

ANNALEN DER METEOROLOGIE  
(Neue Folge)  
Nr. 16

Symposium anläßlich der 200. Wiederkehr  
des Gründungsjahres der  
Societas Meteorologica Palatina

Mannheim, 13.–15. Oktober 1980

Offenbach am Main 1980  
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Die für die Veröffentlichung als Vorabdruck zum Symposium Mannheim 1980 eingesandten Manuskripte stellen erweiterte Zusammenfassungen oder Kurzfassungen der Vorträge dar. Für ihren Inhalt sind die Verfasser verantwortlich. Die Wiedergabe dieser Zusammenfassungen nimmt eine spätere ausführliche Darstellung der Vorträge und ihre Veröffentlichung durch die Autoren an anderer Stelle nicht vorweg.

---

Herausgeber und Verlag:  
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Frankfurter Straße 135  
6050 Offenbach am Main

---

Redaktionsschluß: 1. September 1980

# INHALT

	Seite
<b>Vorwort</b> .....	IX
<b>Festvorträge</b>	
LINGELBACH, E. (Offenbach a. Main) Vom Meßnetz der Societas Meteorologica Palatina zu den weltweiten Meßnetzen heute .....	1
CAPPEL, A. (Neustadt a. d. Weinstr.) Societas Meteorologica Palatina (1780—1795) .....	10
<b>Vorträge</b>	
<b>A Meteorologische Meßnetze</b>	
A 01 LANDSBERG, H. E. (Maryland/USA) The Role of Reference Stations in the Search for Climatic Trends .....	28
A 02 DUENSING, G. (Hamburg) Maritim-Meteorologische Meßnetze .....	30
A 03 JOSS, J. (Locarno-Monti/Schweiz) Projekt ANETZ: Konzept und Realisierung eines Netzes von automatischen Wetterstationen in der Schweiz .....	33
A 04 MÜLLER, G. (Offenbach a. Main) Untersuchungen zur optimalen Dichte klimatologischer Meßnetze im Bereich des Deutschen Wetterdienstes .....	36
A 05 GROSCH, W. (Frankfurt a. Main) Anforderungen an urbane, regionale und überregionale Meßnetze zur Feststellung der Luftverunreinigung .....	*
A 06 KÜLSKE, S. (Essen) Meßnetze der Landesanstalt für Immissionsschutz (Essen) zur Ermittlung von Immissionsbelastungen .....	39
A 07 RICHNER, H. (Zürich/Schweiz) Genauigkeit, Reproduzierbarkeit und vertikale Auflösung der Daten aus Radiosondierungen .....	42
A 08 BEHR, H. D.; KASTEN, F. (Hamburg) Das Strahlungsmeßnetz des Deutschen Wetterdienstes .....	46
A 09 ATTMANNSPACHER, W.; RIEDL, J. (Hohenpeißenberg) Über die Möglichkeiten, Flächenniederschläge zu messen .....	49
A 10 SNEYERS, R. (Brüssel/Belgien) Sur l'homogénéité des séries de température. La série des extrêmes moyens à midi à Bruxelles-Uccle .....	52
A 11 FETT, W. (Berlin) Zur Quantifizierung der örtlichen Repräsentanz wetterabhängiger Messungen .....	54
A 12 DEHNE, K. (Hamburg) Vorschlag zur standardisierten Reduktion der Daten verschiedener nationaler Himmelsstrahlungsmeßnetze .....	57
A 13 WERNER, Ch. (Oberpfaffenhofen) Wege zur netzmäßigen Erfassung der Schrägsicht .....	60

Bei dem mit \* gekennzeichneten Vortrag lag das Manuskript bei Redaktionsschluß nicht vor.

## B. Mesoskalige Meteorologie (Phänomene)

B 01	FIEDLER, F. (Karlsruhe) MESOKLIP, ein Experiment zur Erfassung mesoskaliger Strukturen .....	66
B 02	HÖSCHELE, K. (Karlsruhe) Einfluß charakteristischer Geländestrukturen auf die Strömung am Ostrand des Oberrheintals .....	72
B 03	HENNEMUTH, B. (München) Wärmehaushalt und tagesperiodische Windsysteme am Haardtrand während MESOKLIP .....	75
B 04	REINHARDT, M. E.; WILLEKE, H. (Oberpfaffenhofen) Temperatur- und Feuchtestrukturen über dem Oberrheingraben während MESOKLIP aus synchronen Flugmessungen mit 3 Motorseglern (Kurzfassung) .....	78
B 05	MAST, G. (Karlsruhe) Temperaturinversionen an verschiedenen Orten des Oberrheintales .....	79
B 06	MAYER, H. (München) Problematik bei der Kartierung der Oberflächenalbedo in einem mesoskaligen Gebiet .....	82
B 07	MALBERG, H.; BÖKENS, G.; FRATTESI, G. (Berlin) Mittlere geostrophische und beobachtete Strömungsverhältnisse im Oberrheingraben .....	85
B 08	VERGEINER, I.; DREISEITL, E. (Innsbruck/Österreich) Alpine Windsysteme: Beobachtungen und Modelle (Kurzfassung) .....	89
B 09	KEULER, P. M. (Mainz) Der Einfluß großer Stadtgebiete auf das Windfeld .....	90
B 10	KOTTMEIER, Ch.; LEGE, D.; ROTH, R. (Hannover) Nächtliche Windmaxima in der Grenzschicht über der Norddeutschen Tiefebene .....	93
B 11	FUCHS, D. (Traben-Trarbach) Bemerkungen zur Entstehung, Intensivierung und Vorhersage von Wirbelstürmen aus synoptischer und energetischer Sicht .....	96

## C. Mesoskalige Meteorologie (Modelle)

C 01	ETLING, D. (Hannover) Simulationsmodelle in der mesoskaligen Meteorologie .....	98
C 02	PRENOSIL, Th. (Karlsruhe) Anwendungen eines numerischen Modells für die Überströmung mesoskaliger Geländeformen .....	106
C 03	BLUMHAGEN, L.; JUBELT, H.-W.; WARNECKE, G. (Berlin) Erste Ergebnisse einer Simulation der mesoskaligen Windverhältnisse im deutschen Nordseeküsten- gebiet mit dem University of Virginia Mesoscale Model (UVMM) und Verifikation durch Beobach- tungen .....	109
C 04	WALLBAUM, F. (Darmstadt) Numerische Simulation lokaler Windsysteme im Bereich eines Alpentaales .....	112
C 05	EGGER, J. (München) Zur Theorie der thermisch angefachten Zirkulation in einem Tal .....	116
C 06	BEHNKE, W. (Köln) Berechnung der Strömungs- und Schichtungsverhältnisse im Oberrheingraben bei Westwindlage .....	118
C 07	WENGLER, H. (München) Simulation der Strömung über einer rauhen Wärmeinsel .....	122
C 08	KIRSTEIN, H. J. (Darmstadt) Das mesoskalige numerische (Einflächen-)Simulationsmodell „STUTE“ .....	125
C 09	HEIMANN, D.; JUBELT, W.; WILCKE, F. (Berlin) Vergleichende Simulation topographischer Effekte mit numerischen Regionalscalemodellen .....	128
C 10	SOMIESKI, F. (Oberpfaffenhofen) Lineare Theorie der dreidimensionalen Gebirgsüberströmung im Mesoscale .....	131

