesserung, Minimierung von Belastungen) sind darüber hinaus die Ursache-Wirkungsbeziehungen zwischen den die Stadt charakterisierenden Baukörperstrukturen und der daraus folgenden mikroskaligen Ausprägung des Klimas quantitativ zu beschreiben (OKE, 1984; WEISCHET, 1979). Als Maßstab für die flächenhafte Darstellung des Bioklimas ist für Fragen der Bauleitplanung 1 : 25000, noch besser 1 : 10000 notwendig.

2 ANSATZ

In einem vorgegebenen Meso-Klima können die komplexen meteorologischen Bedingungen der Wärmeabgabe des Menschen in der bodennahen Luftschicht (Canopy-Layer) (JENDRITZKY u. SIEVERS, 1989) über das eindimensionale Energiehaushaltsmodell MUKLIM01 (Mikroskaliges Urbanes Klima-Modell) (SIEVERS u. ZDUNKOWSKI, 1986) mit hinreichender Genauigkeit als Funktion der Landnutzung simuliert werden. Die Modellstruktur berücksichtigt 27 Schichten in der Atmosphäre, 6 in der Canopy und 6 im Boden; der Zeitschritt beträgt 10 sec. Als wesentliche Landnutzungsparameter gehen u.a. ein:

Relatives Gebäudevolumen, relative Wandoberflächen, Höhe der Canopy, Versiegelungsgrad, Rauigkeit, Albedo, Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, Blattflächenindex, Abschirmung des Bodens, Bodeneigenschaften etc. Als Ergebnis der Simulation des Energiehaushaltes im zeitlichen Verlauf liefert MUKLIM01 u.a. in der hier interessierenden Höhe von 1 m z.B. für einen hochsommerlichen Strahlungstag die meteorologischen Daten für Wind, Lufttemperatur, spez. Feuchte sowie kurz- und langwellige Strahlungsflüsse.

Trotz der relativen Einfachheit eines eindimensionalen Modells ist eine explizite Anwendung auf die Bedingungen an einigen hunderttausend Pixeln, die in der Regel im 10 m-Raster für eine hochauflösende Stadtbioklimakarte zu bearbeiten sind, nicht mehr sinnvoll. Aus ökonomischen Gründen erfolgt die konkrete Berechnung der meteorologischen Variablen als Funktion von Planungsdaten deshalb über Regressionsansätze, welche aus mehr als tausend Simulationen mit MUKLIM01 abgeleitet wurden.

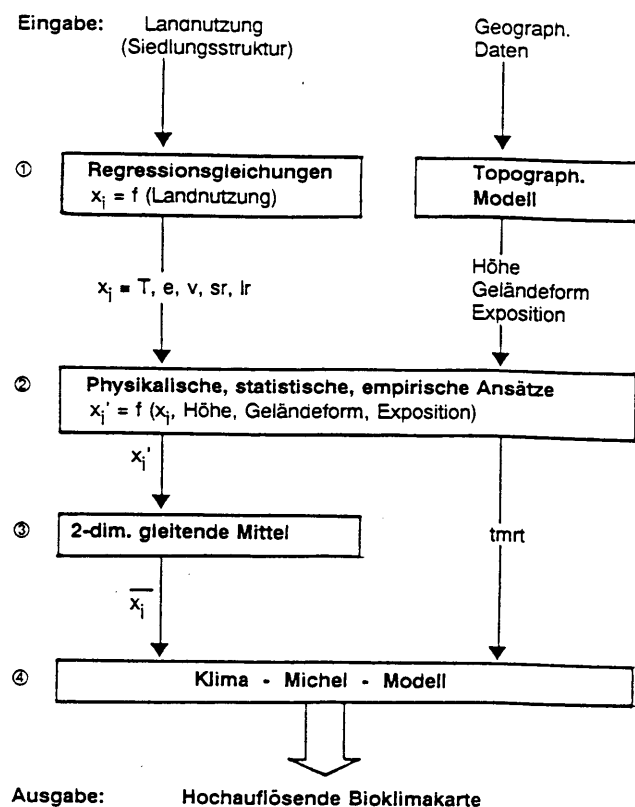
3 HOCHAUFLÖSENDE BIOKLIMAKARTEN

Topographie und Landnutzung werden als Vektordaten erfaßt und bilden - auf 10 m Pixelabstand aufgerastert - die Basis für ein geographisches Informationssystem (GIS). Flächen "gleicher" Landnutzung werden dabei nach Wald, Gewässer, Parkanlagen, Sportanlagen, innerstädtischen Freiflächen, Freiland, sowie Wohn- und Gewerbegebieten unter-

schieden (Idee des Klimatops). Die beiden letzteren werden zusätzlich nach Gebäudedichte, Gebäudehöhe und Versiegelungsgrad differenziert. Die erste Näherung der meteorologischen Felder ergibt sich nun über die Regressionsansätze.

Aus der Topographie werden als weitere Datenebenen die Exposition des Geländes zur Sonne, der Himmelsausschnitt und die Geländeform errechnet. Über diese Informationen werden über empirische Ansätze die mesoskaligen Einflüsse auf das Wind-, Temperatur- und Strahlungsfeld berücksichtigt. Wechselwirkungen zwischen benachbarten Strukturen werden bei Wind-, Temperatur- und Feuchtefeld bisher noch einfach über gewichtete Mittelbildung beschrieben.

ABLAUFDIAGRAMM



Die Analyse der meteorologischen Felder mit Hilfe des thermophysiological relevanten Klima-Michel-Modells (JENDRITZKY

et al., 1990) liefert die räumliche Verteilung der Bedingungen der Wärmeabgabe des Menschen. Die Abbildung zeigt das Ablaufdiagramm für eine hochauflösende Bioklimakarte.

Die Verteilung von Wärmebelastung stellt eine sog. "Klimavorbehaltskarte" dar, die die Problembereiche deutlich macht (JENDRITZKY, 1991). Eine Überlagerung nach geeigneten Kriterien mit weiteren Informationen über Kaltluftabfluß, Kaltluftstau, Inversionsobergrenzen, Sonnenschein, Nebel u.ä. erzeugt Klimateignungskarten für die Bereiche Wohnen, Erholung oder Gewerbegebiet (GERTH, 1987). Dabei läßt sich auch die prognostische Frage nach den Auswirkungen einer geplanten Änderung in der Landnutzung simulieren.

LITERATUR:

- GERTH, W.P.: Anwendungsorientierte Erstellung großmaßstäbiger Klimateignungskarten in der Regionalplanung. Ber.d. Deutschen Wetterdienstes Nr. 171, Offenbach, 1987
- JENDRITZKY, G.; SIEVERS, U.: Human Biometeorological Approaches with Respect to Urban Planning. In: D. Driscoll, E. O. Box (eds.) Proc. 11th ISB-Congress, SPF Academic Publishing bv, The Hague (1989), S. 25-29
- JENDRITZKY, G.; MENZ, G.; SCHIRMER, H.; SCHMIDT-KESSEN, W.: Methodik zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen. Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell. Beitr. d.Akad. f.Raumforsch. u. Landesplg. Bd 114, Hannover, 1990
- JENDRITZKY, G.: Zur räumlichen Darstellung der thermischen Umgebungsbedingungen des Menschen in der Stadt. In: W. Endlicher, H. Goßmann (Hrsg.) Beiträge zur Regionalen und Angewandten Klimatologie. Freiburger Geogr.H. 32, (1991) S. 1-18
- OKE, T.R.: Methods in Urban Climatology. In: Applied Climatology. Zürcher Geogr. Schriften 14 (1984), S. 19-29
- SIEVERS, U.; ZDUNKOWSKI, W.G.: A Microscale Urban Climate Model. Beitr. Phys. Atmosph. 59 (1986), S. 13-40
- WEISCHET, W.: Problematisches über die städtische Wärmeinsel und die Notwendigkeit einer Baukörperklimatologie. Siedlungsgeogr. Studien, de Gruyter, Berlin (1979), S. 407-423

KLIMADATEN FÜR EPIDEMIOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

Martin Winterhalter

Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München
Amalienstraße 52, D-8000 München 40

1 EINLEITUNG

Bei Untersuchungen über Atemwegserkrankungen wurden meteorologische Größen bisher nur selten in Regressionsanalysen mitberücksichtigt. Da aber das Auftreten der oft letztlich auslösenden Krankheitsfaktoren, wie z. B. Schadstoffbelastungen der Luft oder biologische Allergene, eng an das Wetter gekoppelt ist, muß eine Einbindung von meteorologischen Parametern in solche Untersuchungen erfolgen.

In diesem Zusammenhang führt der Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen das Forschungsvorhaben "Klimadaten für die Untersuchung des Einflusses von Luftverunreinigungen auf die menschliche Gesundheit" durch. Dabei werden Klimadaten von ausgewählten Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in Nordbayern (Oberfranken, Mittelfranken und Oberpfalz) so problemorientiert aufbereitet, daß sie von der Klinik für Kinder und Jugendliche der Universität Erlangen-Nürnberg sowie vom Bezirksklinikum Kutzenberg als eine Grundlage für ihre epidemiologischen Untersuchungen über Atemwegserkrankungen von Kindern, Jugendlichen und Erwachsenen verwendet werden können.

2 METHODIK

Die Bearbeitung der Klimadaten bezieht sich auf die vom DWD gelieferten Daten sowie auf daraus und aus Wetterkarten abgeleiteten Daten, die nachfolgend zusammengestellt sind:

- Äquivalenttemperatur,
- Tagesmittel der Lufttemperatur,
- Dampfdruck, speziell um 14 Uhr MEZ,
- Frontdurchgänge auf Tagesbasis,
- monatliche Anzahl von Strahlungstagen, Regentagen, Nebeltagen, Sommertagen, Tropentagen, Eistagen und Frosttagen.

Ergänzend wird für jeden Tag im Untersuchungszeitraum (August 1988 bis September 1993) die Wetterlage in Nordbayern durch Herrn Dipl.-Met. Bucher von der Zentralen Medizin-Meteorologischen Forschungsstelle des Deutschen Wetterdienstes biosynoptisch klassifiziert.

Bei der problemorientierten Datenaufbereitung wurde zunächst anhand von Analysen der Windrichtung und der Windstärke auf die große Variabilität von meteorologischen Parametern im reliefbetonten Untersuchungsgebiet hingewiesen. Dabei zeigte sich u.a., daß auch bei Schwachwindrosen an vielen DWD-Stationen Winde aus westlichen Richtungen dominierten. Dies ist gerade für den Nahtransport von luftverunreinigenden Stoffen relevant.

Ferner ergab sich bei der biosynoptischen Wetterlagenklassifikation durch die Reduzierung des Wettergeschehens auf 13 Wetterklassenziffern zwar eine gewisse Informationseinschränkung hinsichtlich der exakten Wetterlagenbeschreibung. Sie vermindert aber nicht die Bedeutung der biosynoptischen Wetterlagenklassifikation. Die zeitliche Aufeinanderfolge von Wetterklassenziffern läßt ebenfalls eindeutigen Rückschlüsse auf den Wetterablauf zu.

Unter Berücksichtigung der täglichen Beobachtungstermine der hier verwendeten DWD-Stationen und ihrer räumlichen Verteilung lassen sich aus den Klimadaten keine exakten zeitlichen Aussagen zum räumlichen Wetterablauf machen. So kann keine eindeutige zeitliche Zuordnung eines Frontdurchgangs zu den DWD-Stationen gegeben werden.

3 WEITERE VORGEHENSWEISE

Neben den bereits genannten Klimadaten werden in die epidemiologischen Untersuchungen über die Atemwegserkrankungen in Nordbayern noch weitere Parameter miteinbezogen. Dazu zählen die vom Bayerischen Landesamt für Umweltschutz im Rahmen des Lufthygienischen Landesüberwachungssystems Bayern erhobenen Immissionsdaten. Die Pollenflugvorhersage findet Berücksichtigung und den vielleicht beeinflussenden Industrieanlagen soll Rechnung getragen werden. Die Kliniken in Erlangen und in Kutzenberg untersuchen im gleichen Zeitraum die Atemwegsfunktionen von einem ausgewählten Probandenkreis. Sowie sich aus deren Erhebungen erste Ergebnisse ableiten lassen, können in Absprache hierzu vielleicht neue human-biometeorologische Indizes entwickelt werden, die in der richtigen Gewichtung zu den anderen Einflußgrößen stehen sollen.

1. PROBLEMSTELLUNG

Zunehmend werden Klagen von Eltern laut, auch auf dem Land würden vermehrt Atemwegserkrankungen bei ihren Kindern auftreten, was bisher hauptsächlich in den städtischen Ballungsgebieten (z.B. Duisburg, Berlin, Kassel) während lufthygienisch belastender Wetterlagen beobachtet wurde. Anlaß dieser Untersuchung waren die Beschwerden vieler Eltern in Witzenhausen und Umgebung, einer Kleinstadt im ländlichen Raum, über eine gesundheitliche Gefahr ihrer Kinder, vor allem da sie seit der Grenzöffnung mit einer enormen Zunahme der Verkehrsmissionen konfrontiert waren.

Als Einflußfaktoren auf das Auftreten von Atemwegserkrankungen wurden in der Untersuchung die Lufthygiene und die Meteorologie berücksichtigt. Ziel war es für die Raumordnungsplanung Empfehlungen aus lufthygienisch-meteorologischer Sicht abzuleiten, die die gesundheitlichen Gefahren minimieren helfen.

2. METHODISCHES VORGEHEN

In der Stadt Witzenhausen und in allen 10 Randgemeinden, in den die Erhebungen über die Häufigkeit von Atemwegserkrankungen stammten wurden parallel dazu immissions- und meteorologische Messungen durchgeführt. Die Untersuchungen wurden vom Oktober bis April durchgeführt, wobei 70% der in diesem Raum lebenden Kinder erfaßt werden konnten.

Die Auswertung bezog sich auf eine tägliche Darstellung aller Parameter. Die Krankheitsfälle wurden über die Kindergärten aufge-

nommen, wodurch die Altersklasse von 3 - 6 Jahren berücksichtigt werden konnte. Kinder in diesem Alter haben eine nur geringe tägliche Mobilität, was hinsichtlich der räumlichen Interpretation wichtig wurde. Weiterhin war die tägliche Auswertung aller Daten für die Erfassung der komplexen Zusammenhänge eine Voraussetzung (Marty, 1985). Die krankheitsdaten selber wurden von den jeweiligen Erzieherinnen erhoben, die in der Regel 20 Kinder zu betreuen hatte. Die aufzunehmende Krankheitsdiagnose wurde nach intensiven Vorgesprächen mit Ärzten und den Erzieherinnen auf das machbare genau festgelegt.

Die räumliche Variation der meteorologischen und lufthygienischen Verhältnisse wurde in Fallstudien erfaßt, wobei zumindest ein Meßtag pro Woche stattfand. Zur Einschätzung der Luftbelastung wurde ein Luftbelastungsindex errechnet, der die Stuttgarter Methode (Reuter, 1991) verwendete, um dem Synergismus einzelner Schadgase Rechnung zu tragen. Gleichzeitig wurde dem Luftbelastungsindex eine Klimaklasse zugeordnet. Die Einteilung in 8 Klimaklassen erfolgte aufgrund der Luftmasseneigenschaften Feuchte, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit.

3. ERGEBNISSE

Die wichtigeren Erkenntnisse konnten aus dem Untersuchungszeitraum im Winter herausgezogen werden. Im Herbst dominieren die Infekte. In Abbildung 1 ist zunächst der Zusammenhang zwischen dem Luftbelastungsindex und der Erkrankungshäufigkeit insgesamt dargestellt. Der Gleichgang der Kurven wird nur bei der

Zufuhr feuchtkalter Luftmassen unterbrochen. Oft ist der Anstieg der Erkrankungen gegenüber dem Luftbelastungsindex verzögert.

Eine räumliche Betrachtung stellt die Abb. 2 dar. Hier sind die Erkrankungsfälle in Relation zu den im Untersuchungsgebiet lebenden Kindern aufgetragen. Die räumliche Unterteilung erfolgte nach Stadtkern, Gemeinden in Tallagen und den übrigen Gemeinden in Hanglagen oder Kuppenlagen. Das Ergebnis spiegelt die lufthygienischen Messungen wieder. Die Gemeinden in schlecht belüfteten Tallagen wiesen entlang der Hauptverkehrsstraßen ähn-

lich hohe Schadstoffbelastungen auf wie der Stadtkern. Bei der Erkrankungshäufigkeit schneiden diese Gemeinden wesentlich schlechter ab, als die Hang- und Kuppenbereiche.

LITERATUR

MARTY, H. et al.: Einfluß meteorologischer und lufthygienischer Faktoren auf die akute Erkrankung der Atemwege bei Kindern. Schweiz. med. Eschr., 115, 1985

REUTER, U. BAUMÜLLER, J. HOFFMANN, U.: Luft und Klima als Planungsfaktor im Umweltschutz, Expert Verlag, Esslingen, 1991

Abbildung 1. Erkrankungshäufigkeit und Luftbelastungsindex

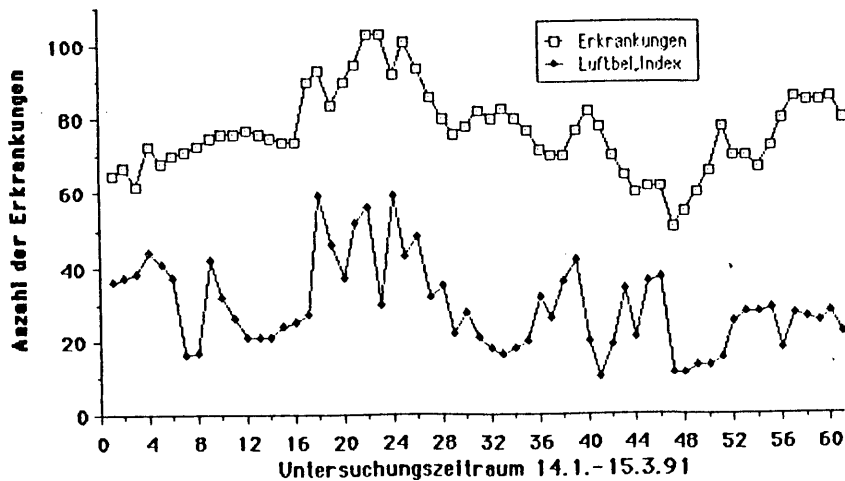
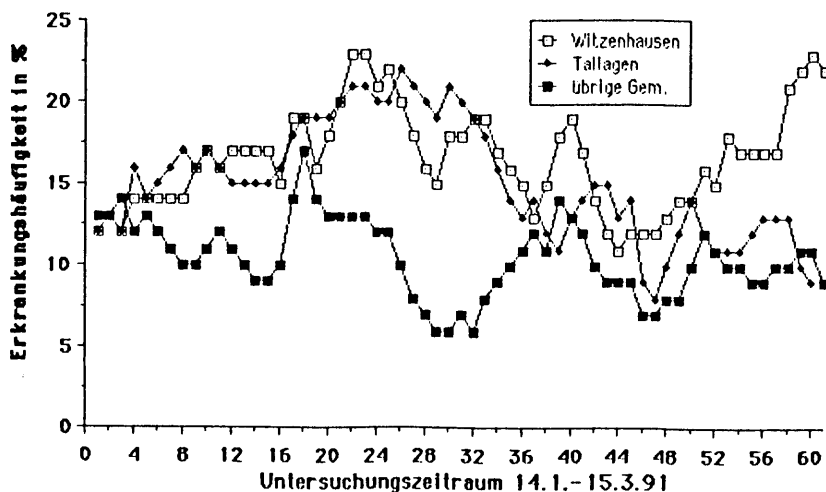


Abbildung 2. Prozentuale Erkrankungshäufigkeit verschiedener Bereiche



HUMANMETEOROLOGISCHE ERGEBNISSE DER DEUTSCHEN MEDIZINISCHEN FORSCHUNGSEXPEDITION KARAKORUM 1991 (GEMEX K 91)

Cornelia Lüdecke¹ und Christoph Kraul²

1) 8000 München 70, Valleystr. 40, 2) Meteorologisches Institut, München

Die Deutsche Medizinische Forschungsexpedition Karakorum 1991 (GEMEX K 91) unter der Leitung von Dr. Alfred Thomas (BW Krankenhaus Ulm) hatte sich zum Ziel gesetzt, während der Besteigung des Broad Peak (8047m) die Auswirkungen höhenbedingter Umwelteinflüsse auf den menschlichen Organismus festzustellen. Es wurden Untersuchungen zum Wasserhaushalt, zur Blutphysiologie vor und nach extremer Höhenexposition und zur Auswirkung der Hypoxie auf die Cornea durchgeführt.