	Seite
C 11 KOPPERT, H. J. (Karlsruhe) Trajektorienberechnung in gebirgigem Gelände bei Inversionswetterlagen .....	134
C 12 TANGERMANN-DIUGI, G. (Karlsruhe) Numerische Simulationen von Transportvorgängen in inhomogenem Gelände .....	137
C 13 ZDUNKOWSKI, W. G.; HANSON, R. C.; WELCH, R. M. (Mainz) Die Berechnung der Globalstrahlung auf geneigte Empfangsflächen .....	140

## Poster

### A Meteorologische Meßnetze

A 51 RIGBY, M. (Washington/USA) The Role of Scientific Societies in Establishing National and International Meteorological Networks	143
A 52 REIMER, E. (Berlin) Dreidimensionale, objektive Analyse meteorologischer Parameter unter Ausnutzung des Radiosonden- und Bodenmeßnetzes in Zentraleuropa .....	149
A 53 LIEBSCHER, H.-J.; MENDEL, G. (Koblenz) Das meteorologische Beobachtungsnetz aus der Sicht der Wasserwirtschaft .....	152
A 54 HOFFMANN, K. (Offenbach a. Main) Das fernmeldende Niederschlagsmeßnetz im Projekt „Hochwasserschutz am Rhein“ .....	155
A 55 entfällt	
A 56 WILMERS, F. (Hannover) Reduktion von Temperaturmeßreihen an Stationen im norddeutschen Mittelgebirge (Kurzfassung) ..	157
A 57 KRAMES, K. (Traben-Trarbach) Einfluß der Land-Seewindzirkulation auf die Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Schleswig-Holstein	158
A 58 KRAMES, K. (Traben-Trarbach) Die hypsographische Kurve als Hilfsmittel zur flächenmäßigen Darstellung von Wolkenhöhen .....	161
A 59 LAMSFUSS, J. (Offenbach a. Main) Quellen der vorinstrumentellen Epoche zur großräumigen Klimaanalyse .....	164
A 60 FETT, W. (Berlin) Optimale Netzdichte für atmosphärische Beobachtungen .....	167
A 61 KANT, V. (Traben-Trarbach) Die räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen in der Bundesrepublik Deutschland, ihre Nichtbesetzung während der Nacht sowie an Sonn- und Feiertagen und die daraus resultierende Problematik bei VFR-Beratungen .....	169
A 62 JOSS, J. (Locarno-Monti/Schweiz) Digitale Radarbilder im schweizerischen Wetterdienst .....	171
A 63 TETZLAFF, G.; BEYER, R.; LAUDE, H. (Hannover) Windmessungen an 50 m hohen Türmen im norddeutschen Küstengebiet .....	174
A 64 KUHN, M. (Innsbruck/Österreich) Die Niederschlagsverteilung im inneren Ötztal (Kurzfassung) .....	177

### B Mesoskalige Meteorologie (Phänomene)

B 51 WERNER, Ch. (Oberpfaffenhofen) Experimentelle Erprobung des 2-Punkte-Verfahrens zur Bestimmung der schrägen Normsicht .....	178
B 52 CARNUTH, W.; LITTFASS, M.; SLADKOVIC, R. (Garmisch-Partenkirchen) Lidar-Sondierung des Tagesganges der vertikalen Aerosolschichtung über dem Oberrheingraben .....	180
B 53 MÖRL, P.; REINHARDT, M. E.; RENGER, W.; SCHELLHASE, R. (Oberpfaffenhofen) Sondierung der Aerosolschichtung über dem Oberrheingraben im Raum Speyer mittels Flugzeuglidar	183

B 54	FORTAK, H. (Berlin) Probleme bei der meßtechnischen Erfassung mesoskaliger Phänomene (Kurzfassung) .....	185
B 55	HAUF, T.; CORSMIEIER, U. (Karlsruhe) Turbulenzstruktur über dem Oberrheingraben .....	186
B 56	WALK, O. (Karlsruhe) Vertikalprofile der Windrichtung im Oberrheintal und am Kraichgaurand .....	189
B 57	TETZLAFF, G.; MATTHIAS, U. G. (Hannover) Messungen des Bodenwärmestroms .....	192
B 58	FREYTAG, C. (München) Gebirgswinduntersuchungen im Inntal .....	195
B 59	SCHLAAK, P. (Berlin) Allgemeine und spezielle Ergebnisse des engmaschigen Klima- und Niederschlagsmeßnetzes von Berlin in den Jahren 1960 bis 1979 (Kurzfassung) .....	198
B 60	LAUSCHER, F. (Wien/Österreich) Die Wärmeinsel des österreichischen Donauraumes zur Regierungszeit Kaiser Josefs II. ....	199
B 61	GROLL, A.; AUFM KAMPE, W. (Traben-Trarbach) Geomar-Ausbreitungsexperimente über See .....	201
B 62	FISCHER, K.-E. (Traben-Trarbach) Geomar-Radarausbreitung über See .....	204
B 63	ECKARDT, M. (Berlin) Der Einfluß des Untergrundes auf Ausbildung und Form der Konvektionsbewölkung in Satelliten- aufnahmen .....	207
<b>C Mesoskalige Meteorologie (Modelle)</b>		
C 51	WIPPERMANN, F. (Darmstadt) Mesoscale-Modelle: Auswirkungen verschiedener Modellannahmen .....	210
C 52	MÜLLER, E. (Offenbach a. Main) Aufbau eines regionalen Wettervorhersagemodells .....	213
C 53	WERGEN, W. (Offenbach a. Main) Initialisierung von regionalen Wettervorhersagemodellen .....	216
C 54	GROSS, G. (Darmstadt) Modellrechnungen zur Tagesvariation in der Überströmung einer Mittelgebirgskette .....	219
C 55	BUCHHOLD, M. (Darmstadt) Modellrechnungen zur stationären Überströmung von Bergen .....	222
C 56	STROBEL, B. (Berlin) Anwendung eines physikalischen Modells zur Beschreibung von topographiebeeinflussten Wind- feldern (Kurzfassung) .....	225
C 57	FISCHER, J. (Hamburg) Numerische Modellierung inhomogener planetarischer Grenzschichten .....	226
C 58	BURKAT, D.; EIDEN, R. (Mainz) Modellrechnungen zur Bestimmung der Erwärmungsraten im Bereich der Stadtrandatmosphäre auf- grund horizontaler, langwelliger Strahlungsströme .....	229
<b>D Ergänzende Themen</b>		
D 51	NEUMANN, G.; HAUF, Th. (Karlsruhe) Zur Bestimmung der Funktionen $\Phi_M(\zeta)$ und $\Phi_H(\zeta)$ in der Prandtlschicht .....	232
D 52	OLBRÜCK, G. (Hamburg) Windmessung in der maritimen Grenzschicht .....	235
D 53	RICHTER, C.-J.; AHRENS, D. (Karlsruhe) Spektralanalyse immissionsklimatologischer Messungen im Oberrheintal .....	238

D 54	RYAN, R. V. (Ramstein) Severe Weather Forecasting: A Proposed Decision Process (Kurzfassung) .....	241
D 55	WELCH, R.; KORB, G.; ZDUNKOWSKI, W. G. (Mainz) A Solar Radiation Spectral Model for Use in Routine Calculations (Kurzfassung) .....	242
D 56	PANHANS, W. G. (Mainz) Langwellige Strahlungsflüsse in der Atmosphäre unter Berücksichtigung von graustrahlenden Wolken mit partieller Bedeckung .....	243
D 57	KATERGIANNAKIS, U. (Berlin) Saharastaub im Satellitenbild .....	246
D 58	MEIXNER, F. X.; GEORGII, H.-W.; OCKELMANN, G. (Frankfurt a. Main) Eruption des Vulkans Mount St. Helens, USA: Nachweis der Stratosphärischen Rauchfahne über Europa .....	249
D 59	SCHULER, A. (Karlsruhe) Experimentelle Untersuchung zum Einfluß der Oberflächentemperatur auf die Verdunstung an einer festen Oberfläche .....	252