Zu Beginn der Bergsteigersaison 1991 lag noch sehr viel Schnee im Karakorum. Die im Basecamp in 4900 m Höhe gemessenen Klimadaten (Tab.1) ergeben im Vergleich mit anderen Daten des Karakorum (Flohn 1956, S. 86), daß der Juni 1991 vergleichsweise kälter und feuchter als sonst war.

Tab.1: Mittel- und Extremwerte am Broad Peak (4900 m) vom 6.6.-28.6.91 (8:00-19:30).

	T (°C)	f (%)	v (m/s)	p (hPa)
\bar{x}	3,4	56	2,5	570,3
Min.	-2,9	27	0	564,7
Max.	7,8	95	6,4	573,9

Für den Aufenthalt im Basecamp wird die Abkühlungsgröße in einem Nomogramm nach der Siplesformel (Abb.1) dargestellt.

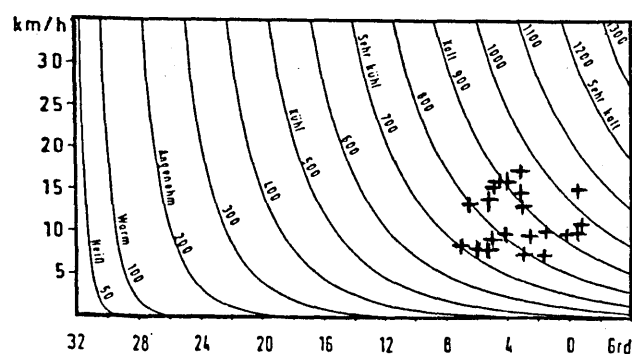


Abb.1: Abkühlungsgröße am Broad Peak (4900 m), Juni 1991.

Eine andere Darstellung der Abkühlung als Windchill WCH (°C) nach Formel (1) ergibt, daß 50 % der aufgetretenen Werte unter -6 °C liegen bei einem Maximum von -10 °C.

$$WCH = (0.495 - 0.255\sqrt{v} + 0.0134 v) (33-T) \quad (1)$$

v in (km/h), T (°C).

Die Berechnung der Energiebilanz des Menschen nach dem Programm MEMI (Höppe 1984) erfolgte am Beispiel zweier Expeditionsmitglieder. Als Aktivität wird Wandern auf holprigem Untergrund angenommen. Die Ergebnisse in Bezug auf den Wasserhaushalt werden mit Daten für die Alpen in 2000 m Höhe verglichen (Tab.2).

Tab.2: Windchill und Wasserhaushaltsgrößen in 2000 m und 4900 m (Frühling, mittags) mit Sonne (S) und bei Wolken (W).

weiblich		WCH (°C)	Tsk (°C)	SW (g/h)	B (%)
2000 m	S	-2,6	33,0	84	9
4900 m	S	-7,0	36,0	344	27
4900 m	W	-6,7	35,0	206	23

männlich		WCH (°C)	Tsk (°C)	SW (g/h)	B (%)
2000 m	S	-2,6	32,3	143	14
4900 m	S	-7,0	35,5	496	32
4900 m	W	-6,7	34,3	322	30

WCH: Windchill, Tsk: Hauttemperatur, SW: Gesamt-Wasserverlust, B: Benetzungsgrad

Zusätzlich zur erhöhten Abkühlung wird in Tab.2 der erhöhte Wasserverlust im Hochgebirge dokumentiert, der bei Bewölkung etwa 1/3 niedriger liegt als bei Sonne. Durch die höhere Schweißrate und dem entsprechenden höherem Benetzungsgrad des Bergsteigers liegt dessen Hauttemperatur niedriger als bei der Bergsteigerin.

In der Übersichtsdarstellung von meteorologischen Parametern, dem Windchill und des Gesamt-Wasserverlustes (Abb.2) an einem wolkenfreien Tag wird deutlich, daß bei gleichbleibend niedriger Luftfeuchte die Abkühlung im Zusammenwirken von Temperaturzunahme und Windgeschwindigkeitsabnahme zurückgeht, während der Wasserverlust entsprechend abnimmt.

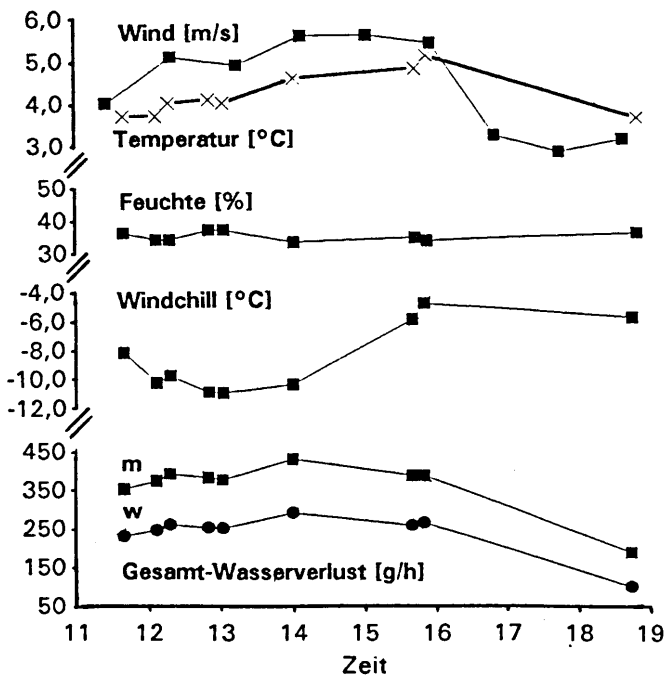


Abb.2: Humanmeteorologisch relevante Parameter im Tagesgang bei wolkenlosem Himmel (m: männlich, w: weiblich).

An Schlechtwettertagen mit hoher Luftfeuchte ist der Wasserverlust entsprechend niedriger. Die Ergebnisse der Berechnungen zum Wasserhaushalt sollen später mit den Ergebnissen aus den medizinischen Untersuchungen vor Ort verglichen werden.

Literatur:

Flohn H., Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens II, Meteorol. Rdsch. 9 (1956) Nr. 5/6, S. 85-88.
 Höpfe, P., Die Energiebilanz des Menschen, Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München, Nr. 49, (1984).

DIE INTERAKTIVE ÜBERARBEITUNG EINER AUTOMATISCH ERZEUGTEN SIGNIFICANT WEATHER CHART

H.-J. Koppert

Deutscher Wetterdienst, Offenbach/M.

1. EINLEITUNG

Die interaktive Überarbeitung einer Significant Weather Chart (SWC) wird auf einer graphischen Workstation, die im Bereich der Posterpräsentation installiert werden soll, demonstriert. Dieses Programm ist ein Teil des interaktiven graphischen Systems (IGS) des DWD

(KUSCH 1992).

Eine SWC enthält für die kommerzielle Fliegerei relevante Wetterinformationen, wie Wolkenunter- und Obergrenzen, Informationen über Vereisung und Turbulenz, sowie Strahlströme und Gebiete mit Clear Air Turbulence. Das mit Wolken verbundene signifikante Flugwetter wird in Form von Gebieten einheitlichen Wetters dargestellt.

2. DAS SWC-MODELL

Die Elemente der SWC werden an jedem Gitterpunkt errechnet. Gewitter werden durch ein eindimensionales Wolkenmodell simuliert, während stratiforme Wolken aus der Parametrisierung des Bedeckungsgrades folgen. Für den Vereisungsgrad wird je nach Verfügbarkeit von Vorhersageparametern der vorhergesagte Flüssigwassergehalt oder eine aus der vorhergesagten spezifischen Feuchte erhaltene maximale Abschätzung der möglichen Vereisung benutzt.

Die Ergebnisse an den Gitterpunkten werden durch eine Klassifizierungsprozedur bzw. einer Clusteranalyse zu Gebieten einheitlichen Wetters zusammengefaßt.

Anschließend muß dieses Ergebnis noch homogenisiert werden. Jedem Gebiet wird der Gebietsmittelwert des signifikanten Flugwetters zugewiesen.

3. DAS VERTEILTE ERZEUGUNGSKONZEPT

Die Rohdaten, d.h. das Ergebnis des SWC-Modells, GKS-Metafiles und Satellitenbilder werden auf den Großrechnern des DWD erzeugt und zur Workstation übertragen. Die Modelldaten werden interaktiv verändert oder graphisch editiert, während Metafiles und Bilder nur überlagert bzw. unterlegt werden können.

4. DIE WORKSTATION KONFIGURATION

Die IGS-Installation wurde auf einer CDC 910-400 UNIX Workstation durchgeführt. Die Auflösung des Monitors beträgt 1280*1024 Pixel. Um das System möglichst portabel zu halten, wurden der Graphik-Standard GKS und die Programmiersprachen FORTRAN und C gewählt.

5. DIE BEARBEITUNG DER SWC

Die Überarbeitung der SWC besteht aus zwei Schritten. Der erste Schritt besteht in dem Plot des automatisch erzeugten "first guess". Der zweite Schritt ist die interaktive Überarbeitung dieses automatisierten Vorschlags. Bodenfronten müssen noch hinzugefügt werden oder können von einer anderen Workstation importiert werden.

5.1 DER AUTOMATISIERTE TEIL

Zunächst werden Tropopausenextrema geplottet. Dann werden die Gebiete signifikanten Wetters mit einer Wolkenlinie umfahren. In jedes Gebiet wird ein das Gebiet charakterisierender Gebietstext geplottet. Dann werden weitere Tropopausenwerte gezeichnet. Die Höhe der Nullgradgrenze wird durch gestrichelte Isolinien dargestellt. Zum Schluß werden der Strahlstrom und Gebiete mit Clear Air Turbulence geplottet.

5.2 DER INTERAKTIVE TEIL

Die SWC bietet ein mausgesteuertes Interface. Es sind daher keine Eingaben von der Tastatur notwendig.

Jedes graphische Objekt (Linien, gefüllte Flächen), d.h. jedes Element signifikanten Wetters, kann neu erzeugt, gelöscht oder editiert werden. Das Zeichnen und Editieren von Linien und Flächen basiert auf Stützpunkten, die durch Splines verbunden werden. Jedes Textobjekt kann erzeugt, gelöscht, verschoben und durch ein Menü editiert werden.

Die Bedienungssicherheit wird durch eine Stornofunktion und einen permanenten Backup der Arbeit sichergestellt.

Die Überarbeitung wird durch eine Vielzahl überlagerbarer Metafiles diagnostischer Größen und unterlegbarer Satellitenbilder unterstützt. Falls die aktuelle Wetterentwicklung, angezeigt durch das neueste Satelli-

tenbild und die letzten Wettermeldungen eine vom "first guess" abweichende Entwicklung anzeigt, so kann mit Hilfe der angesprochenen Graphikeditierwerkzeuge dies in die Karte eingebracht werden.

6. SCHLUSSFOLGERUNG

Die automatisierte Produktion von SWC's wird seit Oktober 1990 operational durchgeführt. Die Akzeptanz des Verfahrens hängt von zwei Punkten ab. Der automatisierte 'first guess' muß eine hohe Qualität aufweisen, so daß höchstens 20% der Karte überarbeitet werden müssen. Die Rechner Hardware muß es möglich machen, innerhalb sehr kurzer Zeit (1-3 Sekunden) auf die Eingaben des Meteorologen zu antworten.

KOPPERT,H.-J., 1989: Automated Significant Weather Charts at the Deutscher Wetterdienst. Preprints Third Int. Conf. on the Aviation Weather System, Anaheim, Calif., Jan 30 - Feb 3, 1989, Amer. Meteor. Society, 290-291

KUSCH,W; KOPPERT H.-J.: Der Einsatz des interaktiven graphischen Systems (IGS) für den zentralen und dezentralen Wettervorhersagedienst. DMT 1992, Berlin, 16.-20. März

MÖGLICHKEITEN DER FLUGWETTERBERATUNG IM SELFBRIEFING-VERFAHREN

Thomas Hafner

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt in Offenbach

Aufgabe des Deutschen Wetterdienstes ist es u.a., die meteorologische Sicherung der Luftfahrt zu gewährleisten. Diese Aufgabe wird vom Flugwetterdienst wahrgenommen. Dazu gehört neben dem Beobachtungs-, Fernmelde-, Vorhersage- und Warn-dienst insbesondere auch der Flugwetterberatungs-dienst, der an den 17 Flugwetterwarten des Deut-schen Wetterdienstes bereitgestellt wird.

Derzeit hat jeder Pilot die Möglichkeit, eine indivi-duelle Flugwetterberatung persönlich oder fernmünd-lich abzugeben. Der Beratungsbedarf von ca. 1 Million Beratungen pro Jahr übersteigt jedoch be-reits heute die Kapazität des Flugwetterberatungs-dienstes. Deshalb müssen, zumindest in den Spitzen-zeiten, längere Wartezeiten in Kauf genommen wer-den. Es ist abzusehen, daß die rasante Weiterent-wicklung in der Luftfahrt auch eine rasche Zunahme der Beratungsanforderungen mit sich bringt. Unter den gegebenen Randbedingugen ist zu befürchten, daß der Flugwetterdienst diesem Trend durch ent-sprechende Personal- und Sachmittelausstattung nicht folgen kann. Aus diesem Grund wurde ein Selbst-briefing-Konzept für den Flugwetterberatungsdienst entwickelt.

Dieses Konzept verfolgt das Ziel, ein möglichst breites Spektrum von flugwetterdienstlichen Informa-tionen über die modernen Kommunikationsmittel für den Abruf durch die Nutzer bereitzustellen, um damit einen möglichst großen Teil der Flugwetterbe-ratungen bereits im Vorfeld abzufangen. Dadurch werden die Beratungszahlen insgesamt reduziert, die Wartezeiten weitgehend abgebaut und es entstehen Freiräume, die für eine qualitativ verbesserte Flug-wetterberatung in den verbleibenden Einzelfällen genutzt werden kann. Auf jeden Fall soll als letzte Instanz die Möglichkeit zur individuellen Flugwetter-beratung erhalten bleiben.

Im einzelnen sind folgende Selbstbriefing-Komponen-ten vorgesehen, bzw. schon teilweise realisiert:

- FAD (= Fernsprechanagedienst) für AFWA/GA-FOR-Berichte, Segelflugwetterberichte und Flugwet-terübersichten mit Ansagegeräten mit Mehrfachzu-gang
- BTX (= Bildschirmtext) für europaweite alphanu-merische Flugwetterinformationen (METAR, TAF,

SIGMET, ADVICE FOR GA, AFWA/GAFOR-Berich-te, Segelflugwetterberichte, TEMPs usw.) mit 24-stündi-ger Aktualisierung

- Telefax-Abrufprogramme mit graphischen und alpha-numerischen Flugwetterinformationen (z.B. Vorhersage-karten signifikanter Wettererscheinungen (SWC), Wind-/Temperaturvorhersagekarten, TAF-Zusammenstellun-gen usw.) für spezielle Nutzergruppen wie z.B. die Linienluftfahrt, die Allgemeine Luftfahrt (IFR und VFR) und den Luftsport

- Videotext mit Programmangeboten wie in BTX

- WIS (= Wetterinformationssystem) für den externen Zugriff auf flugmeteorologische Datenbanken mit PC über Datenleitungen und öffentliche Datennetze.

Als begleitende Maßnahmen sind u.a. vorgesehen:

- neue, anwenderorientierte Flugwetterdienstprodukte, die das Selbstbriefing erleichtern

- Aus- und Fortbildungsmaßnahmen für Piloten in Zu-sammenarbeit mit den Luftfahrtverbänden und Flug-schulen sowie

- Kommunikationsprogramme, um der zu befürchtenden, weiteren Entfremdung zwischen den Piloten und den Forecastern vorzubeugen.

Norbert Eifler

Amt für Wehrgeophysik, Mont Royal, D-5580 Traben-Trarbach

1. ALLGEMEINES

Zur Ursachenfindung bei Flugunfällen der Bundeswehr hat der Geophysikalische Beratungsdienst den Auftrag, in Voruntersuchungen Fragen der Geophysik zu klären. Die Ergebnisse dieser Voruntersuchungen werden in einem Gutachten dem Unfalluntersuchungsausschuß zur Verfügung gestellt. Hauptbestandteil der gutachterlichen Bewertung bilden die Überprüfung der Flugwetterberatungsunterlagen, die Festlegung des Flugstreckenwetters und des Wetters am Unfallort zum Unfallzeitpunkt.

Neben den bereits bewährten flugmeteorologischen Beratungsmethoden bietet das Amt für Wehrgeophysik zur Flugunfalluntersuchung auch neue rechnergestützte Beratungsverfahren an, die sich in Einzelfällen als sehr hilfreich zum Nachweis einer eingetretenen Wettersituation zeigten. Beispielhaft werden im folgenden solche Verfahren vorgestellt.

2. METEOROLOGISCHE UNTERSUCHUNGSVERFAHREN

2.1 SATELLITENDATEN

Seit Ende 1989 besitzt die Beratungszentrale des Amtes für Wehrgeophysik die Möglichkeit, auf dem Bildschirm des Interaktiven Graphischen Systems (IGS) gleichzeitig meteorologisches Meldegut, Modellergebnisse und NOAA-Satellitenbilder kombiniert darzustellen. Vor allem zur Erkennung kleinräumiger meteorologischer Strukturen, wie z.B. Gewitterzellen, Nebel oder orographische Effekte, liefern Ausschnittsvergrößerungen des Satellitenbildes im zu untersuchenden Gebiet oft entscheidende Hinweise. Die Vorteile dieses Verfahrens werden anhand einer Gewitter- bzw. einer schwachgradientigen Nebellage aufgezeigt.

2.2 DREIDIMENSIONALE RELIEFDARSTELLUNGEN

Dreidimensionale Reliefdarstellungen von festgestellten Nebelober- oder Wolkenuntergrenzen im regionalen oder lokalen Scale sind ein überzeugendes Präsentationsmittel für die Mitglieder des Unfalluntersuchungsausschusses. Ergibt die meteorologische Untersuchung beispielsweise eine Ceiling von 4000 Ft MSL, so wird diese Bewölkunguntergrenze zusammen mit dem notwendigen Koordinatenmittelpunkt des Flugunfallgebiets in ein vorhandenes Datenbankprogramm eingegeben und die 3D-Darstellung über einen Plotter ausgedruckt (Bild 1).