## Anhang

Stiftungsbrief von KURFÜRST KARL THEODOR zur Gründung der SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA .....	255
Handschriften von KARL HEMMER bezüglich der Organisation eines phänologischen Beobachtungsnetzes in der Kurpfalz .....	260



## Vorwort

Die DEUTSCHE METEOROLOGISCHE GESELLSCHAFT e. V. veranstaltet aus Anlaß der 200. Wiederkehr des Gründungsjahres der SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA in Mannheim vom 13. bis 15. Oktober 1980 ein Symposium, um die außerordentliche Leistung und Bedeutung dieser ersten meteorologischen Gesellschaft der Erde zu würdigen. Nach der feierlichen Eröffnungssitzung — mit Festvorträgen von PROF. DR. E. LINGELBACH und DIPL.-MET. A. CAPPEL — behandelt das Symposium in drei Fachsitzungen die Themenkreise

- A Meteorologische Meßnetze
- B Mesoskalige Meteorologie (Phänomene)
- C Mesoskalige Meteorologie (Modelle).

Mit dem Themenkreis „Meteorologische Meßnetze“ wird die historische Bedeutung der SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA unterstrichen. Aus den 39 Stationen von damals ist bis heute eine die ganze Erde umfassende Organisation mit etwa 9000 Stationen geworden. Daneben gibt es Sondernetze für einzelne meteorologische Elemente oder bestimmte Anwendungsgebiete auf regionaler und überregionaler Basis. Ihre Probleme, z. B. Repräsentanz der Messungen, optimale Netzdichte, Homogenität der Meßreihen u. a. werden in den Vorträgen und Diskussionen dargelegt. Aber auch die Frage, ob die zunehmende Automation und die elektronische Datenverarbeitung einen Abschluß einer 200jährigen Entwicklung bedeutet und sich ein grundlegender Wandel in der Meßtechnik und Meßmethodik abzeichnet, wird am Rande behandelt.

Der Themenkreis „Mesoskalige Meteorologie“, unterteilt in „Phänomene“ und „Modelle“, wurde gewählt, um einerseits einen Überblick über diesen aktuellen Bereich der Meteorologie zu geben und weil andererseits aus einem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Projekt die ersten Ergebnisse einer Meßkampagne, die vor etwa einem Jahr im Gebiet des Oberrheingrabens durchgeführt wurde, vorgestellt werden können. Über das Regionalklima der Umgebung wird so eine Beziehung zum Tagungsort Mannheim hergestellt.

Bei der Aufstellung des Programms mußten fast 90 Vortragsanmeldungen berücksichtigt werden. Wegen der zeitlichen Begrenzung der Tagung konnten nur weniger als die Hälfte als Vorträge zugelassen werden. Die übrigen Anmeldungen wurden in die Posterpräsentation verwiesen. Diese Form der Darbietung von Ergebnissen wissenschaftlicher Arbeit war bereits auf den beiden letzten Meteorologentagungen erfolgreich erprobt worden und hatte allgemein Anklang gefunden. Erfreulich ist auch diesmal wieder die Bereitschaft zahlreicher Kolleginnen und Kollegen, sich der nicht geringen Mühe zu unterziehen, ein Poster zu fertigen und zu den festgelegten Zeiten mit Interessenten zu diskutieren. Um die wissenschaftliche Gleichwertigkeit von Vortrag und Poster zu dokumentieren, wurde den Autoren beider Gruppen für die Veröffentlichung der erweiterten Zusammenfassung der Ergebnisse jeweils die gleiche Seitenzahl in den „Annalen der Meteorologie (N. F.)“ zur Verfügung gestellt.

Wie bei früheren Anlässen ist es auch beim Symposium in Mannheim zu begrüßen, daß zu Beginn der Tagung den Teilnehmern die ausführlichen Zusammenfassungen der Vorträge und Poster überreicht werden können. Das haben wir zunächst den Autoren zu danken, die die Manuskripte rechtzeitig und formgerecht abgeliefert haben. Aber ohne die tatkräftige Unterstützung des Deutschen Wetterdienstes wäre die termingerechte Veröffentlichung in der vorliegenden Form nicht möglich gewesen. Dem Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, Herrn PROF. DR. E. LINGELBACH, sei dafür besonders gedankt.

Die organisatorische Vorbereitung der Tagung lag beim Zweigverein Frankfurt unserer Gesellschaft. Seinem Vorsitzenden, Herrn PROF. DR. W. BUSCHNER, und seinen Mitarbeitern sei hier herzlich gedankt. Besondere Verdienste erwarben sich dabei Herr DIPL.-MET. A. CAPPEL als Vorsitzender des Organisationsausschusses und zahlreiche Mitarbeiter von der Wetterdienstschule in Neustadt a. d. Weinstraße. Mühsam und zeitaufwendig war auch die Arbeit des Programmausschusses; ganz besonders gilt daher unser Dank dem Vorsitzenden, Herrn PROF. DR. F. WIPPERMANN, seinen Mitarbeitern, den Herrn PROF. DR. F. FIEDLER, PROF. DR. R. ROTH und DR. S. UHLIG, die sich auch als Leiter der Fachsitzungen zur Verfügung stellten, sowie den übrigen Mitgliedern des Programmausschusses, den Herren PROF. H. SCHIRMER, DIPL.-MET. M. SCHLEGEL und DIPL.-MET. A. CAPPEL.

Nicht zuletzt sei mit besonderer Dankbarkeit daran erinnert, daß das Land Baden-Württemberg, Ministerium für Wissenschaft und Kunst, sowie die Deutsche Forschungsgemeinschaft mit einer finanziellen Unterstützung zum Gelingen der Tagung beigetragen haben. Auch die Stadt Mannheim, in der kurpfälzische Tradition gepflegt und auch die Erinnerung an JOHANN JAKOB HEMMER und die SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA aufrechterhalten wird, schließe ich in diesen Dank ein.

Möge dem Symposium ein voller Erfolg beschieden sein.

München, im August 1980

Prof. Dr. J. van Eimern  
Vorsitzender der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e. V.



VOM MESSNETZ DER SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA  
ZU DEN WELTWEITEN MESSNETZEN HEUTE

E. Lingelbach  
Deutscher Wetterdienst

Vom Meßnetz der Societas Meteorologica Palatina zu den weltweiten Meßnetzen heute, ist das Thema, mit dem ich eine Rückschau auf die 200jährige Geschichte der meteorologischen Meßnetze geben möchte. Dieser Überblick wird dann im Laufe unserer Jubiläumsveranstaltung durch eine Reihe von Vorträgen und Posterdarstellungen aus verschiedener Sicht ergänzt werden, und es wird so ein umfassendes Bild entstehen. Dabei werden die Verdienste der Pfälzer Meteorologischen Gesellschaft besonders klar hervortreten, und ihre Arbeit wird die ihr gebührende Würdigung erfahren. Ich will mein Thema nicht rein chronologisch abhandeln, zumal den meisten von Ihnen die geschichtliche Entwicklung, wenigstens in groben Zügen, bekannt ist. Ich werde vielmehr versuchen darzustellen, wie zum ersten Mal hier in Mannheim vor 200 Jahren und dann danach die meteorologischen Meß- und Beobachtungsnetze den Forschungszielen und den Belangen der praktischen Anwendung unserer Wirtschaft gefolgt sind und welche Auswirkung die Netze selbst wiederum auf Wissenschaft und Praxis hatten. Dabei spielt selbstverständlich der technische Fortschritt außerhalb unseres Fachbereichs eine ganz erhebliche Rolle und die jeweiligen finanziellen Gegebenheiten sind auch nicht zu übersehen.