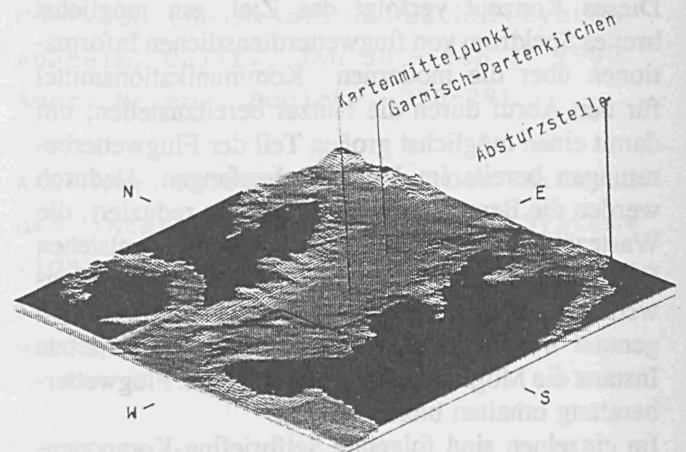


Bild 1: 3D-Darstellung - Ceiling 4000 Ft MSL -

Sämtliche Geländestrukturen oberhalb 4000 Ft MSL werden dabei geschwärzt, so daß nur Gebiete unterhalb der gewählten Ceilingangabe hell strukturiert erscheinen. Die Eingabe einer ermittelten Nebelobergrenze liefert hingegen eine umgekehrte Bildwiedergabe. Die Reliefdarstellungen können auch in Farbe erzeugt werden.

2.3 TOPMET-KARTEN

Ein durch die großräumige Wetterlage vorgegebenes Wetterfeld wird durch regionale und lokale Effekte der Topographie auf das Wetter modifiziert und zeigt eine entsprechende Variabilität. Die vorhandene Meldungsdichte der Wetterstationen erfaßt die aufgetretene Variabilität jedoch nicht. Dieses Problem der topographischen Einflüsse ist natürlich über eine subjektive Abschätzung des flugunfalluntersuchenden Meteorologen lösbar, seine Aussage kann jedoch durch die Anwendung des TOPMET-Verfahrens objektiv bestätigt oder in Zweifel gezogen werden.

TOPMET liefert für eine vorgegebene Flugstrecke Felder der einheitlichen Wetterelemente Niederschlag, meteorologische Sichtweite, Höhe der Wolkenuntergrenze und Bedeckungsgrad. Die auf der Flugstrecke angebroffenen TOPMET-Felder sind als Querschnitt und in Kartenform darstellbar.

2.4 VEREISUNG (EISANSATZMODELL)

Die Vorhersage der Vereisungsintensität basiert zur Zeit überwiegend auf der subjektiven Deutung von Höhen- und/oder Bodenwetterdaten. Ergibt sich bei einer flugunfalluntersuchung die Fragestellung nach aufgetretener Vereisung, so sieht sich der Gutachter gezwungen, seine Feststellung ebenfalls aufgrund dieser Daten zu treffen. Ein in der Verifikation befindliches Eisansatzmodell des Amtes für Wehrgeophysik berechnet zumindest zur objektiven Abschätzung der Vereisungswahrscheinlichkeit durch Eingabe der in Bild 2 erwähnten Parameter den Eisansatz an einem Profil.

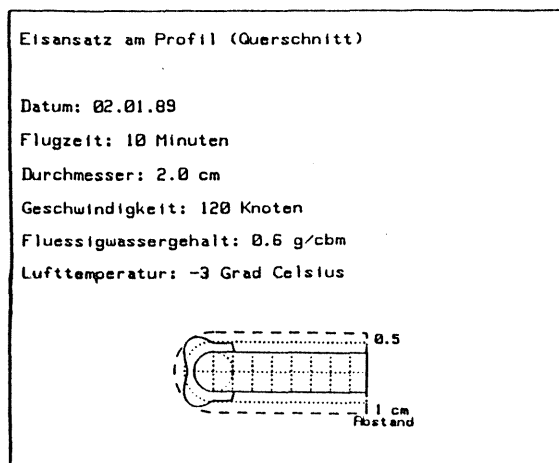


Bild 2

2.5 METEOGRAMM

Die Meteogrammdarstellung des "Boundary Layer" Modells (BLM) des Geophysikalischen Beratungsdienstes vermag einen graphischen Überblick über die zeitliche Entwicklung atmosphärischer Zustandsgrößen an einem Unfallort liefern. Untersuchungsrelevante Parameter sind als Gitterpunktinformation frei wählbar. Von besonderem Interesse ist hierbei die Konvektionsaussage.

LITERATUR

- Beiträge des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr durch
Aufm Kampe, W., Weber, H.
Brüggemann, G.
Fuchs, W.
Klaes, D., Thiel, D.
Prenosil, Th.

DAS PROGRAMMSYSTEM " H E A R T S "
(Hazard Estimation after Accidental Release of Toxic Substances)

H. Weber, W. aufm Kampe

Amt für Wehrgeophysik, Mont Royal, D-5580 Traben-Trarbach

1 ALLGEMEINES

Beim Amt für Wehrgeophysik (AWGeophys) wurde ein Modellsystem entwickelt, um bei Unfällen mit Freisetzen von giftigen Stoffen möglichst schnell Aussagen über Art, Ausdehnung und Andauer einer Gefährdung machen zu können.

Die Ergebnisse der Modelle können auf Bildschirm und auf Plotter ausgegeben werden. Zusätzlich zu Konzentrations- und Dosisangaben können Informationen der Geländedatenbank (Höhen und Bodennutzung) dargestellt werden.

1.1 EIGENSCHAFTEN VON MODELLEN

Die Ausbreitung von Luftbeimengungen hängt in komplexer Weise von einer Reihe von Parametern ab. Insbesondere spielen hier die Quellparameter (Lage, Stärke, Substanz), sowie meteorologische und topographische Gegebenheiten eine wesentliche Rolle. Zur Berechnung der Konzentrationsverteilung sind numerische Ausbreitungsmodelle entwickelt worden, die dies nach unterschiedlichen Verfahren ermöglichen.

In den offiziellen Verfahren (z.B. TA-Luft, VDI Richtlinie) werden noch immer die sogenannten Gaußmodelle verwendet. Für diese Modelle müssen eine Reihe von Voraussetzungen erfüllt sein (u.a. Homogenität des Windfeldes), die im Einzelfall meist nicht zutreffen. Sie liefern aber eine statistische Aussage, die für Planungszwecke, bei denen man von einer "wahrscheinlichen" Situation ausgehen möchte, sehr gut geeignet sind.

Detaillierte Modelle (z.B. Partikel Modelle) sind insbesondere für die Betrachtung von Einzelfällen geeignet. Die Qualität ihrer Aussage hängt aber entscheidend von der Qualität der benötigten Eingangsparameter ab. Diese hochauflösenden Modelle sind auch für Fallstudien erst dann nutzbringend einzusetzen, wenn aus dem Bereich für den die Berechnungen durchgeführt werden, detaillierte Angaben z.B. über Wind, Stabilität der atmosphärischen Schichtung und Oberflächenbeschaffenheit für den unmittelbar interessierenden Fall vorliegen.

Einen "Kompromiß" zwischen diesen beiden Modelltypen stellen die Gauß - Wolkenmodelle dar. Sie simulieren z.B. eine Rauchfahne durch eine Kette von kleineren Wolken, die sich unabhängig voneinander bewegen können aber in sich selbst ein Gauß'sches Verhalten zeigen. Die einzelnen Wolken können sich wieder in mehrere neue, unabhängige Wolken aufspalten, wenn sie eine bestimmte vorgegebene Größe erreicht haben. Auf diese Weise lassen sich bis zu einem gewissen Grade auch Inhomogenitäten in Gelände und Windfeld berücksichtigen.

1.2 EINFLUSS DER UMGEBUNG AUF DIE PARAMETERSÄTZE FÜR GAUSSMODELLE

Alle Gaußmodelle benötigen einen Satz von Ausbreitungsparametern, die sehr stark von den örtlichen Gegebenheiten (Gelände, Bewuchs/Bebauung, Klimazone, etc.) abhängen. Diese Parameter müssen mit statistischen Methoden aus Messungen ermittelt werden. Diese Messungen sind sehr aufwendig und liefern regional unterschiedliche Ergebnisse. Dies führt dazu, daß die verfügbaren Parametersätze z.T. sehr unterschiedlich sind. Hinzu kommt, daß die Turbulenz der Atmosphäre für eine große Schwankungsbreite bei diesen Parametern selbst sorgt.

1.3 EINFLUSS DER MITTELUNGSZEIT

Die natürliche Windvariabilität führt zu Konzentrationsschwankungen in Lee einer Quelle. Gemessene Dosiswerte sind daher stark abhängig von Probenahme-Mittelungszeit. Eine solche Mittelung, die auch der menschliche Körper bei Einatmung von Schadstoffen über einen bestimmten Zeitraum vornimmt, muß durch Modelle simuliert werden. Das AWGeophys hat in verschiedenen Feldexperimenten hierfür geeignete Parametersätze ermittelt.

2. DAS MODELLSYSTEM DES AWGEOPHYS

In das Modellsystem des AWGeophys sind sowohl ein einfaches Gaußmodell als auch ein Gauß-Wolkenmodell (MIKKELSEN et. al. 1987) integriert. Dabei ist die Verwendung verschiedener Parametersätze für unterschiedliche Aufgabenstellungen (z.B. Berechnung von akuter Gefährdung oder Dauerbelastung, Berücksichtigung regionaler Unterschiede) vorgesehen.



Abb. 1: Ausbreitungsrechnungen mit HEARTS in strukturiertem Gelände für drei fiktive Dauerquellen. Eingangsdaten: Stabil bei schwachem Südwind.

Meteorologische Eingangsdaten sind:

- je ein für das gesamte betrachtete Gebiet repräsentativer Wert für Windrichtung, -geschwindigkeit und Stabilität, oder
- einzelne interaktiv eingegebene Meßwerte (woraus ein interpoliertes Feld berechnet wird), oder
- der Output des BLM Modells (Routinevorhersagemodell des AWGeophys mit einer horizontalen Auflösung von 63 km und einer zeitlichen Auflösung von 3h Intervallen bis zu 36h im Voraus).

Um den Einfluß des klein - skaligen Geländes berücksichtigen zu können, wird das BALL und JOHNSON (1978) Modell verwendet, falls der Rahmen, in dem Ausbreitungsrechnungen zu erstellen sind, dies erforderlich macht.

Quellposition und Quellparameter können ebenfalls interaktiv eingegeben werden. Bei Unfällen mit Freisetzung von Schadstoffen in flüssiger Form kann noch ein Verdunstungsmodell zur Bestimmung der Quellstärke vorgeschaltet werden. Es können auch fest vorgegebene Quellorte

(z.B. Industriestandorte, Lager) und Quellparameter verwendet werden, die z. B. eine mögliche Freisetzung bei einem Unfall darstellen.

Abb. 1 zeigt das Ergebnis einer Modellrechnung für den Raum Koblenz bei der 3 beliebig angenommene Quellen Schadstoff emittieren. Dargestellt sind die Höhenlinien des Geländes, und die Vorhersage des Gauß - Wolkenmodells auf der Grundlage des geländebeflußten Windes.

Deutlich erkennbar sind die starken Einflüsse des Geländes bei der linken Quelle im Rheintal und bei der rechten Quelle auf der Höhe über Koblenz.

 BALL, J.A.; JOHNSON, S.A.: Physically Based High Resolution Surface Wind and Temperature Analysis for EPAMS. ASL-CR-78-0043-1, Atmospheric Sciences Laboratory, White Sands Missile Range, NM, USA, 1978.

MIKKELSEN, T.; THYKIER NIELSEN, S.: RIMPUFF (Version 20) Users Guide, Risø-M-2673, Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark, 1987

DIE ERDATMOSPHÄRE – EIN ANOMALER FALL UNTER DEN PLANETENATMOSPHÄREN?

Jens Taubenheim
Berlin

Im Vergleich zu den Atmosphären der erdähnlichen Planeten Venus und Mars, die zu mehr als 95% aus CO₂ bestehen, zeichnet sich die Erdatmosphäre durch einen extrem niedrigen CO₂-Gehalt von nur 0.03% aus. Das ist entscheidend dadurch bedingt, daß auf unserem Planeten Wasser in flüssigem Zustand existiert, worin im Laufe der geologischen Geschichte das CO₂ gelöst und durch Sedimentation der Karbonatschalen von Meerestieren schließlich in der Erdkruste deponiert wurde. Nichtsdestoweniger trägt der kleine Rest von gasförmigem CO₂ in unserer Atmosphäre wesentlich zum "Treibhauseffekt" bei, der die infrarote Strahlungsenergie in der Lufthülle speichert und damit die Wärmebilanz unseres Planeten bestimmt. Das Anwachsen des Treibhauseffektes mit seinen Klimafolgen, hervorgerufen durch die anthropogene CO₂-Emission, ist bekanntlich eines der gegenwärtig dringendsten Probleme der Umweltbeherrschung. Der "anomale" Mangel an CO₂ gegenüber den Atmosphären anderer Planeten führt aber auch zu einer Reihe weiterer "Anomalien" der Erdatmosphäre. Die infrarote Wärmeabstrahlung einer Stickstoff - Sauerstoff - Atmosphäre in den Weltraum ist erheblich geringer als die einer CO₂-Atmosphäre, wodurch die Temperatur und die Dichte in den oberen Schichten der Erdatmosphäre (oberhalb 100 km Höhe) um ein Mehrfaches größer sind als in den entsprechenden Höhenbereichen der Venus- und der Marsatmosphäre. Das hat wesentliche Konsequenzen für die Planung von Raumfahrtmissionen. Weiterhin beginnt auch die Exosphäre (d.i. die Höhenregion, aus der die Luftmoleküle in den Weltraum entweichen können) bei der Erde erst in wesentlich größerem Abstand von der Planetenoberfläche als die Exosphären von Venus und Mars. Zugleich ist das beständige Ausströmen von Wasserdampf aus der Erdatmosphäre in den umgebenden Weltraum erheblich stärker als z.B. bei der Venus. Die sauerstoffreiche Erdatmosphäre gibt andererseits die Voraussetzung zur Bildung der Ozonschicht, die die irdische Biosphäre vor der schädlichen Ultraviolettstrahlung schützt, bei Mars und Venus dagegen nicht vorhanden ist. So zeichnet sich die Lufthülle, die unseren Planeten umgibt, gegenüber anderen Planeten durch eine Spezifik aus, die für das Entstehen und die Erhaltung einer Biosphäre besonders günstige Bedingungen gewährleistet.

"METEO DISC - EINE INTERAKTIVE BILDPLATTE MIT BEWEGUNGSMANIPULATION."

Günter Warnecke, Christian Zick, Oliver Rothe

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

METEO DISC ist eine Video-Bildplatte. Auf ihr sind neben einem in die sinnvolle Bildplattennutzung einführenden Kurzfilm ca. 650 ausgewählte meteorologische (und einige ozeanographisch interessante) Satelliten-Bildfolgen (z.T. mehrfach, aber in jeweils unterschiedlichen Verarbeitungsformen, wie in Grauwert- oder Farbcodierung) mit insgesamt ca. 42.000 Einzelbildern in Analogform gespeichert. Die Bilddaten stammen hauptsächlich von METEOSAT, aber auch von ATS-, SMS-, GOES-, NOAA- und (Neuseeland betreffend) GMS-Satelliten. Die Szenenauswahl betraf hauptsächlich synoptisch- und subsynoptisch-skalige Zyklongenese, "Polar Lows", "Comma Clouds", Saharastaubtransporte, Ölruß-Wolken (Nahost), mesoskalige Konvektionssysteme und Zirkulationen, Solitär- und Schwerewellen sowie Meereisbewegungen.

Die Bilder können mit der zum Abspielgerät gehörenden Fernbedienung in einfacher Weise als Zeitraffer-Bewegungsszenen interaktiv abgerufen werden. Im Gegensatz zu herkömmlichen Bewegungsdarstellungen mittels Film oder Videoband wird die Manipulation der Szene (Länge, Ablaufform, Ablaufgeschwindigkeit, Standbildeinfügung, Wiederholungsrate etc.) erst während der Vorführung generiert und ist hierbei zur optimalen Anpassung der Wiedergabe an die Dynamik der jeweils betrachteten Phänomene oder an die Bedürfnisse des Beobachters vielfältig steuerbar. PC-Kopplung bietet weitere vielseitige Zugriffs-, Bewegungsmanipulations- und Präsentations-

möglichkeiten. Darüber hinaus erlaubt sie den Aufbau einer szenenorientierten Wissensbasis, die nach Daten, Stichwörtern und Bildposition strukturiert ist. Diese Wissensbasis kann vom Nutzer individuell verändert und erweitert werden. Die Bildplatte wird dadurch zu einem in Beobachtung, Forschung und Lehre außerordentlich versatil einsetzbaren Datenträger. Das System wird vorgestellt und die vielfältigen Möglichkeiten seiner Handhabung und Nutzung an Beispielen erläutert. In einem Ausstellungsstand im Rahmen der "poster session" werden die Bildplatte und ihre Nutzung "zum Anfassen" vorgestellt, d.h. das System kann u.a. vom Besucher selbst interaktiv erprobt werden.

OBJEKTIVE LOKALE SICHT - CEILING - VORHERSAGE MIT DEM PROJEKT OMNIS
(Operational Meteorological Nowcasting Information System)

Harald Weingärtner

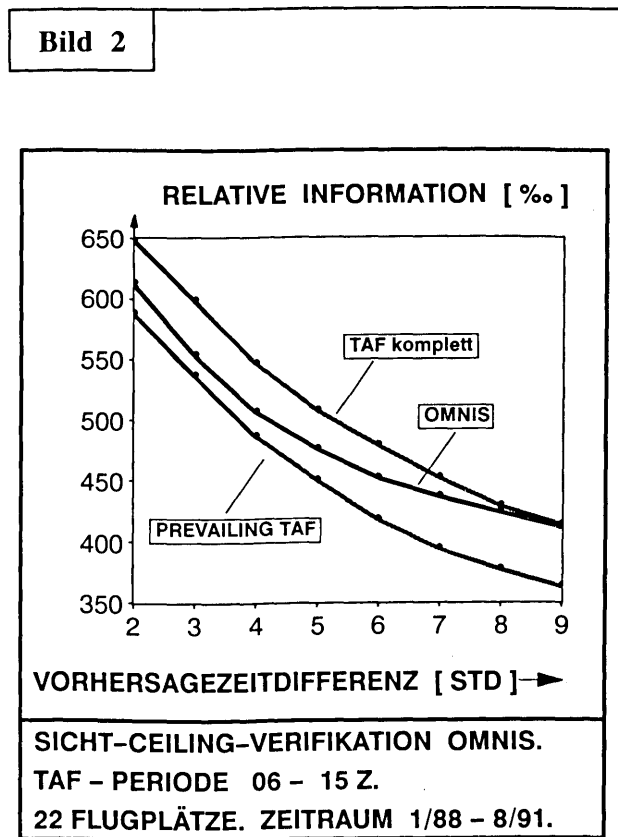
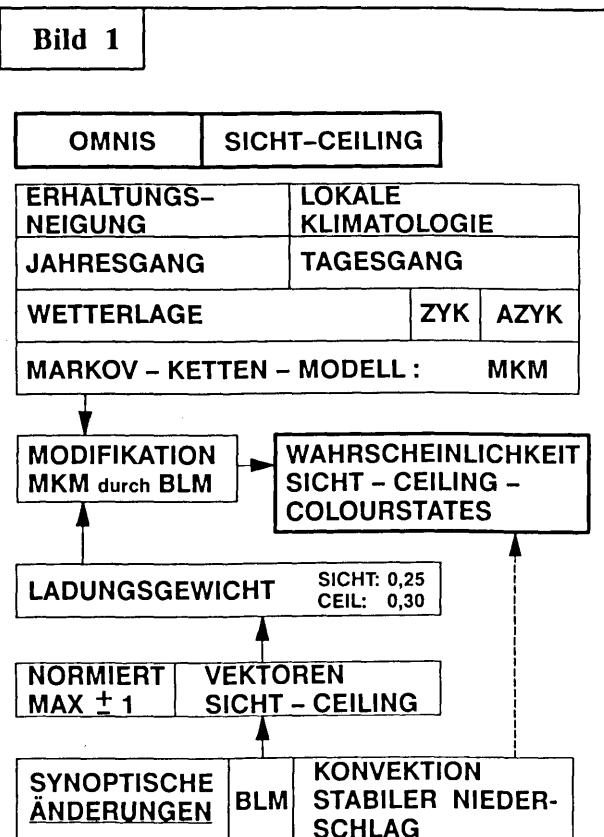
Amt für Wehrgeophysik, 5580 Traben-Trarbach

1 ZIELSETZUNG

Beim Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr (GeophysBDBw) besteht in der täglichen Wetterberatungspraxis ein erhebliches Interesse an lokalen Vorhersagen im Kurzfristbereich. Es war daher seit langem angezeigt, ein operationelles, DV-gestütztes Nowcasting-Verfahren als unmittelbare Hilfe für die Arbeit des Meteorologen/Forecasters zu entwickeln. Es soll helfen, die immer größer werdende Flut von synoptischem Basismaterial zu bewältigen, indem die für die (Flug-) Wetterberatung relevante Information zunächst selektiert und anschließend durch Einbindung in objektive Vorhersageverfahren konzentriert genutzt wird.

2 METHODE

OMNIS liefert für beliebige Orte und beliebige Startzeiten objektive lokale Vorhersagen flugbetriebsrelevanter meteorologischer Parameter im Nowcasting-Bereich bis +12 Std. (+18 Std.) Vorhersagezeit (Wind, Turbulenz, Temperatur, Feuchte jeweils bis FL 100, sowie Sicht, Ceiling, Niederschlag, Konvektion und Hazards). Die Vorhersage basiert auf dem Output des regionalen Vorhersagemodells BLM sowie auf der aktuellen Wetterbeobachtung am Prognoseort zur Startzeit. Über ein numerisch-statistisches Verfahren wird die BLM-Information zunächst anhand der Wetterbeobachtung modifiziert, sozusagen "lokal adaptiert" und anschließend daraus die Prognose entwickelt. Die Methode hierzu vari-



iert je nach Vorhersageparameter. Die Sicht-Ceiling-Vorhersage zum Beispiel erfolgt über ein generalisiertes Markov-Ketten-Modell. Es liefert die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten der Sicht-Ceiling-Colourstate-Klasse in Abhängigkeit von der regionalen Orographie-Struktur, dem Witterungstyp, von Monat, Startzeit, Vorhersagezeit und der Ausgangs-Wetterbeobachtung. Die aktuelle synoptische Wetteränderung wird über das BLM berücksichtigt, indem die für Sicht und Ceiling relevanten Parameter des Model-Outputs zu Vektoren kombiniert werden, die die prognostizierte Wahrscheinlichkeitsvorhersage modifizieren und zwar umso mehr, je stärker die synoptische Änderung vom BLM erfaßt wird. Zusätzlich wird die Wahrscheinlichkeitsvorhersage durch prognostizierten Niederschlag und konvektive Ereignisse modifiziert. (Bild 1)

3 VERIFIKATION

Die Sicht-Ceiling-Vorhersage wurde mit dem Gütemaß "Relative Information" verifiziert, welches die Vorhersageleistung als Verbesserung gegenüber dem Zufall bestimmt und zwischen dem Wert eins (vollkommen richtige Vorhersage) und dem Wert null (reine

Zufallsinformation) schwankt (WEINGÄRTNER 1980). OMNIS erreicht die Qualität vergleichbarer subjektiver Vorhersagen (Prevailing TAF, Bild 2). Auch gegenüber der Persistenz ist mit wachsender Vorhersagezeit ein deutlicher Informationsgewinn zu erzielen (Bild 3).

4 ROUTINEEINSATZ

In Kürze werden alle Geophysikalischen Beratungsstellen auf Bundeswehrflugplätzen mit einer komfortablen DV-Kapazität ausgestattet (Beratungsterminal). OMNIS wird als Nowcasting-Verfahren dort eingesetzt werden. Die erforderliche Basisinformation wird dabei zentral aufbereitet und über schnelle Datenleitungen an das Beratungsterminal übertragen. Dort erfolgt die Verfahrenssteuerung über selbsterklärende Menues, die Ergebnisse werden als farbige Bildschirmgraphik nutzerorientiert ausgegeben (Bild 4).

Literatur:

WEINGÄRTNER, H.: Die Information der Vorhersage. Meteorol. Rdsch. 33 (1980) Nr. 4, S. 117-123.

Bild 3

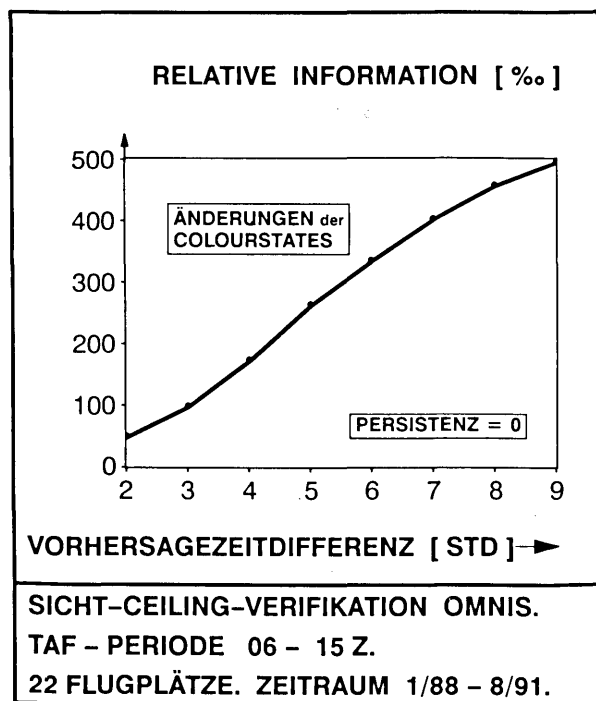
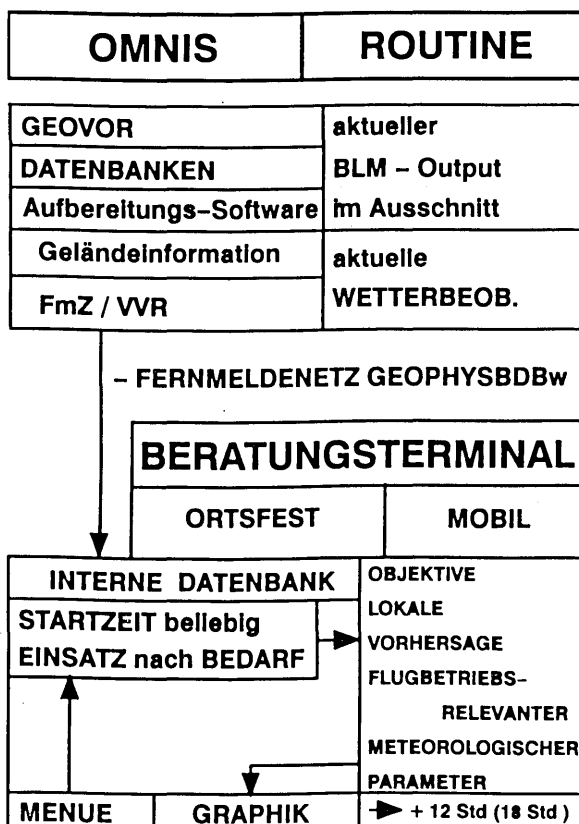


Bild 4



VERHALTEN EINER FRONTALZONE AN EINEM BERG

Joseph Egger
Meteorologisches Institut
Universität München,

Untersucht wird die Überschreitung eines Berges durch eine Frontalzone im Rahmen eines zweidimensionalen Dreischichtenmodells (s. Abb. 1). Für jede Schicht wird Konstanz der Dichte und der potentiellen Vorticity angenommen. Alle drei Schichten liegen unter einer passiven vierten Schicht, durch die ein geostrophischer Wind U_g in Form eines Druckgradienten allen dreien aufgeprägt wird. Die Schicht 2 wird als Frontalzone bezeichnet, die die besonders dichte Luft der Schicht 1 von der relativ dünnen Luft der Schicht 3 trennt. Die Trennflächen zwischen Schicht 2 und den beiden anderen Schichten schneiden den Boden und die Distanz d dieser Schnittpunkte wird als Breite der Frontalzone betrachtet. Die Modellgleichungen erlauben eine analytische Lösung des Problems.

Erreicht nun die Trennfläche der Frontalzone von der Warmluft den Berg, so verringert sich deren Geschwindigkeit, während die Geschwindigkeit der Trennfläche zur Kaltluft davon nur wenig berührt wird. Insofern wirkt der Berg stark frontogenetisch. Sobald aber die zweite Trennfläche den Berg erreicht, so wird diese ebenfalls verlangsamt und zwar so,

daß insgesamt Frontolyse eintritt. Ferner wird die gesamte Frontalzone durch den Berg verlangsamt. Dieses Verhalten der Frontalzone ist typisch in dem Sinne, daß es sich bei Variationen der Modellparameter in einem sinnvollen Rahmen nicht ändert.

Für halbwegs realistische Abmessungen der Orographie bricht die Lösung zusammen spätestens sobald die zweite Trennfläche den Gipfel überschreitet.

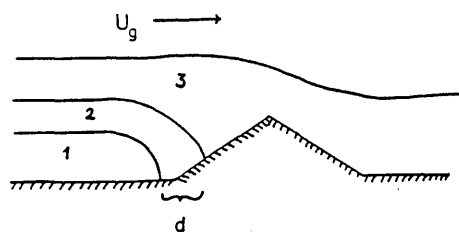


Abb. 1 Struktur des Modells

NUMERISCHE SIMULATION KONVEKTIVER WOLKEN AN EINER KALTFRONT

M. Laube, E. Kälicke

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

Mit Hilfe eines zweidimensionalen Modells wird die konvektive Bewölkung der Kaltfront vom 1. 7. 87 über Bayern simuliert. Als Anfangsdaten werden Wind, Temperatur und Feuchte des Radiosondenaufstiegs von 12 Uhr über München benutzt.

Das Modell verwendet die Kontinuitätsgleichung für eine kompressible Atmosphäre. Die Bewegungsgleichung für die Vertikalkomponente der Geschwindigkeit ist nicht hydrostatisch approximiert. Die Gleichungen für die Wolkenphysik beschreiben die Prozesse Kondensation, Deposition, Autokonversion, Akkretion, Gefrieren und Bereifen in parametrisierter Form. Die horizontalen und vertikalen Geschwindigkeitskomponenten, die Temperatur, die Dichte der trockenen Luft und die Mischungsverhältnisse von Wolkenwasser, Regen und Eis bzw. Hagel werden durch prognostische Gleichungen bestimmt. Das Modellgebiet umfaßt 80 km in der Horizontalen und 15 km in der Vertikalen.

Die Simulationszeit beträgt 120 Minuten. Davon entfallen die ersten 60 Minuten auf das Anfangsstadium der Konvektion. In

diesem Zeitraum wird das Wachstum der konvektiven Zelle im wesentlichen durch die Kondensation von Wasserdampf bestimmt. Die Wolke entwickelt sich zu einem typischen Cumulonimbus mit Aufwindschlauch, starken Abwinden und Amboss. Im oberen Teil vereist die Wolke.

Nach etwa 90 Minuten Simulationszeit erreicht der Niederschlag den Erdboden und das Zerfallsstadium beginnt. An den Rändern der Wolke beginnen sich neue konvektive Zellen zu entwickeln. Diese Entwicklung scheint ein Hinweis darauf zu sein, daß eine Kaltfront nicht aus langlebigen Konvektionszellen besteht, sondern daß sich an einer Kaltfront ständig neue Zellen mit einer relativ kurzen Lebenszeit bilden.

Die Front wurde mit dem Wolkenphysik Radar POLDIRAD der DLR in Oberpfaffenhofen eingehend vermessen. Aus den Messungen können Aussagen über den Gehalt an Regenwasser und Eis und deren Größen sowie über Windgeschwindigkeiten abgeleitet werden. Es ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der Ergebnisse der Modellierung mit den Messergebnissen.

Energie- und Stofftransporte in und über Pflanzenbeständen

R. Dlugi, G. Enders*, R. McMillan, M. Zelger, M. Weber, G. Roider, L. Kins, Meteorologisches Institut, Universität, Theresienstraße 37, 8000 München 2

* Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie, Universität, Amalienstraße 52, 8000 München 2

' Atmospheric Turbulence and Diffusion Division, NOAA, Oak Ridge, USA

Verschiedene Untersuchungen zum Austausch von Impuls und Wärme zwischen Boden, Pflanzenbeständen und Atmosphäre zeigen, daß dieser wesentlich durch mechanisch und konvektiv erzeugte kohärente Wirbel bestimmt werden kann. Hierdurch wird gleichfalls sowohl der Wasserdampftransport, als auch der Transport weiterer skalarer Größen beeinflusst. Die vorgestellten Ergebnisse von Untersuchungen der zeitlichen und räumlichen Struktur der turbulenten Schwankungsgrößen von Wind, Temperatur, CO_2 und H_2O in hohen Pflanzenbeständen zeigen, in welcher Weise der Impuls-, Wärme- und Wasserdampftransport im Bestand von der Energiebilanz abhängen. Als Beispiel werden Messungen in einem Fichtenbestand mit Ergebnissen aus der Literatur (z.B. Raupach et al., 1989) verglichen. Die Analyse der kohärenten Wirbelstrukturen in Verbindung mit Vertikalprofilen von θ_v , q , u gibt z.B. Hinweise, daß Impuls- und Wärmeaustausch bei zunehmender Konvektion im Kronenraum bevorzugt im Frequenzbereich größer 0.01 Hz ablaufen, während bei geringer solarer Einstrahlung der Austausch im Bereich 0.001 Hz - 0.007 Hz dominant ist. Die Resultate werden mit theoretischen Ansätzen (z.B. Raupach et al., 1989) verglichen, bei denen kohärente Wirbelstrukturen allein aufgrund mechanischer Anregung entstehen. Es ergeben sich verschiedene Konsequenzen für die Erfassung von Energie- und Stoffflüssen über hohen Pflanzenbeständen:

- Im allgemeinen tragen im Höhenbereich $z \approx h$ (h = Bestandshöhe) niederfrequente Wellen zum Impuls-, Wärme- und Wasserdampftransport bei. Es existiert nur in wenigen Fällen ein logarithmisches Windprofil; die Flüsse sind nicht höheninvariant. Die verschiedenen Gründe hierfür werden anhand der Bilanzgleichung für die turbulenten Flüsse diskutiert.
- Die Strömung über und innerhalb eines Pflanzenbestandes besitzt eigene 'universelle' Charakteristika, die es erlauben, u.a. aus der Form des Windprofils $u(z)$ und h sowie u die dominante Frequenz f_m der den Transport von Impuls (und Wärme) bestimmenden Wirbel abzuschätzen. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß bei kleinem 'Bowen-Ratio' B und $u(h) < 3ms^{-1}$ die gemessenen Frequenzen f_m signifikant kleiner als die berechneten Werte sind; gleichzeitig verstärkt sich bei abnehmendem B die Entkopplung des Be-

standes von der atmosphärischen Grenzschicht.

- Eine Zerlegung der Flüsse in niederfrequente und höherfrequente Anteile erlaubt es, für den höherfrequenten Anteil in einer Schicht oberhalb des Bestandes die Flüsse höhenkonstant anzusetzen, während der niederfrequente Term eine Störung darstellt, die auch im Stammraum meßtechnisch nachweisbar ist und dort als von oben eindringende Luftmasse, begleitet von einer Mikrofront, erscheint. Diese Zerlegung der Flüsse läßt sich mit Hilfe einer Energiebilanzmethode anhand des Zeitverlaufes von θ - und θ_v -Vertikalprofilen im und über dem Bestand und turbulenten Schwankungsgrößen parameterisieren. Die Ergebnisse zeigen, in welcher Weise der Wasserhaushalt eines Pflanzenbestandes und seine Strukturparameter (Bestandshöhe, -dichte, Vertikalprofil des Blattflächenindex, Wurzeltiefe und Feinwurzelmasse, usw.) einen Einfluß auf Energie- und Stofftransport (z.B. von CO_2 , O_3 , SO_2 , HNO_3 , H_2O_2) ausüben.

Literatur:

Raupach, M.R., J.J. Finnigan, Y. Brunet (1989): Coherent eddies in vegetation canopies. Proc. Fourth Australian Conference on Heat and Mass Transfer, Christchurch, New Zealand.

BESTIMMUNG DES AUSTAUSCHES VON STICKSTOFFKOMPONENTEN ZWISCHEN BODENNAHER ATMOSPÄRE UND EINER LANDWIRTSCHAFTLICH GENUTZTER FLÄCHE

F.X. Meixner¹, J. Ludwig², H. Müller², M. Nestlen²

¹Max-Planck-Institut für Chemie, Abteilung Biogeochemie, Saarstraße 23, W-6500 Mainz

²Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Kreuzteckbahnstraße 19, W-8100 Garmisch-Partenkirchen

1 EINLEITUNG

Im Sommer 1990 wurde im Rahmen eines CEC- bzw. EUROTRAC-BIATEX Projektes ein umfangreiches Feldexperiment in Manndorf/Niederbayern durchgeführt. Der turbulente Austausch von Ammoniak (NH_3), Salpetersäure (HNO_3), Stickstoffmonoxid (NO), Stickstoffdioxid (NO_2), Kohlendioxid (CO_2), Wasserdampf (H_2O) und Ozon (O_3) zwischen bodennahe Atmosphäre und einem Weizenfeld war Gegenstand der Untersuchungen.

2 METHODIK

Zur Bestimmung der turbulenten Spurengasflüsse wurden verschiedene mikrometeorologische Verfahren eingesetzt: die klassische (aerodynamische) Profilmethode (NH_3 , HNO_3), die modifizierte Bowen-ratio-Methode (NH_3 , HNO_3 , H_2O) und die eddy-correlation-Methode (NO , NO_2 , CO_2 , H_2O , O_3). Vertikale Gradienten der NH_3 - und HNO_3 -Konzentration wurden mit verschiedenen Denerdemethoden bestimmt, Fluktuationen und mittlere Konzentrationen von NO , NO_2 , CO_2 , H_2O und O_3 wurden mit Chemilumineszenzverfahren (Gas- bzw. Flüssigphase) bzw. IR-Spektroskopie gemessen. Die zur Bestimmung der Spurengasflüsse notwendigen mikrometeorologischen Größen - Impulsfluß, sensibler und latenter Wärmefluß, Rauigkeitlänge und Nullpunktsebenenverschiebung - wurden direkt (Ultraschallanemometer) bestimmt bzw. aus den Profilen der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und des Taupunktes (bzw. Feuchttemperatur) bzw. aus der Oberflächenenergiebilanz abgeleitet. Zum Vergleich mit den mikrometeorologischen Verfahren und zur eingehenderen Untersuchung der Oberflächenprozesse (Boden, Weizenpflanzen) wurde zusätzlich die dynamische Kammermethode (NO , NO_2 , CO_2 , H_2O , O_3) eingesetzt.