Uns ist es heute eine Selbstverständlichkeit, daß die Meteorologie nicht ohne Beobachtungsnetze auskommt, und

jeder Bürger kann sich täglich ohne große Mühe über Fernsprecher, Rundfunk, Fernsehen und die Presse einen Überblick über das Wetter in einem großen Bereich verschaffen, er kann praktisch die Ergebnisse solcher Meßnetze zu Hause "abrufen".

Das Interesse des Menschen am Wetter und die Versuche, aus der Wetterbeobachtung einen gewissen Nutzen zu ziehen, sind uralte. Es gibt viele historische Zeugnisse hierfür. Es gibt sogar seit Tausenden von Jahren viele wirtschaftliche Anwendungen meteorologischer Erkenntnisse. Schifffahrt und Landwirtschaft benutzen von jeher in vielfältiger Weise die Wettererfahrung und wir wissen z. B. - und wir werden dafür in den nächsten Jahren wohl wieder größeres Verständnis aufbringen - daß die Perser etwa 200 vor Christus bereits mit Windmühlen ihr Korn gemahlen haben. Es hat so seit sehr langer Zeit individuelle Wetterbeobachtungen gegeben, die zum Teil auch individuell ausgewertet wurden, aber es fehlte jede systematische Gemeinsamkeit. Es gab gewissermaßen die Knoten eines Beobachtungsnetzes, aber das eigentliche Netz war nicht vorhanden, die verbindenden Fäden fehlten.

Natürlich lag das zum Teil an der beschränkten Kommunikation, aber auch die allgemeine naturwissenschaftliche Erkenntnis ließ den Gedanken, die einzelnen Wetterbeobachtungen systema-

tisch zu einem größeren "Wetterbild" zusammenzufassen, nicht aufkommen. Wahrscheinlich ist sogar der Urvater der Meteorologie, Aristoteles, trotz seiner großen Verdienste um unsere Wissenschaft hieran nicht ganz unschuldig. Er war mit seinem vierbändigen Lehrbuch "Meteorologica", das unserer Wissenschaft ihren Namen gab, 2000 Jahre lang eine solche Autorität, daß neuere Gedanken gar nicht aufkamen. Uns mutet es gewiß wie eine Kuriosität an, daß 1684 noch ein Dr. Martin Lister, den Theorien von Aristoteles folgend, vor der Royal Society die Passatwinde als eine gleichmäßige Ausatmung einer bestimmten Pflanzenart ansehen konnte. Aber er war einer der letzten dieser Denkrichtung.

Schon einige Jahrzehnte vor 1780 war der Gedanke nach Beobachtungsnetzen, nach korrespondierenden Beobachtungen aufgekommen und teilweise in die Tat umgesetzt worden. Kassel und Stettin (1635), Paris und Stockholm (1649) lieferten z. B. koordinierte Beobachtungsreihen. Hierbei wurden in Paris und Stockholm nun auch schon Barometerstände verglichen. Das Barometer war gerade 6 Jahre alt. Das erste Beobachtungsnetz im weiteren Sinne entstand 1654 in Italien.

Die unbedingte Notwendigkeit einer Zusammenschau vieler Beobachtungen, die Forderung nach einem koordinierten Beobachtungsnetz wurde zum ersten Mal von dem deutschen Physiker G. A. Hamburger 1701 in seiner "Dissertatio academica de barometris" klar zum Ausdruck gebracht: "Wann wir die Doctrin von den Barometres zu einiger Perfection bringen und von allen sich dabei ereignenden Umständen sicher judizieren sollen, so ist nöthig, dass wir die Beschaffenheit der Luft, nicht nur

wie sie bei uns, sondern auch an anderen Orten ist, betrachten, welches geschehen kann, wann die Gelehrten einander hülfreicher Hand bieten und in unterschiedlichen Provinzen zu gleicher Zeit, ja so viel als möglich mit einerlei Barometres, nicht nur des Quecksilbers Steigen und Fallen, sondern auch das Zunehmen der Wärme und Kälte durch Hilfe der Thermometres, so auch den Zustand des Himmels u.s.w. observieren und fleissig anmerken".

Wir stellen heute erweiterte Forderungen an ein Beobachtungsnetz, aber das Grundsätzliche wurde schon in dieser Disputation herausgestellt.

Wenn wir heute ein meteorologisches Beobachtungsnetz betreiben, so verfolgen wir damit ein wissenschaftliches und ein praktisches Ziel, aber beide Ziele sind in den meisten Fällen eng miteinander verbunden, wie Forschung und Anwendung in vielen Bereichen Hand in Hand gehen. Die Vielfalt meteorologischer Aufgaben und Fragestellungen bringt es mit sich, daß es eine große Anzahl von Elementen gibt, die gemessen oder beobachtet werden sollen. Es sind dies in erster Linie Luftdruck, Temperatur, Feuchte, Wind, Bewölkung, Niederschlagstätigkeit, Sonnenscheindauer und die Intensität der Strahlung, Erdbodenzustand, Wassertemperatur der Ozeane, Art und Verhalten der Meereswellen sowie Eisbildung, Reinheitsgrad der Luft, Art der Beimengungen, die Radioaktivität der Luft und der Niederschläge, aber auch Angaben über die Pflanzenentwicklung in Abhängigkeit von Jahreszeit und Witterung und schließlich besondere Wettererscheinungen wie Hagelschlag und Gewitter.

Es ist nicht zweckmäßig, dieses alles mit einem einzigen Netz beobachten zu

wollen. Es gibt aber einige Forderungen, die für alle Netze gelten, sie erscheinen uns heute fast trivial. Es muß vereinbart werden, was an den einzelnen Netzpunkten beobachtet und gemessen werden soll, die Beobachtungszeiten müssen festgelegt werden, die Instrumente müssen möglichst gleichartig sein und ihre Veränderung im Laufe der Zeit muß überwacht werden. Auch muß die Übermittlung der Meßwerte gewährleistet sein. Die erforderliche Netzdichte hängt außerordentlich stark von dem jeweiligen meteorologischen Problem ab. Es ist auf den ersten Blick klar, daß z. B. ein Beobachtungsnetz, das die Grundlagen für die Berechnung eines Kanalisationssystems einer Großstadt liefern soll, anders beschaffen sein muß als ein Netz, aus dem man weltweite Klimaschwankungen herleiten möchte. Das optimale Netz in jedem Falle zu bestimmen, ist nicht einfach, und die Netzkonfiguration unter dem Gesichtspunkt von Kosten und Nutzen zu betrachten, fügt einen weiteren Schwierigkeitsgrad hinzu.

Das Beobachtungsnetz der Societas Meteorologica Palatina erfüllte zum ersten Mal in der Geschichte unserer Wissenschaft die Hauptforderungen zur Gewinnung bedeutender empirischer Erkenntnisse über das Wetter.

Das Hauptanliegen bei diesem Netz war wohl, die Vorgänge in der Atmosphäre wissenschaftlich zu erforschen, denn hier stand man ja noch ganz am Anfang. Aus der Stiftungsurkunde der Gesellschaft geht aber hervor, daß man auch erwartete, daß die Forschungsergebnisse von großem praktischen Nutzen sein würden.