3 ERGEBNISSE

Die während des Experimentes gewonnenen Datensätze ermöglichen den Vergleich der verschiedenen Methoden zur Flußbestimmung. Als Beispiel ist der sensible Wärmefluß, der am 18.07.1990 nach der Bowen-ratio- (Energiebilanz-) und der Profilmethode ermittelt wurde in Fig.1 vergleichend dargestellt.

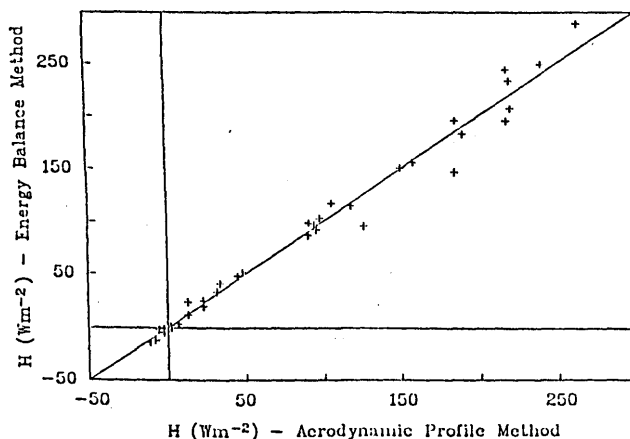


Fig.1: Sensibler Wärmefluß nach der Energiebilanz- und der Profilmethode (18.07.1990, 06:20-18:20 CET, $n=36$, $\langle u \rangle > 1 \text{ m/s}$, Manndorf)

Ein großer Teil des Experimentes wurde während der "Bayerischen Photosmogepisode 1990" durchgeführt: ein eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die tageszeitliche Entwicklung der Ozon- und HNO_3 -Konzentration am 18.07.1991, die in Fig.2 (a) dargestellt ist. Die für diesen Zeitraum bestimmten HNO_3 -

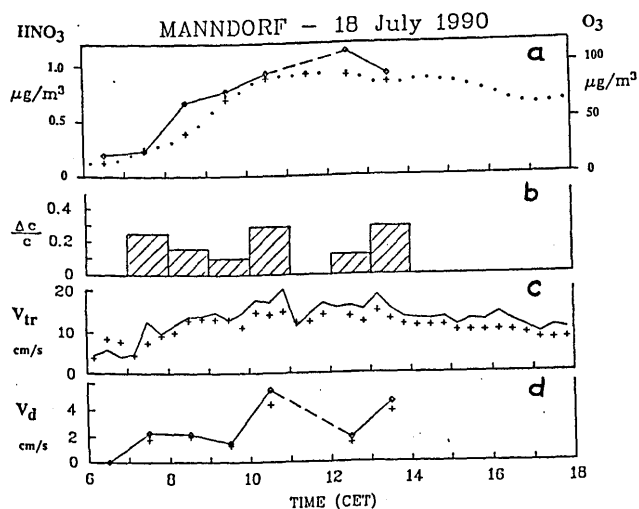


Fig.2: Manndorf, 18.07.1991: Zeitlicher Verlauf (a) der HNO_3 -Konzentration (\diamond) und der O_3 -Konzentration, (b) HNO_3 -Konzentrationsverhältnis $[C(z_2)-C(z_1)]/\bar{C}$ (c) Transfergeschwindigkeit v_{tr} , bestimmt nach der Energiebilanz- (—) und der Profilmethode (+), (d) HNO_3 -Depositionsgeschwindigkeit bestimmt nach der modifizierten Bowen-ratio- (Rauten) und der Profilmethode (+) (s. Müller et al. 1992)

Depositionsgeschwindigkeiten (Fig.2 (d), 0-4.8 cm/s) liegen im Bereich der auch für andere niedrige Vegetationsformen ermittelten Werte (s. HUEBERT und ROBERT 1985, HARRISON et al. 1989, DOLLARD et al. 1990).

Ein erheblicher Einfluß schneller photochemischer Reaktionen ($\text{NO-NO}_2\text{-O}_3\text{-HNO}_3$) auf den turbulenten Austausch dieser Komponenten wurde bereits festgestellt (NESTLEN 1991) und ist Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Mit der modifizierten Bowen-ratio-Methode wurde der Ammoniak-austausch über dem Weizenfeld untersucht. Der tageszeitliche Verlauf der in 1.3m und 4.38m (Höhe des Weizens: 0.9m) gemessenen NH_3 -Konzentration ist in Fig.3 (a) dargestellt. Vor Sonnenaufgang wurde am 18.07.1991 ein zur Oberfläche gerichteter NH_3 -Konzentrationsgradient beobachtet (Netto-Deposition), der mit Sonnenaufgang stetig abnimmt und ab 10:00^h seine Richtung umkehrt (Netto-Emission). Mit Sonnenuntergang (ca. 20:00^h) ist der Konzentrationsgradient wiederum zur Weizenoberfläche gerichtet (Netto-Deposition). In Fig.3 (b)

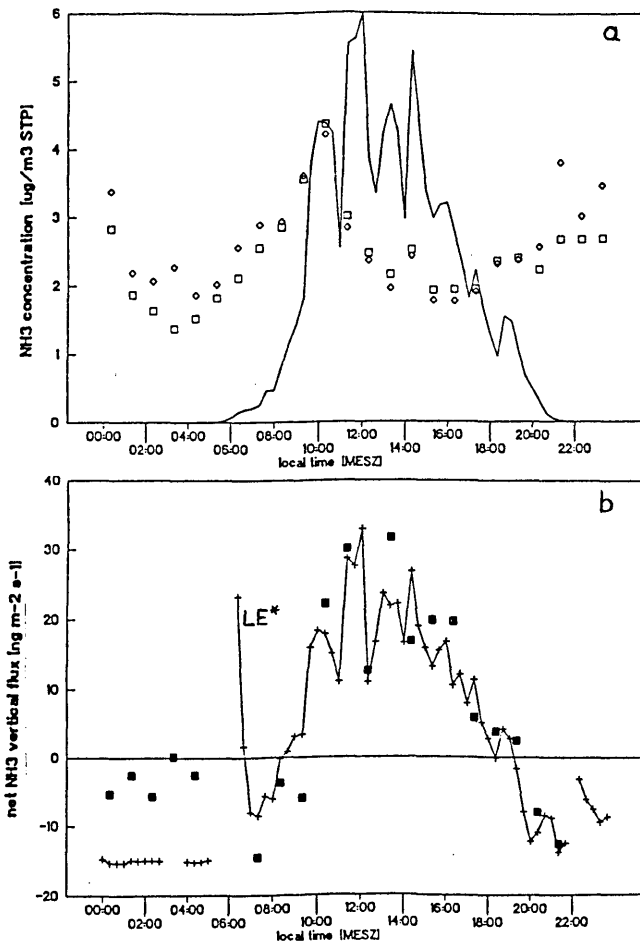


Fig.3: Manndorf, 18.07.1991: Zeitlicher Verlauf (a) der NH_3 -Konzentration in 1.3m (\square) und 3.83m (\diamond), sowie der photosynthetisch aktiven Strahlung (—, rel. Einh.), (b) des turbulenten NH_3 - und des latenten Wärmeflusses LE^* ($LE^*=LE/6-15$, W/m^2)

ist der turbulente NH_3 -Fluß zusammen mit dem Fluß latenter Wärme (Wasserdampf Fluß) dargestellt. Die enge Korrelation der beiden Flüsse deutet auf den, auch schon andernorts beobachteten Zusammenhang zwischen Transpiration und NH_3 -Emission hin. Der Grund für die beobachtete NH_3 -Emission dürfte bei bestimmten enzymatischen Transformationen des Ammoniaks in den Weizenpflanzen zu suchen sein (SCHOERRING 1991).

Die in Manndorf über einen längeren Zeitraum (April-August 1990) durchgeführten Messungen mit der dynamischen Kammermethode zeigen den Einfluß von landwirtschaftlichen Bearbeitungstechniken und der Düngung auf den Stickoxidaustausch eines Weizenfeldes (LUDWIG und MEIXNER 1991).

4 DANKSAGUNG

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des EUROTRAC-Subprojektes BIATEX durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (07EU713 7) und von der Kommission der Europäischen Gemeinschaften (EV4V-0167-C, EV4V-00883-C) gefördert.

5 LITERATUR

- DOLLARD, G.J.; JONES, B.M.R.; DAVIES, T.J.: Dry deposition of HNO_3 and PAN. Harwell, Oxfordshire, U.K., A.E.R.E.-Report R 13780, 1990
- HARRISON, R.M.; RAPSOMANIKIS, S.; TURNBULL, A.: Land-surface exchange in a chemically-reactive system: surface fluxes of HNO_3 , HCl and NH_3 . Atmos. Environ. 32 (1989), p. 1795-1800
- HUEBERT, B.J.; ROBERT, C.H.: The dry deposition of nitric acid to grass. J. Geophys. Res. 90 (D1) (1985), p. 2085-2900
- LUDWIG, J.; MEIXNER, F.X.: Surface fluxes of NO and NO_2 by a dynamic chamber technique: results from the Manndorf wheat field site. COST/BIATEX Joint Workshop, October 28-30 1991, TNO Delft, The Netherlands
- MÜLLER, H.; MEIXNER, F.X.; KRAMM, G.; FOWLER, D.; DOLLARD, G.J.; POSSANZINI, M.: Determination of HNO_3 dry deposition by modified Bowen-ratio and aerodynamic profile techniques. eingereicht bei Tellus, Serie B 1992
- NESTLEN, M.: Vertical fluxes of NO, NO_2 , O_3 , CO_2 , and H_2O by the eddy correlation technique: results from the Manndorf wheat field site. COST/BIATEX Joint Workshop, October 28-30 1991, TNO Delft, The Netherlands
- SCHOERRING, J.H.: in: Trace Gas Emissions by Plants, T.D. Sharkey, E.A. Holland, and H.A. Mooney, eds., pp. 267-292, Academic Press 1991

Wolfgang P. Thüne

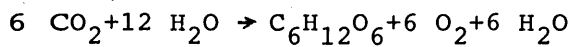
Das Wissen, daß die "brennenden Steine" wie alle fossilen Rohstoffe pflanzlichen Ursprungs sind, daß also die Pflanzen die größten Energietransformer sind, ist zwar vorhanden, wird aber bei der Klimawirkungsforschung noch zu wenig berücksichtigt.

Die grünen Pflanzen sind als autotrophe Lebewesen allein befähigt, über die Photosynthese oder Kohlenstoffassimilation mit Hilfe des Sonnenlichts wie des Chlorophylls



aus Kohlendioxid und Wasser das Grundnahrungsmittel Traubenzucker und den lebensnotwendigen Sauerstoff zu produzieren.

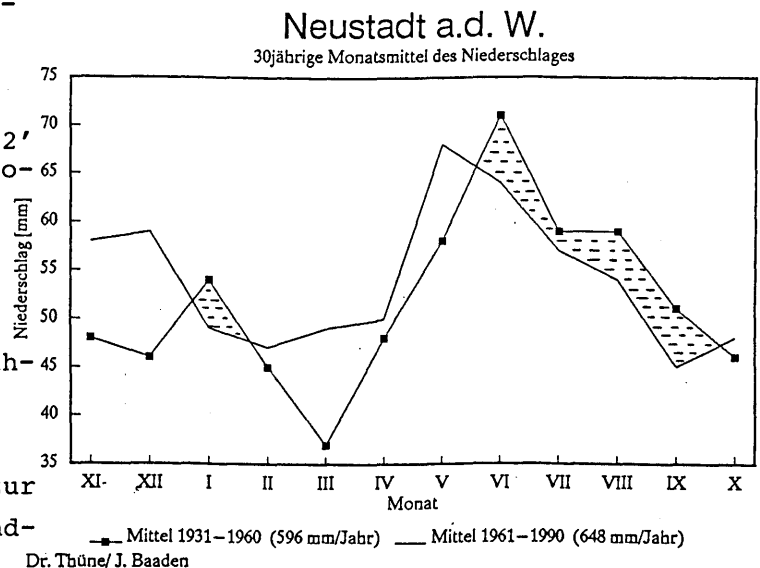
Mittels der Ozeanflora und später der Landvegetation wurde in Millionen von Jahren die Atmosphäre von CO₂ gereinigt und mit O₂ angereichert. Die Pflanzen können jedoch nicht ohne Wasser, eine Verbindung von H und O₂, leben. Vervollständigt muß die Photosynthese Gleichung lauten



Die Transpiration ist ein äußerst wichtiger Term, der eine enge Verzahnung von Vegetation und Klima aufzeigt. Der "Gestaltcharakter" der Pflanzen steht in enger Beziehung zur ökoklimatischen Ausstattung der Landschaft. Änderungen von Temperatur aber mehr noch der Feuchtigkeit (Niederschlag) haben direkte Auswirkungen auf die Vegetation.

Pflanzen sind also nicht nur Bioindikatoren von Boden- und Luftschadstoffen, sondern mehr noch von Klimavariationen. Doch um dies mehr zu erforschen, müssen wir das Klima "entmitteln". Der Wert einer Jahresmitteltemperatur hat dann nur noch geringe Aussagekraft. Wichtiger sind die jahreszeitlichen und monatlichen Abläufe und Schwankungen, aber auch Bilanzen wie zwischen Niederschlag und Verdunstung.

Bei allen Fragen der Klimawirkungsforschung aber auch bei der Diskussion um die Biomasseproduktionsleistung nachwachsender Rohstoffe ist stärker zu bedenken, daß das Wasser für die Pflanzen ein existenznotwendiger Stoff ist. Die Temperatur optimiert die Assimilation, der Niederschlag limitiert sie!



ÜBER EINIGE ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN ATMOSPHERISCHEN EREIGNISSEN UND DER PHYTOPHYSIOLOGIE.

Peter Thran Hamburg, jetzt Heidelberg

Die Produktion von Pflanzensubstanz verschiedener Wertigkeit erfordert die Umformung von Lichtquanten in biochemische energietransportierende Stoffe. Hierbei kommt es auf eine Übereinstimmung des solaren Energieangebotes mit dem Bedarf an biochemischer Energie je nach Wertigkeit des zu bildenden pflanzlichen Produktes an. Die Bildung der pflanzlichen Substanz erfolgt mit Hilfe von Lichtabsorbern, Hormonen und Enzymen auf spezifischen voneinander unterschiedenen jedoch zum Teil zusammenhängenden physiologischen Entwicklungswegen. Diese meist katalytisch wirkenden Wirkstoffe sind von zugeführter Energie, Lichtqualität und Temperatur abhängig vorausgesetzt, daß genügend Wasser in der Pflanze vorhanden ist.

1.1 ENERGIEGEHALT PFLANZLICHER ENDPRODUKTE.

Er läßt sich auf Grund vorhandener Messwerte abschätzen mit Hilfe der empirischen Schätzformel für Substanzen in der meist vorhandenen kovalenten Bindung der Moleküle.: Bindungsenthalpie E in Kj/Mol etwa gleich der Anzahl von C-Atomen mal (410 + 130 mal Anzahl H-Atome dividiert durch Anzahl der C-Atome) minus einem Korrekturglied für beteiligte O-, N- und S-Atome.

Tabelle 1 Korrekturglied für Moleküle mit

	2	6	10	14	18	C-Atomen
O-Atome	300	100	150	300	300	
N-Atome	250	500	600	700	800	
S-Atome	200	100	200	400	550	

1.2 ERFORDERLICHE LICHTQUALITÄT FÜR BILDUNG PFLANZLICHER SUBSTANZ.

Für die Bildung von Substanzen verschiedener Wertigkeit (Enthalpie) ist Licht von bestimmter Qualität (Wellenlänge) je nach enthaltender an C gebundener H-Atome erforderlich. Tabelle 2

Anzahl von an C gebundener H-Atome		Wellenlänge in μ			
5	0,40				
10	0,65	0,30			
20		0,63	0,30		
30			0,53	0,35	
40			0,78	0,54	0,38
60				0,80	0,61 0,47
	2,5	6	10	14	18 22
Energiebedarf in TKj/Mol					

1.3 ENERGIEBEDARF JE MOL BEI VERSCHIEDENEN BINDUNGSARTEN

Je nach der Bindungsart der Moleküle in den Zwischen- und Endprodukten ist verschieden hohe Energie/Mol nötig, wobei das Pflanzensystem sich in bestimmten Temperaturen befinden muss. Es besteht eine Reihenordnung des Energiebedarfs bei folgenden Bindungsarten: London van der Waalsbindung 50Kj/Mol, Temp. $>1^{\circ}\text{C}$; Wasserstoffbrücken 60 Kj/Mol, Temp. $>10^{\circ}$; Anhydritbindung 100 Kj/Mol, Temp. von 5 bis 45° ; Ionenbindung 200 Kj/Mol, Temp 10 bis 45° ; Kondensationsbindung 350 Kj/Mol, Temp $>20^{\circ}$; Dimerisationsbindung 430 Kj/Mol Temp $>20^{\circ}$; Kovalentbindung 480 Kj/Mol Temp. $>5^{\circ}$; Glykosidbindung 520 Kj/Mol, Temp. $>25^{\circ}$; Esterbindung 750 Kj/Mol, Temp. $>25^{\circ}\text{C}$.

1.4 ENERGIEBEDARF WICHTIGER AMINOSÄUREN

Erforderliche Energiemenge zur Bildung wichtiger Aminosäuren läßt sich ange-

Literatur:

Borris/Libbert Pflanzenphysiologie
Stuttgart Gustav Fischer Verlag 1985.

Clayton R.K. Photobiologie Bd.1 und 2
Verlag Chemie GmbH Weinheim 1975

Fellenberg G. Entwicklungsphysiologie
der Pflanzen. Stuttgart, Georg Thieme-
Verlag 1978.

Heath O.V.S. Physiologie der Photosyn-
these. Stuttgart, Georg Thieme-Verlag
1972

Heß D. Pflanzenphysiologie. Stuttgart
Eugen Umlmer Verlag 1981

Preuß/Boschke. Die chemische Bindung.
Berlin/Heidelberg. Springer-Verlag 1975.

ZUR SCHÄTZUNG DES WASSERGEHALTES DER OBERSTEN ZENTIMETER DES
UNBEWACHSENEN BODENS

Ulrich Wendling

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt Offenbach/M.
Abteilung Agrarmeteorologie

Angaben zur Bodenfeuchte-Dynamik in den obersten Zentimetern unbewachsenen Bodens werden in der agrarmeteorologischen Beratung für verschiedene Zwecke benötigt:

- Winderosion der Böden,
- Befahrbarkeit und Bearbeitbarkeit,
- Aussaat- bzw. Pflanztermine,
- Vorhersage von Pflanzenschädlingen u.a.

Eine direkte Messung der Bodenfeuchte ist schwierig und kann nur auf wenige Punkte beschränkt bleiben. Schätzungen aus leicht meßbaren Wetterdaten bietet für eine regionale Beratung bessere Möglichkeiten und gestattet die Einbeziehung von Prognose-daten zur Erweiterung der Aussagen für etwa 3 Tage im voraus. Benötigt werden der Niederschlag und eine berechnete Referenzverdunstung als Tagessummen bzw. je nach Anwendung auch für stündliche Intervalle. Im Wetterdienst wird bisher meist die potentielle Evapotranspiration nach Haude berechnet, die für konkrete Bewuchsarten gilt und für Tages- bzw. Stundenwerte zu ungenau ist. Eine Referenzverdunstung als mittlere Verdunstung bei Bodenfeuchten über einem kritischen Austrocknungswert, abgeleitet aus der Penman-Monteith-Beziehung, ist hier günstiger (Wendling u.a. 1991). Sie ergibt sich im mm/Tag aus

$$RV = g \cdot G / 410 + (1-g) \cdot (0,5 + 0,54 \cdot v_2) \cdot SD \cdot TL / 96 \quad (1)$$

Muß der Meßaufwand und damit die Genauigkeit niedriger liegen, ist auch die folgende Berechnungsmethode möglich:

$$RV1 = (G+93) \cdot (t+22) / (150 \cdot (t+123)) \quad (2)$$

Dabei ist G die Globalstrahlung in J/cm^2 , v_2 die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe in m/s, SD das Sättigungsdefizit in hPa und TL die Zeit zwischen Sonnenauf- und -untergang in Std. Die Temperaturfunktion g wird aus der Lufttemperatur t berechnet zu:

$$g = 2,4 \cdot (t+22) / (t+123) \quad (3)$$

Gl. (2) ist so an Gl. (1) angepaßt, daß die Ergebnisse im Mittel über mehrere Tage identisch sind.

Bei Modellen zur Schätzung des Bodenwasser-gehaltes ist einerseits zu unterscheiden zwischen Abtrocknung ($N < RV$) und Befeuch- tung ($N \geq RV$), andererseits ist zu berück- sichtigen, daß die Wirkung von Niederschlag und Verdunstungsanspruch der Atmosphäre am vorgegebenen Standort unterschiedlich ist je nach der aktuellen Bodenfeuchte. Weiterhin wechselt die Wasserbindung im Boden von Ort zu Ort beträchtlich. Sie wird meist durch Feldkapazität und Welke- punkt des jeweiligen Bodens beschrieben. Diese Bodenfeuchte-Kardinalwerte gelten jedoch für die gesamte durchwurzelte Boden- schicht und sind am Bewuchs orientiert.

Hier wird für unbewachsenen Boden anstelle dessen der Sättigungswert w_s und der Null- wert w_0 der Bodenfeuchte verwendet und zu- sätzlich ein Grenzwert $w_g < w_s$ eingeführt. Wird w_g bei Austrocknung unterschritten, muß die Referenzverdunstung in Abhängigkeit von der jeweiligen Bodenfeuchte reduziert werden, so daß die Bodenfeuchteänderung bei w_0 auf Null zurückgeht. Die Bodenfeuchte w_0 ist geringer als die beim Welkepunkt.

Die Bodenfeuchteberechnung erfolgt nach den Beziehungen:

1) Befeuchtung: $N \geq RV$

$$w_i = w_{i-1} + BF \cdot (N - RV) \quad (4)$$

mit $w_i = w_s$ bei $w_i > w_s$

2) Abtrocknung: $N < RV$

$$w_i = w_{i-1} + BF \cdot (N - RV) \quad (5)$$

bei $w_{i-1} \geq w_g$

$$w_i = w_{i-1} + \frac{AF}{w_s - w_{i-1}} \cdot (N - RV) \quad (6)$$

bei $w_{i-1} < w_g$

Zur Bestimmung der Abtrocknungs- und Befeuchtungsparameter AF, BF und der Bodenfeuchtegrenzwerte w_s , w_g und w_o sind Bodenfeuchtemessungen am jeweiligen Standort nötig, z.B. nach der Trocknungsmethode, möglichst im täglichen Abstand. Mit einer Meßreihe über 4 Monate (70 Termine) bei 2 Bodenarten und den Schichten 0 - 2 cm, 0 - 5 cm und 0 - 10 cm Tiefe wird gezeigt, wie sich die benötigten Parameter bestimmen lassen und mit welcher Genauigkeit damit eine Bodenfeuchteberechnung möglich ist.

WENDLING, U.: Ein Verfahren zur Berechnung der Abtrocknung der obersten Bodenschicht für die Einschätzung der Befahrbarkeit. Z. Meteorol. 30 (1980), S. 131 - 135

WENDLING, U.; SCHELLIN, H.-G.; THOMÄ, M.: Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. Z. Meteorol. 41 (1991), S. 468 - 475

EUROPEAN ARCTIC STRATOSPHERIC OZONE EXPERIMENT (EASOE) IM WINTER 1991/92: MESSZIELE UND EXPERIMENTE.

Ulrich Schmidt
 Forschungszentrum Jülich GmbH, Institut für Chemie 3: Atmosphärische Chemie,
 Postfach 1913, W-5170 Jülich

Messungen des Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) auf dem Satelliten Nimbus 7 haben ergeben, daß über mittleren und hohen Breiten in der Nordhemisphäre der mittlere Ozongehalt im Frühjahr während des letzten Jahrzehnts um fast 10 % abgenommen hat (STOLARSKI ET AL., 1991).

Es ist unzweifelhaft, daß dieser langfristige Ozonabbau durch den Anstieg des stratosphärischen Chlorgehaltes verursacht ist. In mehreren Wintern wurde im Bereich der arktischen Stratosphäre durch Messungen nachgewiesen, daß - vermutlich durch ähnliche Prozesse wie im "Ozonloch" über der Antarktis - das natürliche chemische Gleichgewicht so weit verändert wird, daß die Voraussetzungen für einen verstärkten Ozonabbau gegeben sind. In der Arktis sind die beobachteten Auswirkungen allerdings nicht so stark wie in der Antarktis. Dies liegt daran, daß der arktische Polarwirbel wegen der intensiven dynamischen Aktivität weniger ausgedehnt ist und nur über einen kürzeren Zeitraum bestehen bleibt.

Während des European Arctic Ozone Experiments (EASOE), einer internationalen Forschungskampagne, an der etwa 250 Wissenschaftler aus 17 Ländern in Europa sowie aus Neuseeland, Japan und den USA mitwirken, werden erstmals die zeitliche Änderung der chemischen

Zusammensetzung und die physikalische Struktur des Polarwirbels über den Zeitraum eines ganzen Winters untersucht. An zahlreichen Stationen im Bereich der europäischen Arktis werden regelmäßige Ozonsondierungen durchgeführt, Forschungsballone und -raketen gestartet, sowie Meßflüge und bodengebundene Beobachtungen mit Fernmeßgeräten durchgeführt (siehe Abb. 1). Die Planung der experimentellen Beobachtungen stützt sich auf eine intensive meteorologische Beratung und die Mitwirkung von Modellgruppen, die numerische Simulationsrechnungen der chemischen Zusammensetzung des Polarwirbels durchführen. Das Beobachtungsprogramm beginnt im November 1991 und endet im März 1992.

Der Vortrag gibt einen Überblick über die organisatorische Planung, die wissenschaftliche Schwerpunkte und das Meßprogramm dieser Forschungskampagne.

Literatur:

STOLARSKI, R. S., P. BLOOMFIELD, R.D. MCPETERS AND J.R. HERMAN, Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data, Geophys. Res. Lett., 18 (1991) Nr. 6, S. 1015-1018

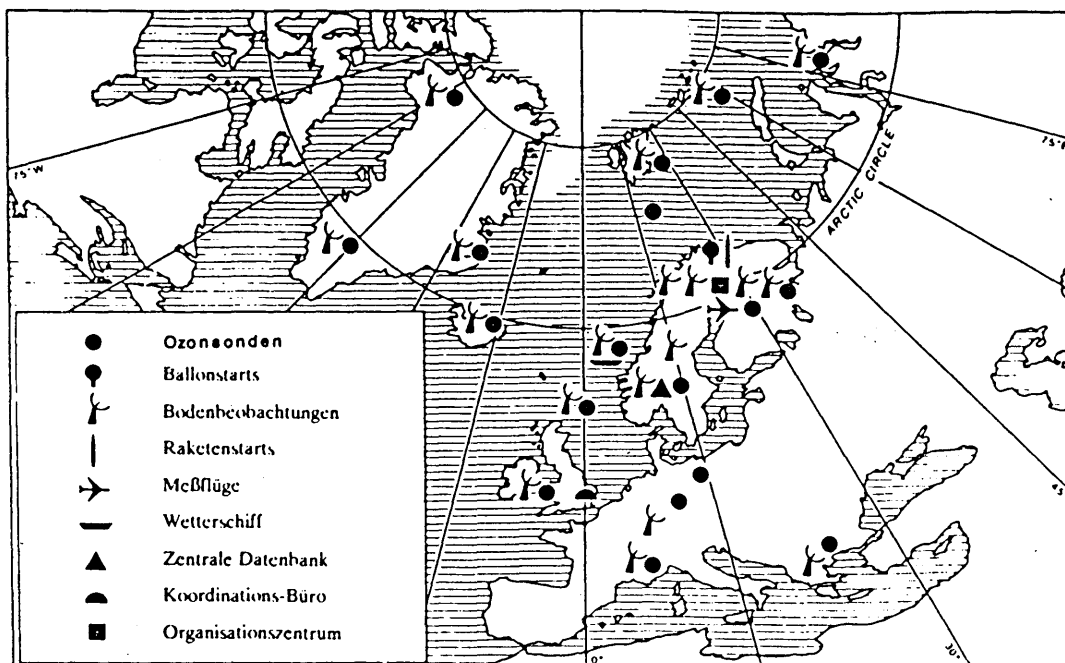


Abb. 1: Das Netz der EASOE - Beobachtungsstationen

VARIATIONEN DER MESOSPHERE IN METEOROLOGISCHEN, SOLAREN UND KLIMATOLOGISCHEN ZEITSKALEN

Jens Taubenheim

Während für den Höhenbereich der Stratosphäre bereits über mehrere Jahrzehnte Datenreihen mit weiter geographischer Breitenüberdeckung vorliegen, die eine detaillierte Analyse der Variationen in allen Zeitskalen ermöglichen, sind hinreichend homogene mesosphärische Datenreihen noch auf relativ vereinzelte Meßorte beschränkt und teilweise auch erst seit wenigen Jahren verfügbar. Die Meßinformation stützt sich vor allem auf (1) Messungen des Bewegungsfeldes mit Radarverfahren (MST-Radar, Mittelwellen-Radar, Meteorspur-Radar), (2) Dichtemessungen mit Rayleigh-Lidar und daraus abgeleitete Temperaturprofile, sowie (3) Radiowellen-Reflexionshöhenmessungen im ionisierten Teil der oberen Mesosphäre. Mit dem letztgenannten Verfahren ist inzwischen eine mehr als 30-jährige homogene Meßreihe am Observatorium Kühlungsborn vorhanden, aus der die Höhenvariationen der Isobarenfläche 0.008 hPa ermittelt wurden. Der Vortrag will zeigen, daß aus einer vergleichenden Zusammenschau der Dateninformationen folgende hervortretenden Zeitskalen der Variabilität der Mesosphäre zu erschließen sind:

- a) Klimatologische Zeitskala (Trend): Systematische Abnahme der mittleren Mesosphärentemperatur um etwa -0.6 K/Jahr in den letzten drei Jahrzehnten.
- b) Solare Zeitskala (Quasi-11-jährige Zyklen): Variationen der Temperaturen der Mesosphäre mit maximalen Amplituden der Größenordnung 10 K in der mittleren Mesosphäre, und synchroner Phasenlage mit der Sonnenfleckenvariation zwischen 1963 und 1990.
- c) Meteorologische Zeitskala (Tag-zu-Tag-Veränderungen): Durchgriff der winterlichen Dynamik der Stratosphäre mittlerer Breiten bis in den Höhenbereich nahe der Mesopause, nicht nur bei Major Stratospheric Warmings, sondern auch in der ständigen interdiurnen Variabilität.

Martin Dameris

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR

Die numerische Simulation von großen Stratosphärenerwärmungen hat eine über 20-jährige Tradition. Wohl kaum ein anderes Phänomen der mittleren Atmosphäre wurde und wird so intensiv numerisch simuliert und analysiert.

Trotz einiger Unterschiede in den Ergebnissen der verschiedenen Modellstudien, wurde eine Reihe wichtiger Erkenntnisse aus den numerischen Untersuchungen gewonnen. Die Analysen der Modellergebnisse trugen in der Vergangenheit wesentlich dazu bei, die Abläufe vor und während einer großen Stratosphärenerwärmung besser zu verstehen.

Großskalige planetare Wellen haben einen entscheidenden Einfluß auf die Entstehung und den zeitlichen Verlauf einer Erwärmung der Stratosphäre. Eine Stratosphärenerwärmung wird immer von einem Anstieg der Wellenaktivität in der unteren Stratosphäre begleitet. Die Wellen wandern aus der Troposphäre in die Stratosphäre und beeinflussen dort das vorherrschende Zirkulationssystem. Nichtlineare Wechselwirkungen der Wellen untereinander spielen eine wichtige Rolle. Die dynamische Struktur der mittleren Atmosphäre, sowohl in niederen als auch in mittleren und hohen Breiten, ist mitentscheidend, ob es zu einer großen Erwärmung kommt oder nicht.

Aber trotz aller gewonnenen Erkenntnisse bleiben eine Reihe von Fragen noch unbeantwortet. So ist z.B. das abrupte Anwachsen der Aktivität der

planetaren Wellen vor und auch während einer Stratosphärenerwärmung relativ schlecht verstanden. Nicht nur die quasi-stationären planetaren Wellen haben ihr Amplitudenmaximum in mittleren bis hohen Breiten der Winterhemisphäre, sondern auch die großskaligen nach Westen wandernden planetaren Wellen (z.B. die 16-Tage Welle). Bei geeigneter Überlagerung kann es zu einer Verstärkung der Wellenaktivität kommen. Die Amplituden der wandernden planetaren Wellen sind generell kleiner als die der quasi-stationären planetaren Wellen. Bei idealer Überlagerung kann der Anteil der wandernden Wellen zur gesamten Wellenaktivität die gleiche Größenordnung haben, wie der der quasi-stationären Wellen.

In diesem Vortrag werden verschiedene Modellstudien und deren Ergebnisse vorgestellt und diskutiert. Dabei wird der historischen Entwicklung der numerischen Behandlung von Stratosphärenerwärmungen Rechnung getragen.

DAS WINDFELD IN DER UNTEREN MESOPAUSENREGION 1990

NACH MF-RADARMESSUNGEN (PARTIELLE REFLEXIONEN) IN JULIUSRUH

W. Singer, P. Hoffmann, D. Keuer, J. Priese

Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock,

O-2565 Kühlungsborn

1 EINLEITUNG

Bodengebundene Radarverfahren haben sich als leistungsfähige Instrumente zur Untersuchung dynamischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre erwiesen. Für die kontinuierliche Überwachung des Windfeldes der Mesosphäre und unteren Thermosphäre in mittleren Breiten werden vorrangig Ionosphärendriftmessungen, Meteor-Radar- und MF-Radarexperimente sowie in begrenztem Umfang auch MST-Radarverfahren im VHF-Bereich genutzt. Die Messungen erlauben die Bestimmung von Vertikalprofilen des horizontalen Grundwindes, der Gezeitenwindkomponenten und kurzperiodischer Windvariationen sowie ihrer jahreszeitlichen und irregulären Variationen.

2 METHODE

Windmessungen nach der MF-Radartechnik beruhen auf Feldstärkeregistrierungen von Radiowellen im Frequenzbereich 1,5-3MHz, die im Höhenbereich von 60-100 km partiell reflektiert werden. Das am Erdboden beobachtete sich bewegende und verändernde Feldstärkemuster wird zeitgleich an drei räumlich getrennten Empfangspunkten aufgenommen. Der horizontale Windvektor wird durch eine Korrelationsanalyse der verschiedenen Datenreihen in Raum und Zeit abgeleitet. Das seit 1989 für kontinuierliche Windmessungen in Juliusruh (54,6°N, 12,4°E) eingesetzte MF-Radar arbeitet nach dem FM-CW-Prinzip auf einer Frequenz von 3,18MHz mit 1kW Leistung und 1,25Hz Chirpfolgefrequenz (PRIESE, KEUER 1988). Windprofile werden im Höhenbereich 68-90,5 km mit 1,5km Höhenauflösung und einer Zeitauflösung von 5 Minuten bei Tagesbedingungen und Meßzeitintervallen von 12-14 Stunden bestimmt. Zur Trennung von horizontalem und radialem Anteil der Bewegung der partiell reflektierenden Strukturen wird eine komplexe Korrelationsanalyse durchgeführt (HOFFMANN u.a. 1990). Vertikalprofile des mittleren Windes und der Gezeitenkomponenten werden mittels multipler Regressionsanalyse (KÜRSCHNER

1991) aus den Zeitreihen der Momentanwerte für Zeitintervalle von einem Tag, 4 und 10 Tagen abgeleitet.

3 BEOBACHTUNGSERGEBNISSE

3.1 JAHRESZEITLICHE VARIABILITÄT

Einen Überblick über die Ergebnisse der Windmessungen im Höhenbereich 73 - 90 km im Jahre 1990 geben Höhen-Zeit-Schnitte für den zonalen und meridionalen Grundwind und die halbtägige Gezeitenkomponente, die aus mittleren Vertikalprofilen für 4 Tage abgeleitet wurden. Charakteristisch für den Zonalwind (Abb.1) sind die während der Äquinoktien (1. Aprildekade, 1. Septemberdekade) ablaufenden Richtungsumstellungen des Grundwindes. Der Ablauf der Umstellung kann anhand der Einzelprofile in Höhe und Zeit verfolgt werden. Der sommerliche Ostwind erreicht im Juli Maximalwerte von 50m/s um 79 km. Die Meridionalzirkulation zeigt für den überwiegenden Teil des Jahres Südwind, nur in den Sommermonaten wird im gesamten Höhenbereich Nordwind beobachtet. Die Amplitude des halbtägigen Gezeitenwindes hat einen deutlichen Jahresgang mit einem Minimum im Frühjahr und einem Maximum im Herbst.

Ein Vergleich des mesosphärischen Windfeldes über Europa mit dem über Canada (52°N, 107°W) in gleicher Breite beobachteten Windfeld zeigt die gleiche jahreszeitliche Variabilität mit vergleichbaren Windwerten und ähnlicher Variation der halbtägigen Gezeitenkomponente. Lediglich im Spätwinter (Februar, März) werden bedingt durch die längenabhängigen Auswirkungen einer stratosphärischen Erwärmung werden Unterschiede beobachtet. Über Mitteleuropa erfolgt um den 10. Februar für einige Tage eine Umkehr des Zonalwindes auf Ostwind, der von der oberen Stratosphäre bis in Höhen um 95km in der Mesosphäre reicht und mit einer bis Anfang März andauernden starken Westwindperiode mit einem Maximum von 60m/s um 80km verbunden ist.

3.2 EINFLUSS ERHÖHTER GEOMAGNETISCHER AKTIVITÄT AUF DAS WINDFELD DER OBEREN MESOSPHERE

Bei starken geomagnetischen Störungen wird im Zonalwind eine zusätzliche westwärts gerichtete Komponente und im Meridionalwind ein südwärts gerichteter Anteil beobachtet, während die Amplitude der halbtägigen Gezeitenkomponente abnimmt. Die Auswirkungen im Zonalwind sind dabei am ausgeprägtesten (SINGER u.a. 1992). Die Modifizierung des mesosphärischen Windfeldes mittlerer Breiten sollte maßgeblich durch eine Verstärkung des thermosphärischen Windsystems infolge auroraler Aufheizung erfolgen, wobei als weitere Quelle aber auch die während und nach geomagnetischen Störungen in subauroralen und mittleren Breiten nachweisbare Partikelpräzipitation wirken kann.