Diese Ziele stimmen völlig mit den

heutigen überein. Auch die anderen vorher erwähnten Forderungen zur Vergleichbarkeit der Beobachtungen der einzelnen Netzpunkte waren erfüllt, die Anforderung an die Instrumente sogar in einem in keinem späteren Netz wieder erreichten Maße, sie kamen alle aus einer Werkstatt. Ihre Veränderung ließ sich jedoch damals schwer überwachen, und einige Wissenschaftler nahmen aus diesem Grunde nicht an dem Netz teil. Sie glaubten, daß bereits der Transport den Geräten schlecht bekomme.

Die Beobachter des Netzes der Societas erhielten die Anweisung nach Ortszeit um 07, 14 und 21 Uhr zu beobachten. Das sind die berühmten Mannheimer Stunden, die auch heute noch mit geringen Abweichungen in vielen Ländern als Beobachtungszeiten für klimatologische Daten benutzt werden.

Auch die Übermittlung der Beobachtungen war gewährleistet, wenn das auch Zeit kostete. Viele ausgefüllte Wetterbeobachtungsbögen reisten damals in Diplomatenkoffern und Überdeckern nun die meisten anderen Akten, mit denen sie nach Mannheim gelangten.

Die Netzdichte war nach unserer heutigen Sicht natürlich nicht befriedigend, aber damals ein Netz dieser Ausdehnung vom Ural bis Nordamerika und von Grönland bis zum Mittelmeer eingerichtet zu haben, muß sicher für alle Zeiten als eine ganz außerordentliche Leistung im Bereich unserer Wissenschaft angesehen werden.

12 Jahre hat dieses Netz gearbeitet, bevor es in den Wirren der Französischen Revolution endgültig unterging. Die Daten gingen glücklicherweise nicht verloren und wurden in den folgenden Jahren in verschiedener Form

ausgewertet. Am bekanntesten und auch wohl am bedeutendsten ist die Auswertung, die Brandes in Leipzig für seine Untersuchungen vornahm. Er konstruierte Karten für Europa, die zwar nicht den heutigen Wetterkarten entsprechen, die zum ersten Mal aber die Wanderung von Hoch- und Tiefdruckgebieten klar erkennen ließen.

Sieht man von den Wolkenbeobachtungen und den wenigen Bergstationen ab, so fehlte natürlich dem kurfürstlichen Netz die dritte Dimension in der Atmosphäre. Die Technik hierzu war noch nicht reif. 1748 hatten zwar in Großbritannien mit Hilfe des Drachens schon erste Temperaturmessungen begonnen und 1783, nachdem Heißluft- und Gasballon in Frankreich erfunden worden waren, hatte man auch dort schon Temperatur- und Druckmessungen bei Ballonfahrten unternommen, aber zur Einführung dieser Technik in ein Netz war es sicher zu früh. Es wäre dem außerordentlich rührigen Sekretär der Pfälzischen Meteorologischen Gesellschaft, Johann Jakob Hemmer, zuzutrauen gewesen, auch hier tätig zu werden, hätten nicht die großen technischen Schwierigkeiten einer aerologischen Messung, wie wir heute sagen, dem im Wege gestanden. Mit Heißluftballonen hat er jedenfalls z. T. auch erfolgreich experimentiert.

Auch das Problem der Netzdichte bei unterschiedlichen Beobachtungselementen tauchte damals schon auf. Im Namen der Societas wurden u. a. auch während des gesamten Vegetationsjahres die Eintrittsdaten markanter Entwicklungsstufen an wildwachsenden Pflanzen und in landwirtschaftlichen Kulturen beobachtet. Insbesondere wurden Blüte, Reife und Ertrag, aber auch Pflanzenkrankheiten vermerkt. Daß in der Pfalz die

Menge und Güte des Weines Beobachtungsmerkmale waren, lag auf der Hand. Fast 100 Beobachter beteiligten sich damals auf dem Gebiet der Kurpfalz an solchen Beobachtungen. Wir würden sagen, es bestand dort ein gutes phänologisches Netz. Es war nicht das erste bekanntgewordene Netz dieser Art - in Schweden wurde etwa 30 Jahre früher ein solches Netz mit 18 Stationen eingerichtet - aber es war wohl das erste größere phänologische Beobachtungsnetz und zeigte auch schon die besondere Eigenart großer Netze, es lieferte eine solche Menge an Daten, daß es selbst einem Manne wie Hemmer nicht gelang, der Datenmenge Herr zu werden.

Und eine weitere Eigenschaft hatte dieses Netz, die für dichte meteorologische Beobachtungsnetze von ganz besonderer Bedeutung ist, die Beobachter waren auf freiwilliger Basis ohne Entgelt, aus Interesse an der Sache tätig. Sie wurden aber von der Societas "mit Ruhme genannt", wie es heißt. Selbstverständlich lag zur Zeit dieser ersten Beobachtungsnetze auch der Gedanke nahe, die so gewonnenen Beobachtungen für die tägliche Wettervorhersage zu nutzen. Auch der berühmte Laplace beschäftigte sich mit der Idee. Sein Kollege Lavoisier schrieb in den Jahren, in denen das Mannheimer Netz arbeitete und er sich selbst um den Ausbau von Beobachtungsnetzen bemühte, darüber unter anderem folgendes nieder: "Man denkt (bei den Netzen - müßte man hinzufügen -) selbst daran, daß es nicht unmöglich sein dürfte, an jedem Tag früh ein Vorhersagebulletin zu veröffentlichen, das von großer Nützlichkeit für die Allgemeinheit wäre". Aber es fehlte, ähnlich wie bei der Vermessung der freien Atmosphäre, die Technik, dieses wirklich zu realisieren.

Als in Deutschland, Rußland und in Amerika nach 1830 Versuche gemacht wurden, den elektrischen Strom, mit dem man seit 1792 Volta folgend zu experimentieren begonnen hatte, für die Nachrichtenübermittlung einzusetzen, war den Meteorologen klar, daß nun die jetzt etwa 50 Jahre alte Idee der täglichen Wetterkarte verwirklicht werden könne. Mit dem ersten brauchbaren Schreibtelegraphen von Morse war das Problem 1843 praktisch gelöst.

Es ist selbstverständlich, daß durch diese Erfindung nun die Bestrebungen in vielen Ländern meteorologische Meßnetze auf- und auszubauen, außerordentlich gefördert wurden.

Als dann noch der Leiter der Pariser Sternwarte, Le Verrier, in einem Untersuchungsbericht zum Untergang des französischen Linienschiffes "Henri IV" vor der Krim feststellte, daß der Orkan, dem das Schiff zum Opfer gefallen war, im November 1854 über ganz Europa hinweggezogen war und mit einem organisierten Wetterdienst mit telegraphischer Übermittlung der Daten hätte vorhergesagt werden können, wurde hiermit den entstehenden Netzen ein weiterer starker Entwicklungsimpuls gegeben. Aber es zeigte sich nun auch, daß durch die neue Möglichkeit der schnellen Übermittlung der Wetterbeobachtungen praktische Forderungen, wie die der erwähnten Sturmwarnung, an die Meteorologen herangetragen wurden, die eine besondere Konfiguration des Beobachtungsnetzes erforderlich machten. Es trat nun eine auf den ersten Blick vielleicht bedauerliche, von der Sache her aber unausweichliche Entwicklung ein, neben den alten Netzen, die wir heute klimatologische Netze nennen, entstanden nun Netze für die neuen Anwendungen, die wir jetzt als synopti-

sche Netze bezeichnen. Das erste Netz für die neuen Aufgaben entstand 1855 in Frankreich. Es umfaßte 13 Stationen. Die schnelle Übermittlung der Wetternachrichten war zunächst aber nur über Land möglich. Die Schiffsbeobachtungen konnten den Wetterkarten erst sehr viel später nach Auswertung der Schiffstagebücher hinzugefügt werden. Das änderte sich 1895, als Marconi, auf den Versuchen von Heinrich Hertz aufbauend, die drahtlose Telegraphie Wirklichkeit werden ließ. 1904 erfolgte die erste drahtlose Übermittlung einer Schiffswettermeldung vom Atlantik an die Zeitung "Daily Telegraph". 1907 empfing man in Europa schon Wettermeldungen aus dem Pazifik.

Die Möglichkeit des drahtlosen Kontaktes zwischen zwei Stellen bot sich nun natürlich auch für Messungen in der freien Atmosphäre an. Man hatte inzwischen Drachen, Fessel- und Registrierballone eingesetzt und 1914 bemühten sich auf der gesamten Erde 54 Stationen, die mit diesen Geräten ausgerüstet waren, aerologische Messungen durchzuführen. Später kam noch der Einsatz von Flugzeugen hinzu.

1927 war es gelungen, die schwerfälligen ersten Sende- und Empfangsanlagen soweit zu miniaturisieren, daß sie von relativ kleinen Ballonen getragen werden konnten. Die ersten Messungen mit diesen Radiosonden fanden in Frankreich statt. 1945 gab es auf der Erde etwa 250 Radiosondenstationen, jetzt sind es fast 700.

Wegen der Eigenart dieser Stationen, die Atmosphäre in der Vertikalen zu vermessen, unterscheiden sie sich ganz wesentlich von den bisher betrachteten Beobachtungsstellen, und es ist daher zweckmäßig für sie, ein eigenes Netz

einzurichten. Nimmt man auch die Schiffe für sich, dann sind wir bereits bei 5 meteorologischen Beobachtungsnetzen angelangt: Das klimatologische Netz, das synoptische Netz der Landstationen, das phänologische, das maritime und das aerologische Beobachtungsnetz.

Es gab nun eine Fülle von Erkenntnissen aus diesen Netzen. Auch eine bittere gehört dazu. Das Problem der Wettervorhersage erwies sich als sehr viel schwieriger als man gedacht hatte.

Theoretische Untersuchungen, die zunächst vor allen Dingen kurz nach 1900 in Norwegen um Vilhelm Bjerknes herum angestellt wurden, deuteten darauf hin, daß das Problem der Wettervorhersage letztlich mit Methoden der theoretischen Physik gelöst werden müsse. Hierbei geht es um die Lösung sehr komplizierter Differentialgleichungen, bei denen die sog. Anfangswerte eine sehr große Rolle spielen. Diese Anfangswerte sind aber nichts anderes als die Wetterbeobachtungen zu einem bestimmten Zeitpunkt, wobei der dritten Dimension eine ganz besonders wichtige Rolle zufällt. Die ersten klaren Vorstellungen über praktische Lösungsmöglichkeiten dieser Differentialgleichungen entwickelte der Engländer Richardson während des ersten Weltkriegs. Aber er stieß an eine damals unüberwindliche Hürde. Die Rechenarbeit, die hiermit verbunden ist, ist ungeheuerlich. Richardson selbst schätzte damals, daß er 64 000 Leute gleichzeitig rechnen lassen müßte, wenn er mit seiner Lösung gerade so schnell wie das Wetter selbst sein wollte. Drei Jahrzehnte später konnte man die Rechenarbeit mit Hilfe von elektronischen Anlagen bewältigen. Heute übertrifft die Rechengeschwindigkeit einer solchen Maschine die der hypo-

thetischen 64 000 Richardsonschen Rechenknechte um einige 10er Potenzen. Nun geht es wieder um die Anfangswerte, um das Beobachtungsnetz. Es ist insbesondere über den Ozeanen viel zu weitmaschig zur Initialisierung der Gleichungen mit realistischen Anfangswerten. Aber auch über Land ist das herkömmliche Netz für Berechnungen des Wetters, insbesondere für kurzfristige Wettervorhersagen, von denen eine große Genauigkeit gefordert wird, nicht dicht genug.

In beiden Fällen ist wiederum die Technik den Meteorologen etwas zu Hilfe gekommen. Seit mehr als 30 Jahren kann man mit Wetterradargeräten die klassischen Beobachtungen ergänzen, und wir stehen heute an der Schwelle integrierter Wetterradar-Netze. Auf diese Weise gewinnt man zusätzliche Informationen über die Niederschlagstätigkeit. Diese Radargeräte brachten eine ganz neue Art der Beobachtung in der Fläche. Zwar ist die Wolkenbeobachtung mit dem Auge physikalisch der Radarbeobachtung ähnlich, aber wegen des großen Unterschieds in der benutzten Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung sind Reichweite und Durchdringung völlig unterschiedlich, und das Auge kann keine Laufzeiten des Lichtes feststellen. Es wird mit dem Radarnetz eine sonst ganz unmögliche Dichte der Beobachtung erreicht, aber eben nur für das einzige Element Niederschlag und hier auch noch mit Einschränkungen.

In ähnlicher Weise ergänzen seit 20 Jahren Wettersatelliten das Beobachtungsnetz. Auch sie haben die Eigenschaft, flächenhaft eine sonst nicht erreichbare Beobachtungsdichte einiger Beobachtungselemente gleichmäßig über der gesamten Erdkugel zu liefern. Sie

sind besonders in sonst beobachtungsarmen Gebieten der Erde von außerordentlichem Wert. Ihr Potential ist auch längst noch nicht ausgeschöpft.

Während die zuletzt erwähnten verschiedenen Verbesserungen des Beobachtungsnetzes in erster Linie nur einem Ziel dienen sollen, nämlich der Verbesserung der Wettersvorhersage und sie sich somit als wissenschaftliche Forderung ergeben, hat sich in den letzten Jahren ein außerordentlich großer Bedarf der Wirtschaft an klimatologischer Information ergeben, z. T. mit so spezieller Fragestellung, daß zur Beantwortung spezielle Beobachtungsstellen geschaffen werden mußten.

Weltweite Beispiele sind die Netze zur Feststellung der Luftverschmutzung im Zusammenhang mit industrieller Tätigkeit und Strahlungs- und spezielle Windmeßnetze als Datenlieferanten für Fragen der Nutzung der Sonnenenergie und Windenergie. Auch die Landwirtschaft hat spezielle Forderungen an die meteorologischen Beobachtungsnetze über die natürlich wichtige Wettersvorhersage hinaus. So gibt es spezielle Meßnetze zur Ermittlung der Bodenfeuchte unter bestimmten Kulturen und viele Sondermeßnetze in den Kulturen, speziell im Weinbau. Die internationalen phänologischen Gärten - in Europa gibt es 60 - stellen ein besonderes Beobachtungsnetz dar. In ihnen wird an erbgleichen Pflanzen die Entwicklung unter verschiedenen Klimabedingungen sorgfältig beobachtet.

Die Grundprobleme der Beobachtungsnetze, die schon bei dem Netz der Pflanz-Meteorologischen Gesellschaft auftauchten, haben sich natürlich im Laufe der Jahrhunderte nicht geändert, sie sind nur mit der Entwicklung die-

ser Netze detailreicher geworden. Ein globales Satellitensystem z. B. abzustimmen und in Betrieb zu halten, erfordert kompliziertere Maßnahmen als der Betrieb von Klimastationen. Die Übermittlung der Beobachtungen als Brief mit der Post oder im Diplomatengepäck ist einfacher zu regeln als ein weltweites, auf die Sekunde genau arbeitendes, rechnergestütztes Fernmeldesystem zu betreiben.