3.3 VERGLEICH MIT ANDEREN EXPERIMENTEN

Vergleiche der MF-Radarbeobachtungen mit Ionosphären-driftmessungen, SOUSY-VHF-Radarbeobachtungen und Raketenmessungen zeigen eine gute Übereinstimmung in den gemessenen Windgeschwindigkeiten und ermöglichen komplexere Experimente zur Untersuchung der dynamischen Vorgänge in diesen Höhenbereich. So können durch eine gemeinsame Analyse der MF-Radar- und Ionosphären-drift-daten, die sich im Höhenbereich und Meßzeitraum ergänzen, mittlere Vertikalprofile der Windparameter im Höhenbereich

von 70-105 km für Zeitintervalle von 10-15 Tagen abgeleitet werden. Gleichzeitige Beobachtungen des mesosphärischen Windfeldes mit dem MF-Radar und dem SOUSY-VHF-Radar im Juli 1990 deuten an, daß die im räumlich höher auflösenden SOUSY-Experiment in Höhen um 85 km beobachteten stark reflektierenden Schichten im Zusammenhang mit einer starken Abnahme der Amplitude der halbtägigen Gezeitenkomponente, wie sie die MF-Radarbeobachtung zeigt, stehen können.

HOFFMANN, P.; SINGER, W.; KEUER, D.; SCHMINDER, R.: Partial Reflection Drift Measurements in the Lower Ionosphere over Juliusruh and Comparison with other Wind Observations. *Z. Meteorol.* 40 (1990) 6, 405-412

PRIESE, J.; KEUER, D.: Experimental technique of a FM-CW radar system for observation of lower ionospheric partial reflection drifts. *Adv. Space Res.* 8 (1988) (4)51-(4)52

KÜRSCHNER, D.: Ein Beitrag zur statistischen Analyse hochatmosphärischer Winddaten aus bodengebundenen Messungen. *Z. Meteorol.* 41 (1991) 4, 262-266

SINGER, W.; HOFFMANN, P.; BREMER, J.; SCHMINDER, R.; KÜRSCHNER, D.: Das Windfeld der oberen Mesosphäre mittlerer Breiten während erhöhter geomagnetischer Aktivität.

Kleinheubacher Berichte Bd.35 (1992) im Druck

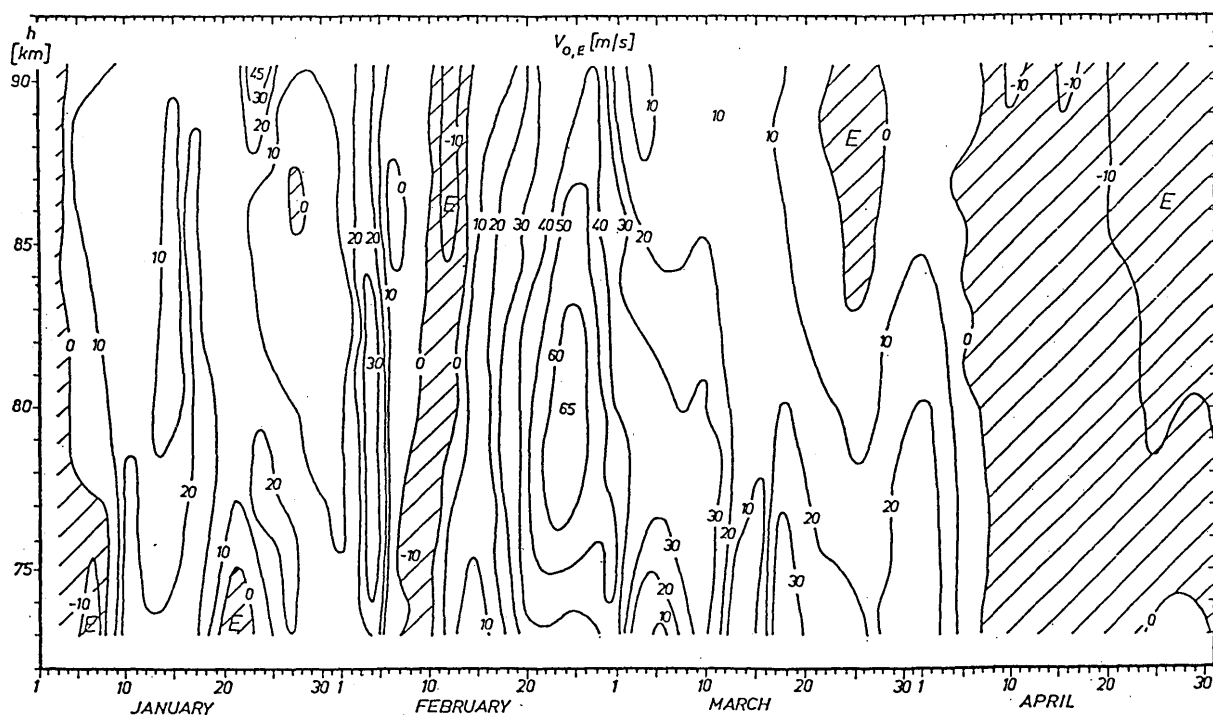


Abb.1 Zonaler Grundwind Winter/Frühjahr 1990 (Juliusruh 54,6°N, 12,4°E)

LANGZEITSTUDIE TROPOSPHÄRISCHER UND
STRATOSPHERISCHER OZONÄNDERUNGEN ÜBER
BERLIN

R. FURRER

Institut für Weltraumwissenschaften
Freie Universität Berlin
Fabeckstr. 69, D-1000 Berlin 33

Abstract

Änderungen im Ozongehalt der Atmosphäre wurden in den letzten Jahren hauptsächlich über arktischen Gebieten festgestellt. Die zugrundeliegenden photochemischen Prozesse sind zwar weitgehend in diesen geographischen Breiten lokal isoliert, dennoch erhält heute in zunehmendem Maße die Frage Bedeutung, inwieweit auch Ozonkonzentrationen in niederen Breiten Langzeitänderungen unterworfen sind. Da die Atmosphäre nicht nur von anthropogenen Einträgen von Spurengasen beeinflusst wird, sondern auch durch Transportprozesse mit großen Zeitkonstanten und zyklischen Schwankungen, können verlässliche Angaben über Langzeitänderungen in der Ozonkonzentration in niederen Breiten nur durch Langzeitmessungen gemacht werden, die über Dekaden hinweg reichen.

Seit November 1966 wird die vertikale Ozonverteilung über Europa von vier Stationen aus vermessen. Payerne (Schweiz), Uccle (Brüssel), Hohenpeissenberg (Deutschland) und Berlin-Tempelhof. Seit 1970 führen auch andere Stationen regelmäßig Ballonaufstiege durch (Biscarosse, Prag, Legionowo, Oslo).

Die Messungen von Berlin-Tempelhof aus wurden bis zum Januar 1973 durchgeführt. Im Dezember 1974 begann das Meteorologische Observatorium Lindenberg (b. Potsdam) mit ähnlichen Experimenten. Innerhalb Mitteleuropas verfügen deshalb die deutschen Stationen Hohenpeissenberg,

Berlin-Tempelhof und Lindenberg über die längsten Meßreihen. Die Meßergebnisse von Hohenpeissenberg sind ausgewertet und analysiert. Ähnliches ist mit den Daten aus Lindenberg bisher jedoch nur eingeschränkt geschehen. In Zusammenarbeit mit den Meteorologischen Observatorien Potsdam und Lindenberg haben wir deshalb die vorliegenden Daten zusammengetragen und analysiert.

Die Gesamtkonzentration von Ozon (Säulendichte) wurden in Potsdam mit Dobsen-Spektrophotometern seit 1964 kontinuierlich gemessen. Ozonprofile wurden zwischen November '66 und Januar '73 von Berlin-Tempelhof aus in wöchentlichem Rhythmus bestimmt und seit Dezember 73 von Lindenberg (mit durchschnittlich 1 bis 3 Ballonaufstiegen pro Woche). Da Tempelhof und Lindenberg nur 60 km voneinander entfernt liegen, haben wir die Meßwerte beider Stationen zusammengefaßt und auf diese Weise eine der längsten Meßreihen in Europa erhalten, die die Zeit von 1967 bis 1990 nahezu lückenlos überdeckt. Unsere Analyse stützt sich auf über 1.460 Ballonaufstiege.

Das Ergebnis der Auswertung ergibt, daß die Gesamtozonkonzentration zwischen 1964 und 1988 über Berlin zyklische Veränderungen aufweist mit maximalen Gesamtozonkonzentrationen, die mit den Maxima der Sonnenzyklen zusammenfallen. Weder die jährlichen Mittelwerte noch die Werte der Gesamtozonkonzentrationen

im Bereich der Maxima (dreimonatliches Mittel um das Ozonmaximum) und der Minima (dreimonatliches Mittel um das Ozonminimum herum) zeigen jedoch signifikante Veränderungen: Die Langzeitänderungen der Gesamtozonkonzentration über die letzten 24 Jahre bleiben unter 10^{-3} .

In der Höhenabhängigkeit der Ozonkonzentration zeigen sich dagegen signifikante Veränderungen. Im troposphärischen Bereich hat der Ozongehalt seit 1967 kontinuierlich zugenommen. In 4 km Höhe stieg er um 2 % pro Jahr an. Dies hat sich seit 1967 zu einem Gesamtzuwachs von 48 % addiert. Im unteren stratosphärischen Bereich ($10 \text{ km} \leq h \leq 25 \text{ km}$) hat die Ozonkonzentration kontinuierlich abgenommen. Die stärkste Abnahme erfolgte in einer Höhe von 15 bis 16 km mit einem Gradienten von ca. -1 % pro Jahr.

Im mittleren stratosphärischen Bereich ($h \leq 25 \text{ km}$) wurde wiederum eine Zunahme seit 1967 festgestellt. Die maximale Zunahme erfolgte in ca. 30 km Höhe mit ca. 0,6 % pro Jahr. Unsere Messungen reichten bis in Höhen von ca. 31 km.

Im Augenblick wird als die wahrscheinlichste Ursache für die Zunahme von troposphärischem und die Abnahme von Ozon in der unteren Stratosphäre das anthropogen verursachte Anwachsen von Stickoxyden gesehen. Die Messungen über Berlin liegen auch im Trend entsprechender Modellrechnungen und stimmen mit Vorhersagen der WMO überein. Dennoch ist die Situation über Berlin möglicherweise nicht repräsentativ, da die industriell verursachten Verunreinigung der Luft in der ehemaligen DDR lokale Besonderheiten darstellen können.

Jens Meincke
Institut für Meereskunde
der Universität Hamburg

Der Prozeß der Meereisbildung führt zur Separation von Meerwasser in salzarme und salzreiche Komponenten. Beide Komponenten werden zur Formation von Wassermassen des Systems Arktischer Ozean / Europäisches Nordmeer und damit zum Antrieb der globalen thermohalinen Zirkulation in unterschiedlicher Weise genutzt. Während der überwiegende Teil der Frischwasseranteile als Eis/Schmelzwasser in den westlichen Randströmen des subpolaren Wirbels direkt exportiert wird, betreiben die salzreichen Komponenten konvektive Systeme, die in der offenen Grönlandsee und über den arktischen Schelfen zu grundsätzlich unterschiedlichen Zwischen- und Tiefenwassermassen führen. Aus diesen resultieren die sog. 'Overflows' über die Grönland-Schottland Schwelle, die als Hauptbestandteil der Tiefenwassermassen atlantischen Ursprungs global verbreitet sind. Intensive Meßaktivitäten der vergangenen Dekade haben zum Verständnis der beteiligten Prozesse und zu ersten quantitativen Bestimmungen der Wassermassenbildungsraten im Europäischen Nordmeer geführt. Sie werden an Beispielen erläutert.

Darüberhinaus zeigen die Datensätze Veränderungen der Konvektion im Zeitskalenbereich von Dekaden, woraus sich erste Mechanismen der Kopplung mit längerfristigen Veränderungen der Flüsse aus der Grenzfläche Ozean / Atmosphäre andeuten:

- Die Statistik der Rotation des Windstresses über dem Europäischen Nordmeer zeigt für die 60er und frühen 70er Jahre die Hauptenergie in niedrigen Moden, d.h. größeren Raumskalen, während sie in den 80er Jahren bei höheren Moden, d.h. kleineren Raumskalen auftritt.

Entsprechend wird bei der zyklonalen Zirkulation der Grönlandsee ein Ein- bzw. Zwei-Wirbel Zustand bevorzugt. Während ersterer die konvektive Wassermassentransformation unterstützt, bewirkt der zweite eine Abschwächung.

- Die Statistik der Flächen der Grönlandsee mit winterlicher Eisbildung weist ebenfalls signifikante Unterschiede in den 70er und 80er Jahren auf. Entsprechend unterschiedlich ist die Bildung der konvektionsauslösenden Salzlaken. Während in den 70er Jahren das Gebiet der Konvektion mit Zentrum bei 75°N, 4°W sehr häufig von Eisbildungsphasen geprägt war, gilt für die 80er Jahre das Gegenteil.

- Das Ende der 60er Jahre war durch einen um 25% erhöhten Ausstrom von Süßwasser aus dem Arktischen Ozean in das Europäische Nordmeer geprägt. Diese "Salzgehaltsanomalie" konnte auf ihrem weiteren Weg um den subpolaren Wirbel verfolgt werden. Ihre Passage durch die Labradorsee (1972) und das Wiedererreichen der Grönlandsee fielen mit einer verringerten Intensität der Tiefenwasserbildung zusammen.

Regionale Aerosolklimatologie: Konzept und erste Ergebnisse

R. Dlugi, G. d'Almeida, K. Ruoff, W. Seidl, G. Hänel

Meteorologisches Institut, Universität, Theresienstraße 37, 8000 München 2

* Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Frankfurt, Feldbergstraße 47, 6000 Frankfurt/Main

Die Extinktion der einfallenden solaren Strahlung durch Aerosolpartikel und Wasserdampf beeinflusst direkt den Strahlungs- und Energiehaushalt der Atmosphäre. Das Konzept einer regionalen Klimatologie atmosphärischer Aerosolpartikel wird vorgestellt und diskutiert. Es beinhaltet nicht nur Untersuchungen zur Bedeutung der Partikel für den Strahlungshaushalt, sondern schließt Studien z.B. zur 'Wirkung der Partikel als Kondensationskerne' und zur 'Bedeutung der Partikel für die Mehrphasenchemie' ein. Es werden Ergebnisse von Untersuchungen der Jahre 1981-1987 und 1989-1991 aus verschiedenen Regionen Mitteleuropas mit Ergebnissen aus Bayern und anderen Regionen der Erde verglichen. Einige Ergebnisse der Studie werden vorgestellt:

1. Beobachtet wurde eine z.T. sehr große Variabilität der Partikelgrößenverteilung, der Anzahl- und der Massenkonzentration sowie der chemischen Zusammensetzung der Partikel. Eine Klassifikation nach 'Luftmassen-Typen' ergibt eine Reduktion der Variabilität, erfordert jedoch zusätzlich die Berücksichtigung der Einflüsse verschiedener Quellregionen durch Trajektorienanalyse, um die Herkunft der Partikel oder ihrer Vorläufer-substanzen zu klären.
2. Die auf diese Weise erhaltenen mittleren Partikeleigenschaften besitzen immer noch eine Varianz, die z.B. bei Verwendung der Datensätze für die Berechnung der Anfangsphase der Wolken- bzw. Nebelbildung zu einer deutlichen Varianz der gebildeten

Tropfenzahl führt. Auch die berechnete Anzahl von Tropfen größer 10 μm Radius schwankt beträchtlich.

3. Die in Mitteleuropa durch Partikel absorbierte solare Energie von 20-160 W m^{-2} ist mit dem Energieverlust durch Wasserdampf vergleichbar. In vielen Fällen resultiert eine signifikante Nettoerwärmung, deren Folgen für die Energiebilanz der Grenzschicht diskutiert werden. Die Tabelle 1 zeigt beispielhaft die möglichen Beiträge einzelner Prozesse zur Erwärmungsrate in einer Grenzschicht der Höhe $z_i = 1 \text{ km}$.
4. Die optische Dicke ($\lambda = 0.5 \mu\text{m}$) der Partikel in ländlichen Regionen Süddeutschlands übersteigt Werte von 0.2 und erreicht bei sommerlichen Smoglagen Werte von 0.6-0.7 (städtische Regionen: Werte bis 0.95).
5. Die beobachtete Reduktion der Globalstrahlung G kann in einzelnen Fällen durch die Energieabsorption der Partikel und von Wasserdampf erklärt werden.
6. Die Modellierung des 'Bildungsspotentials' von Partikeln durch photochemische Reaktionen zeigt, daß die bereits eingetretenen Änderungen der Emissionscharakteristiken in den neuen Bundesländern zu einer Erhöhung der Trübung (und Erniedrigung von G) während sommerlicher anti-zyklonalen Lagen z.B. in Süddeutschland führen kann.

Prozeß	Fluß, Wm^{-2}	Erwärmungsrate, Ks^{-1}
Advektion	30 - 180	$(3 - 18) \cdot 10^{-5}$
Entrainment Detrainment	30 - 120	$(3 - 12) \cdot 10^{-5}$
Energieaustausch am Boden: H_s H_L	60 - 130 90 - 450	$(6 - 13) \cdot 10^{-5}$ $(9 - 45) \cdot 10^{-5}$
Strahlungsabsorption (solarer Bereich)	10 - 180 (Partikel) 50 - 130 (H_2O)	$(1 - 18) \cdot 10^{-5}$ $(5 - 13) \cdot 10^{-5}$

Tabelle 1. Beiträge zur Erwärmungsrate der atmosphärischen Grenzschicht (Höhe 1 km) durch verschiedene Prozesse

FERNERKUNDUNG DER ERDOBERFLÄCHE

Matthias Eckardt und Ute Katergiannakis

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Die Fernerkundung der Erde aus dem Weltraum stellt das einzige Mittel dar, die Erde als Ganzes räumlich lückenlos mit einem identischen Meßvorgang innerhalb kurzer Zeit zu erfassen und diese Messungen über längere Zeiträume zu wiederholen. Damit bietet sich die Möglichkeit, Veränderungen auf der Erde zu quantifizieren und als Parameter für Modellierungen zu verwenden. Zur Gewinnung zuverlässiger Informationen aus den ursprünglich empfangenen Signalen sind einige technische und wissenschaftliche Aufgaben zu bewältigen, wie z.B.:

- geometrische Entzerrung
- Umwandlung der Signale in absolute Meßwerte
- atmosphärische Korrekturen
- Erstellung abgeleiteter Größen (Indices)
- Validierung der Resultate durch Vergleich mit anderen, auch bodengebundenen Datensätzen
- Einspeisung der Resultate in Geo-Informationssysteme.

Für die folgenden Bereiche werden Satellitendaten genutzt:

1 BEWÖLKUNG

Neben der geographischen Verteilung der Wolken und der jahreszeitlichen Änderung des Bedeckungsgrades auf globaler Basis wurden Mittelwerte der Gesamtwolkenbedeckung der Erde, der Temperatur und des Drucks der Wolkenobergrenzen sowie der optischen Tiefe der Wolken ermittelt. Ferner wurden die mittlere Temperatur der Erde (289 K) und das mittlere Reflexionsvermögen (0.14) der Oberfläche bestimmt. Aus Wolkenverlagerungen lassen sich ferner Windrichtung und Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen ableiten.