Es ist ganz unmöglich, dieses alles ohne eine koordinierende Organisation aufzubauen und funktionsfähig zu halten. Seit über 100 Jahren hat diese Koordinierung zunächst die "Internationale Meteorologische Organisation", dann die Weltorganisation für Meteorologie als deren Nachfolgerin übernommen und vorbildlich durchgeführt. Sie setzt so in hervorragender Weise fort, was die Societas Meteorologica Palatina begonnen hat und das nun schon über 100 Jahre, auch über Kriegszeiten und Wirren hinweg.

Aus finanziellen Gründen lassen sich Beobachtungsnetze nicht beliebig dicht gestalten. Bei bestimmten Fragestellungen ist aber eine gewisse Dichte unerlässlich. Da gibt es nur den Ausweg zeitlich begrenzter Netze. Man gewinnt eine zeitlang Daten mit großem Aufwand, die dann wissenschaftlich ausgewertet werden in der Hoffnung, daß man so zu Erkenntnissen gelangt, die auch über den Beobachtungszeitraum hinaus Gültigkeit haben und unter Umständen eine wesentliche Entscheidungshilfe für das weitere Vorgehen sein können.

Ein einzigartiges Beispiel dieser Art im weltweiten Rahmen ist das erste spezielle globale Beobachtungssystem der Weltorganisation für Meteorologie, das First GARP Global Experiment oder abge-

kürzt FGGE. Für die sog. Feldphase des FGGE, die vom 01.12.78 bis 30.11.79 dauerte, wurde das bisher dichteste weltweite Beobachtungsnetz aufgebaut, das jemals existierte.

Da dieses Netz als ein Höhepunkt in der Entwicklung seit Gründung des Netzes der Societas anzusehen ist, möchte ich dazu einige Einzelheiten mitteilen. Hierzu muß ich zunächst das derzeitige Globale Beobachtungsnetz der Wetterdienste der Erde vorstellen, das den täglichen Anforderungen unter den gegebenen finanziellen Möglichkeiten entsprechend aufgebaut wurde. Die folgenden Angaben gelten für den Zeitraum, in dem dieses Netz für das o. g. FGGE mitverwandt wurde.

Das System ist unterteilt in ein Bodenbeobachtungssystem und ein Welt-raumbeobachtungssystem. Im Bodensystem arbeiteten zu dieser Zeit 3 730 Synoptische Landstationen, 698 Aerologische Stationen, 6 Wetterschiffe, 7 370 Mobile Schiffe für Bodenbeobachtungen, 39 Schiffe für aerologische Beobachtungen, 50 Automatische Stationen auf See, 502 Radarstationen, 8 Stationen zur Gewitterpeilung, 9 Hauptstationen zur Feststellung der Luftqualität und 112 Regionalstationen dieser Art. 854 Strahlungsmeßstationen waren in Betrieb und von Flugzeugen wurden im Mittel täglich rund 1 600 Wetterbeobachtungen während des Fluges gewonnen.

Im Weltraumbeobachtungssystem gab es 2 polarumlaufende Satelliten der USA, 2 ebensolche der UdSSR, 2 geostationäre Satelliten der USA, den europäischen Satelliten METEOSAT und einen japanischen geostationären Satelliten.

Zu diesen Netzen kamen für das besonders dichte Netz des FGGE hinzu:  
10 temporäre aerologische Stationen,

45 Schiffe zur Windbeobachtung in den Tropen, Flugzeuge, die insgesamt etwa 5 000 Fallsonden einsetzten, 300 Schwebellone in den Tropen und 300 driftende Bojen auf der Südhalbkugel. Außerdem beteiligten sich 8 Fluggesellschaften an einem integrierten System von Wetterbeobachtungen während des Fluges, 13 Flugzeuge gaben ihre Meldungen unmittelbar über Satelliten in das Beobachtungssystem. Wegen des hohen Aufwandes bestanden nicht alle Systeme während der gesamten Meßkampagne. Sie wurden nur alle in Perioden besonders intensiver Beobachtungstätigkeit eingesetzt. Die wissenschaftliche Auswertung der Beobachtungsergebnisse dieser enormen internationalen Anstrengungen, an denen praktisch alle Nationen der Erde beteiligt waren, ist selbstverständlich noch nicht abgeschlossen. Die ungeheure Fülle der gewonnenen Beobachtungsdaten, zum größten Teil auf Magnetbändern gespeichert, harret noch weiterer Auswertung.

Ganz ähnlich wie bei den Daten des Netzes der Societas wird diese erst im Laufe der Jahre erfolgen. Es ist zu vermuten, daß der Datensatz des FGGE für lange Zeit bei weitem die besten empirischen Grundlagen für Forschungsarbeiten über das großräumige Verhalten der Atmosphäre liefern wird.

Wie wird es in 200 Jahren auf dem Gebiet der meteorologischen Beobachtungsnetze aussehen? Diese Frage drängt sich natürlich auf. Niemand kann sie exakt beantworten. Aber es ist wohl sicher, daß das Wetter in vielen Bereichen menschlicher Betätigung auch dann eine wichtige Rolle spielen wird, ja geht man von dem Trend der vergangenen 200 Jahre aus, so ist zu vermuten, daß meteorologische Erkenntnisse noch stärker als bisher praktische Anwendung

finden werden. Insbesondere wird das auch auf klimatologische Daten zutreffen. Wettervorhersagen werden auch dann über die Lösung von Differentialgleichungen gewonnen werden, und das Problem der Anfangswerte wird bestehen bleiben, d. h. auch synoptische Beobachtungsnetze werden unerlässlich sein. Es ist zu erkennen, daß wahrscheinlich in stärkerem Maße automatische Beobachtungsstationen eingesetzt werden und auch, daß den Wettersatelliten eine große Bedeutung zukommen wird. Es wird daher mit Sicherheit dichte, weltweite meteorologische Beobachtungsnetze geben und es wird eine Stelle zu ihrer Koordinierung unerlässlich sein, ganz im Sinne der nunmehr 200jährigen Tradition, die mit der Societas Meteorologica Palatina begann.

Und vielleicht ist zum Abschluß der Betrachtungen die Vermutung ein schöner Gedanke, daß es auch in 200 Jahren noch phänologische Beobachter geben wird, die das Erblühen der ersten Schneeglöckchen vermerken und feststellen werden, wann der Herbst die Wälder vergoldet.

## SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA (1780 - 1795)

Albert Cappel

Deutscher Wetterdienst, Wetterdienstschule Neustadt a. d. Weinstraße

### ZUSAMMENFASSUNG

Kurfürst Karl Theodor stiftete 1780 als 3. Klasse der Akademie der Wissenschaften zu Mannheim die Pfälzische Meteorologische Gesellschaft. Unter ihrem Sekretär, Johann Jakob Hemmer (1733 - 1790), gelang zum ersten Mal die Einrichtung eines internationalen Wetterbeobachtungsnetzes. Beobachtungen von 39 Stationen aus den Jahren 1781 bis 1792 wurden in den Ephemeriden veröffentlicht. Hemmer organisierte ferner in der Kurpfalz ein phänologisches Beobachtungsnetz mit 94 Beobachtern, entwickelte den Blitzableiter und machte Versuche mit Luftballonen. Nach dem Tode Hemmers und unter den Wirren der französischen Revolution beendete die Gesellschaft ihr kurzes, aber ruhmvolles Dasein. Die Ephemeriden bildeten jedoch für mehr als ein halbes Jahrhundert die wichtigste Quelle für meteorologische Forschungen.