2 EIS- UND SCHNEEVERTEILUNG

Seit 1966 wird im Institut die Meereisverteilung im Nordpolargebiet zwischen 50°W und 60°E mit NOAA-Daten beobachtet, über den gesamten Zeitraum ergibt sich eine Eisabnahme von etwa 10%. Auf der Basis von radiometrischen Mikrowellendaten von Nimbus-Satelliten wird die globale Eisbedeckung bestimmt, außerdem läßt sich aus diesen Daten auch die winterliche Schneeverteilung hemisphärisch darstellen.

3 MEERESRAUHIGKEIT UND -NIVEAU

Mit Hilfe der Rückstreuung von Mikrowellen kann man Werte über die Rauigkeit der Meeresober-

fläche ableiten zur Berechnung der Windstärke im Meeresniveau. Ein Maß für die Stärke der Meeresströmungen ergibt sich aus Messungen der dynamisch bewirkten Höhenverteilung der Oberfläche.

4 OZEANISCHES PHYTOPLANKTON

Das Phytoplankton hat eine wichtige Funktion im Kohlenstoffkreislauf, mit Satellitendaten ist es möglich, die Ausbreitung und auch approximativ die Menge des Phytoplanktons zu bestimmen.

5 ALBEDO DER ERDOBERFLÄCHE

Die Albedo bestimmt den Energieumsatz am Boden und ihr Anteil im sichtbaren Teil des Spektrums die Absorption von photosynthetisch aktiver Strahlung durch die Vegetation. Sie muß aus den am Satelliten gemessenen Strahldichten berechnet werden.

6 TEMPERATUR DER ERDOBERFLÄCHE

Messungen im Bereich der thermischen Infrarotstrahlung ermöglichen die Bestimmung der Meeres- und Landoberflächentemperaturen in unbewölkten Gebieten einschließlich der Tagesgänge.

7 BIOLOGISCHE AKTIVITÄT DER VEGETATION

Der sprunghafte Anstieg des Reflexionsgrades von chlorophyllhaltigen Pflanzen bei 700 nm wird zur Bestimmung eines Vegetationsindex aus geeigneten Spektralkanälen genutzt. In Berlin werden dazu AVHRR-Daten der NOAA-Satelliten herangezogen. Dieser Vegetationsindex ist mit dem biologischen Stoffumsatz in den Pflanzen und dem Blattflächenindex korreliert. Für folgende Problemstellungen ist er von Bedeutung:

- Vegetation beeinflusst über Temperatur, Verdunstung, Rauigkeit und Bodenfeuchte den Strahlungshaushalt der Erde, daher können diese aus dem Index als Eingangsgrößen für Klimamodelle ermittelt werden.
- Eine vergleichende Analyse des Vegetationsindex verschiedener Jahre erlaubt die Feststellung von Veränderungen der Vegetation, z.B. Fortschreiten von Waldschäden, Abholzung tropischer Regenwälder.
- In Regionen, die auf Klimaveränderungen besonders empfindlich reagieren wie desertifikationsbedrohte Gebiete, lassen sich aus den bisher nur für kurze Reihen vorliegenden Werten des Vegetationsindex erste Trends feststellen.

ANWENDUNG MESO- UND MIKROSKALIGER NUMERISCHER MODELLE AUF AKTUELLE FRAGESTELLUNGEN IN DER STADT- UND REGIONALPLANUNG

J. Eichhorn

Johannes Gutenberg – Universität
W-6500 Mainz 1

1 Die Modelle

Am Institut für Physik der Atmosphäre der Johannes Gutenberg – Universität bildet die Entwicklung und Anwendung numerischer Modelle des urbanen Meso- und Mikroklimas seit Jahren einen wichtigen Schwerpunkt der Forschung. Den bisherigen Endpunkt dieser Entwicklungen stellen die Modelle MISKAM (Mikroskaliges Klima- und Ausbreitungmodell) und KLIMM (Klima-Modell Mainz) dar (Eichhorn, 1989; Eichhorn *et al.*, 1990). Ersteres dient zur Berechnung quasi-stationärer Wind-, Temperatur- und Immissionsfelder in Straßen bzw. Stadtteilen, wobei die Gebäudestrukturen aufgrund der verwendeten hohen Gitterauflösung explizit modelliert werden können. Das Modell KLIMM ist ein mesoskaliges Modell, welches Effekte der Urbanisierung auf das regionale Klima simuliert. Es kann sowohl zur Berechnung quasi-stationärer Felder, als auch zur Simulation von Tagesgängen herangezogen werden.

Beide Modelle verwenden kartesische Koordinaten, so daß stabile und effiziente numerische Verfahren verwendet werden können. In KLIMM werden topographische Effekte mittels der Methode der zähen Topographie (Mason und Sykes, 1978; Ulrich, 1987) berücksichtigt.

2 Anwendungsbeispiele

Aufgrund der wachsenden Bedeutung numerischer Modelle als Hilfsmittel einer umweltbewußten Stadt- und Regionalplanung häufen sich derzeit Anfragen nach modellgestützten Gutachten. Zwei Beispiele sollen dies dokumentieren.

2.1 Kaltluftabflüsse im Bereich geplanter Gewerbegebiete. Diese Rechnungen wurden im Zusammenhang mit der Planung von Gewerbegebieten im Raum Eisenach ausgeführt. Unter Zugrundelegung einer vereinfachten Version des mesoskaligen Strömungsmodells wurden die ungestörten Kaltluftabflüsse für den Ist-Zustand berechnet. Dabei wurde ein fest vorgegebener negativer thermischer Auftrieb im jeweils untersten Gitterniveau angesetzt, sofern eine Neigung der Erdoberfläche und eine höchstens lockere Bebauung vorliegt. In einem Vergleichslauf wurden dann den als Gewerbegebiete vorgesehenen Flächen eine höhere Bodenrauigkeit und kein solcher Auftrieb mehr zugeordnet. Aufgrund der willkürlichen Modellannahmen können zwar keine quantitativen Aussagen aus den Rechnungen abgeleitet werden, der qualitative Vergleich der beiden Modellsimulationen erlaubt jedoch auf einfache Weise eine Charakterisierung kritischer und weniger kritischer Bereiche. In diesem Fall konnte aus den Modellrechnungen sowie den weiteren vorgenommenen Untersuchungen eine eindeutige Planungsempfehlung formuliert werden, die auch in der realen Planung Berücksichtigung fand.

2.2 Lufthygienische Auswirkungen einer Baumaßnahme. Hierbei handelt es sich um ein Anwendungsbeispiel des mikroskaligen Modells. In einem Stadtteil von Düsseldorf soll ein bestehender Gebäudekomplex durch ein Gebäude von etwa der doppelten Geschosflächenzahl ersetzt werden. Das Gebäude befindet sich in einem Gebiet mit hoher KFZ-bedingter Luftbelastung. Es sollte untersucht werden, ob die weitere Bebauungsverdichtung lufthygienisch vertretbar ist, und welche der vorliegenden Planungsvarianten in dieser Hinsicht am günstigsten zu bewerten ist.

Dazu wurden mehrere Strömungsfelder für unterschiedliche Anströmrichtungen berechnet, im Anschluß folgten jeweils Ausbreitungsrechnungen für KFZ-Abgase, wobei die gegenwärtige mittlere Verkehrsdichte in den betroffenen Straßen zugrunde gelegt wurde. Die dreidimensionalen Simulationen zeigen ein detailliertes Bild der sehr komplexen Strömungsverhältnisse sowie der resultierenden Schadstoffverteilungen. In diesem speziellen Fall ergaben sich keine markanten Unterschiede zwischen den verschiedenen Planungsvarianten, und auch nicht gegenüber dem Ist – Zustand. In anderen am Institut für Physik der Atmosphäre vorgenommenen Untersuchungen ähnlicher Fragestellungen konnten mehrfach aufgrund der Modellresultate Planungsvarianten als eindeutig günstiger bzw. ungünstiger eingestuft werden.

3 Literatur

Eichhorn, J.; 1989:

Entwicklung und Anwendung eines dreidimensionalen mikroskaligen Stadtklima-Modells.

Dissertation, Universität Mainz.

Eichhorn, J., J. Siebert und W. Zdankowski; 1990:

Weiterentwicklung und Anwendung physikalisch anspruchsvoller dreidimensionaler Modelle zur Simulation des urbanen Klimas und der Schadstoffausbreitung.

BMFT-Forschungsbericht 07 KF 312/4.

Mason, P.J. und R.I. Sykes; 1978:

A simple cartesian model of boundary layer flow over topography. *J. Comp. Phys.*, 28, 198–210.

Ulrich, W.; 1987:

Simulation von thermisch induzierten Windsystemen und Überströmungssituationen.

Dissertation, Universität München.

Autorenverzeichnis

- Adrian, G. 78, 210, 302
 Albert, H.-F. 169
 Almeida, G. d' 419
 aufm Kampe, W. 394
- Bayer, D. 292
 Beck, A. 207
 Becker, A. 26, 35
 Beheng, K.D. 355
 Benesch, W. 33
 Berger, F.H. 278
 Berger, M. 110
 Berger, U. 200
 Bernhardt, K.-H. 198
 Berz, G. 252
 Beyrich, F. 326
 Bigalke, K. 328
 Blender, R. 163, 178
 Blümel, K. 72
 Boeck, M. 110
 Böhme, W. 274
 Bolle, H.-J. 53, 58, 148
 Böning, C.W. 216
 Bott, A. 321, 330
 Böttger, H. 3
 Braden, H. 76
 Brinkop, S. 270
 Brümmer, B. 32, 332
 Bull, G. 333, 358
 Bumke, K. 15
 Burkhardt, J. 102, 117
 Busack, B. 332
 Butterbach, K. 86, 123
- Callies, U. 175
 Carl, P. 155
 Cepuder, P. 375
 Chlond, A. 312
 Chmielewski, F.-M. 250
 Claußen, M. 146
 Corsmeier, U. 314
 Creß, A. 256
 Cubasch, U. 261, 264
 Czechowsky, P. 204
- Dameris, M. 188, 413
 Dämmgen, U. 124
 Dlugi, R. 402, 419
 Dobsch, H. 375
 Doms, G. 325
 Döring-Kuschel, R. 372, 373
 Dörnbrack, A. 164, 306
 Drebs, A. 285
 Dümenil, L. 258, 262
 Dutz, S. 317
- Ebel, A. 81, 188
 Eckardt, M. 58, 110, 241, 420
 Egger, J. 400
 Eichhorn, J. 421
 Eiden, R. 102
 Eifler, N. 392
 Elbern, H. 194
 Emeis, St. 335
 Enders, G. 402
 Enke, W. 11
 Entstrasser, N. 54
 Entzian, G. 196
 Eppel, D.P. 175
 Ernst, N. 84
 Esser, G. 272
 Etling, D. 177, 190
 Ewenz, C. 26, 35
- Fahrbach, E. 224
 Feister, U. 196
 Fiedler, F. 78, 115, 314
 Fink, A. 248
 Finke, U. 337
 Fischer, H. 210
 Foken, Th. 319
 Forkel, R. 74
 Fortak, H. 149
 Fraedrich, K. 208
 Frank, E. 210
 Frattesi, G. 8
 Frey-Buness, A. 254
 Frieden, W. 338
 Friedrich, H. 226
 Frische, A. 235
 Fuhrhop, R. 238
 Furrer, R. 416
- Gabriel, A. 28
 Gallas, J. 241
 Georgii, H.-W. 83
 Gerstengarbe, F.-W. 253
 Gerstmann, W. 91
 Glowienka-Hense, R. 266
 Goesch, M.K. 360
 Gonima, L. 108, 126
 Grasnack, K.H. 196
 Grätz, A. 381
 Großklaus, M. 37
 Grötzner, A. 304
 Grünhage, L. 124
 Grunwald, J. 314
 Günther, G. 188
 Güsten, H. 84
- Haenel, H.-D. 100, 124
 Häckel, H. 374
 Hafner, Th. 391
 Hänel, G. 419
 Hantel, M. 61
 Hargens, U. 276

Harms, I.H. 240
Hasse, L. 15, 37, 218
Hasselmann, K. 153
Hauf, Th. 202, 294, 333, 337
Hauschild, H. 286
Haustein, Chr. 144
Haß, H. 81
Heimann, D. 21
Heinemann, K. 357
Heinrich, G. 84
Heinz, St. 340
Heinze, Chr. 236
Helbig, A. 89
Hendricks, J. 194
Hennemuth, B. 32
Hense, A. 290
Herbert, F. 159
Herzog, H.-J. 325
Hoffmann, J. 315
Hoffmann, P. 414
Hoinka, K.-P. 19
Hoppmann, D. 121
Hoppmann, U. 341
Hupfer, P. 250

Ihle, P. 67
Inclan, M.G. 74
Inhester, B. 204
Isemer, H.-J. 218

Jacob, D. 310
Jäger, H.-J. 124
Jakobs, H.J. 81, 194
Jalab, A. 136
Jendritzky, G. 381
Jochum, A.M. 54

Kälicke, E. 401
Kalthoff, N. 78, 314
Kapitza, H. 173
Karcher, M.J. 237
Katergiannakis, U. 128, 420
Katzschner, L. 370, 385
Keuer, D. 414
Keuler, K. 26, 35, 340
Kins, L. 402
Klaes, K. D. 138
Klebensberg, A. 54
Klostermeyer, J. 204
Knottenberg, H. 33
Knüpfker, K. 5
Koch, E. 375
Koch, U. 190
Koepke, P. 106, 119
Köhler, U. 196
Kolle, O. 314
König, W. 13, 298
Koopmann, S. 200
Koppert, H.-J. 33, 39, 389

Kost, W.-J. 362, 364, 366
Kottmeier, Ch. 319
Kratzsch, Th. 343
Kraul, Chr. 387
Kraus, H. 7, 26, 35
Kretschmer, D. 319
Kriebel, K. Th. 60
Krugmann, G. 65
Kürschner, D. 185
Kurz, M. 1
Kusch, W. 39

Labitzke, K. 179, 214
Lambrecht, M. 267
Lange, H.-J. 161
Langematz, U. 183, 206
Langer, I. 58
Laube, M. 401
Leder, S. 183, 206
Lehmann, A. 233
Lesch, L. 41
Lippert, A. 220, 237
Lippert, E. 81
Liu, Qu. 279
Lohse, H. 143
Loon, H. v. 179
Löpmeier, F.-J. 112
Loth, B. 268
Lüdecke, C. 387
Ludwig, J. 403
Lutz, Chr. 130
Lutz, M. 104

Maaß, C. 306
Maier-Reimer, E. 153
Majewski, D. 256, 325
Malberg, H. 8
Marquardt, Chr. 209
Marquardt, W. 67
Mast, G. 372, 373
Matzarakis, A. 283
Mayer, H. 144, 283, 377
McMillan, R. 402
Meincke, J. 418
Meixner, F.X. 403
Memmesheimer, M. 81
Mengelkamp, H.-Th. 345
Meyer, A. 183, 206
Mix, W. 43, 347
Müller, A. 143
Müller, D. 93
Müller, G. 132, 136
Müller, H. 403
Müller, J. 132, 136
Müller-Popkes, G. 351
Münzenberg, A. 171
Muschinski, A. 165

Naumann, H. 114
Neisser, J. 333, 337, 358
Nestlen, M. 403
Neumeister, H. 48
Nevir, P. 167, 178
Niemeier, U. 349

Oberreuter, A. 194
Oelhaf, H. 210
Oelke, Chr. 276
Offermann, D. 187
Olesen, F.-S. 130
Olf, J. 228

Pahl, S. 65
Pawson, St. 183, 206, 208
Pelkowski, J. 157
Peschke, G. 87
Peters, D. 196
Peters, K. 140
Petzold, K. 181
Pfeifer, Th. 372
Pichler, H. 23
Podzun, R. 256
Poetzsch-Heffter, Chr. 279
Priese, J. 414
Prohl, P. 323
Puls, E. 98

Quadfasel, D.R. 226, 235
Quenzel, H. 259

Raasch, S. 296
Reiber, M. 353
Reimer, E. 50
Reinecke, J. 355
Reinhold, M. 370
Reis, S. 364, 366
Reiß, M. 286
Renner, V. 256
Rhein, M. 222
Rhodin, A. 32
Richter, S.H. 94
Roider, G. 402
Ross, J. 70
Roth, R. 317, 343, 351
Rothe, O. 397
Rudels, B. 226
Rudolf, B. 286
Rump, B. 332
Ruoß, K. 419
Ruprecht, E. 238, 276, 279
Rüster, R. 184, 204

Sachweh, M. 119
Sausen, R. 13, 153, 262, 264
Schädler, G. 78
Schaller, E. 26, 35, 340
Schauer, U. 224
Scheel, H.-E. 45
Scheider, U. 286
Schellin, H.-G. 132
Schilling, H.D. 28
Schilling, V.K. 190
Schindowski, H. 48
Schlünzen, H. 308
Schmeling, B. 212
Schmidt, G. 204

Schmidt, U. 411
Schminder, R. 185
Scholz, J. 87
Schönwiese, Chr.-D. 245, 292
Schott, F. 222, 230
Schrader, M. 238
Schubert, S. 262
Schubert, U. 48
Schultka, S. 202
Schumann, A. 281
Schumann, U. 300, 306
Schürmann, W. 79
Seidl, W. 419
Seidler, Chr. 87
Seiler, W. 45
Siebers, J. 100
Siebert, J. 56
Sielmann, F. 13
Siemer, A.H. 315
Sievers, U. 381
Siewers, H. 143
Simmer, C. 238, 276, 279
Simon, K.-H. 69
Singer, W. 414
Sladkovic, R. 45
Spengler, B. 205
Speth, P. 30, 248
Stangenberg, J.-G. 337
Staubes, R. 83
Steinacker, R.A. 17, 47
Steinbrecher, J. 74
Steinbrecher, R. 79
Stellmacher, R. 243
Steppeler, J. 323
Stramma, L. 222
Strass, V. 224
Sündermann, J. 231

Taubenheim, J. 396, 412
Thehos, R. 63
Thiel, M. 52
Thiemann, St. 32
Thomalla, E. 106
Thran, P. 406
Thüne, W. 405
Tonn, W. 128, 241
Trampf, W. 142
Trautner, F. 102

Uhlig, K. 37
Ullrich, R. 245

Vaitl, W. 379
Vent-Schmidt, V. 291
Voigt, H. 197
Völlger, Cl. 60
Voß, R. 153

Wacker, U. 151
Wahl, P.G. 98
Walk, O. 314
Wang, R. 208
Warnecke, G. 197
Waßmann, R. 86, 123
Weber, H. 394

Weber, M. 402
Wefers, J. 30
Wege, K. 196
Weingärtner, H. 398
Weiß, W. 50
Wendling, U. 409
Werner, P.C. 253
Werscheck, M. 291
Westendorff, K. 69
Wichura, B. 96
Wilhelm, M. 362
Willeke, H. 54
Windelband, M. 264
Winkler, P. 65
Winterhalter, M. 383
Wirth, V. 192
Wohlfart, U. 110

Xu, J.-S. 247

Yoe, J. 197

Zdunkowski, W. 56
Zelger, M. 402
Zeuner, G. 357
Zick, Chr. 197
Ziegler, H. 79
Zimmermann, H. 115