### ABSTRACT

The Societas Meteorologica Palatina was founded in 1780 by the elector Karl Theodor as the third class of the Palatinate Academy of Sciences and Letters in Mannheim. Its Secretary, Jakob Hemmer (1733 - 1790), has managed for the first time to arrange an international meteorological observation network. The observations of the stations (they ranged between 14 and 39 during different years) collected by the Mannheim Society, were all published in the "Ephemerides" of the Society from 1781 to 1792. Hemmer also organized a phenological observation network with 94 observers in Palatinate. He invented the lightning-conductor and made experiments with air balloons. The death of Hemmer and the political confusion in Europe which followed the French Revolution have caused the gradual collapse of the Society. But the "Ephemerides" have been of considerable value in later meteorological researches for more than a half century.

Die Societas Meteorologica Palatina oder die Mannheimer Meteorologische Gesellschaft, deren Gedächtnis die heutige Veranstaltung gewidmet ist, setzte in der Geschichte der Meteorologie einen der bedeutendsten Meilensteine. Ihr gelang zum ersten Mal, ein weltweites internationales meteo-

rologisches Beobachtungsnetz zu organisieren und über mehr als ein Jahrzehnt funktionsfähig zu halten. Das Wirken dieser Gesellschaft stellt einen Wendepunkt in der Witterungskunde dar, indem jetzt in verschiedenen Himmelsstrichen möglichst genaue meteorologische Beobachtungen ange-

stellt und veröffentlicht wurden, wie die Natur sie gerade gab, ohne jede astrologische oder religiöse Beimischung (v. BEBBER 1885, KISTNER 1930). Diese astrologischen Vorstellungen hatten vom Altertum her bis in die Neuzeit die Wissenschaftler in eine falsche Denkrichtung geführt. Darüber hinaus entwickelte die Gesellschaft unter ihrem hervorragenden Organisator und Sekretär, Johann Jakob Hemmer, meteorologische Aktivitäten, die programmatisch in die Zukunft wirkten und in vieler Hinsicht noch heute nach 200 Jahren vorbildlich sind.

Der Gründung der Pfälzischen Meteorologischen Gesellschaft gingen zwar einige Versuche in anderen Ländern voraus, korrespondierende Wetterbeobachtungen zu organisieren, aber sowohl die Ausdehnung der jeweiligen Stationsnetze als auch die wissenschaftliche Bedeutung dieser Unternehmungen reichten bei weitem nicht an diejenigen der "Societas" heran (HELLMANN, 1914; RIGBY, 1973), die als die erste meteorologische Gesellschaft der Erde überhaupt bezeichnet werden darf. Angesichts dieser für die zweite Hälfte des 18. Jahrhunderts bewundernswerten Leistung und der fundamentalen Bedeutung können wir uns fragen: "Warum gelang gerade hier in Mannheim der damals aufstrebenden Naturwissenschaft dieses einmalige Werk?" Sicherlich wirkten mehrere glückliche Umstände zusammen. Einer der wesentlichsten war wohl, daß am kurfürstlichen Hof in Mannheim und später in München ein Fürst regierte, der den Naturwissenschaften, die er in Leyden und Löwen studiert hatte, aufgeschlossen gegenüberstand, selbst Wetterbeobachtungen durchführte und bereit war, aus der kurfürstlichen Kasse be-

trächtliche Mittel zur Verfügung zu stellen.

Daneben fanden sich am kurfürstlichen Hof aber auch die richtigen Männer, die neben ihrer Tätigkeit als Beamte sich mit Begeisterung der Wetterbeobachtung widmeten, so der Direktor der Akademie Georg von Stengel, der bereits seit 1758 dreimal täglich die Wetterlage, die Windrichtung, sowie Druck, Temperatur und Feuchte der Luft aufzeichnete, und von dem HEMMER (1787) sagte, er habe vielleicht die längste Beobachtungsreihe in Europa aufgestellt. Die Begeisterung Georg von Stengels für Naturbeobachtungen übertrug sich auf seinen Sohn Stefan von Stengel, der bei Abwesenheit des Vaters die Beobachtungen in Mannheim und Schwetzingen durchführte und sie später in München fortsetzte. Nicht zuletzt ist hier Johann Jakob HEMMER zu nennen, der die treibende Seele des Unternehmens war und für den die Entwicklung der Meteorologie zum Lebenswerk wurde.

Die Wetterkunde hier in Mannheim wurde aber auch gefördert und getragen von dem umfassenderen universellen Geist, der die Residenz des Pfälzischen Kurfürsten beherrschte. Wie fast alle die vielen großen und kleinen geistlichen und weltlichen Fürstenhöfe jener Zeit, war auch Mannheim ein Kulturzentrum geworden, das jedoch die anderen an Bedeutung bald weit überragte. Mit dem Namen Kurpfalz verband man im 18. Jahrhundert schlechthin ein Zentrum der Wissenschaften. Hier wirkten Naturwissenschaftler und Geisteswissenschaftler an der Universität von Heidelberg und am Mannheimer Hof, wo mit weitgehender Förderung durch

Kurfürst Karl Theodor am 20. Oktober 1763 die Academia Electoralis scientiarum et elegantiorum literarum Theodoro-Palatina, die Pfälzische Akademie der Wissenschaften, feierlich eröffnet wurde. In der historischen Klasse beschäftigte man sich zunächst mit der Geschichte des Landes und sandte erstmals 1771 wissenschaftliche Fragebögen aus, mit denen die historisch-sozialen Fakten der einzelnen Dörfer erfaßt werden sollten (PETRI, 1976, S. 570). Daneben gab es noch eine physikalische Klasse, die sich mit der Erforschung der Naturgesetze beschäftigte und naturkundliche Sammlungen anlegte. HEMMER war auch hier einer der eifrigsten Mitarbeiter. Der Kurfürst wandte der Akademie sein größtes Interesse zu und wohnte Experimenten oder der Prüfung neuer Instrumente im physikalischen Kabinett der Akademie bei. In seinem Sommer-schloß zu Schwetzingen ließ er sich durch Hemmer sogar ein eigenes physikalisches Kabinett einrichten (TRAUMÜLLER, 1885), um selbst zu experimentieren. Hier bestand schon seit dem Jahre 1762 eine kleine Sternwarte. Auf den Rat seines Astronomen Mayer, der sich durch zahlreiche Veröffentlichungen in der internationalen Fachwelt einen guten Ruf erwarb, wurde später in Mannheim eine größere Sternwarte gebaut, zu der am 1. Oktober 1772 der Grundstein gelegt wurde. Die Abhandlungen, welche die Mitglieder der Akademie ausarbeiteten, wurden in den "Acta" unter dem Titel "Historia et Commentationes Academiae electoris scientiarum et elegantiorum literarum Theodoro-Palatinae" veröffentlicht. Die Mannheimer Hofbibliothek mit 100 000 Bänden zählte zu den berühmten Büchersammlungen Europas. Sie diente nicht nur fürstlicher Repräsen-

tation, sie war vielmehr Gebrauchs-bibliothek der Akademie und für die allgemeine Benutzung geöffnet (PFLICHT, 1976).

Sucht man nach den geistigen Vätern der "Theodoro-Palatinae", so stößt man wiederum auf Professor Georg von Stengel in Mannheim, den späteren Direktor der Akademie, während als eigentlicher Begründer der Akademie Daniel Schöpflin (1694 bis 1771), Professor der Geschichte an der Universität Straßburg, in Betracht kommt (PEPPLER, 1931; VOSS, 1979).

Neben diesen wissenschaftlichen Aktivitäten, durch die sich Verbindungen zu Akademien anderer Länder und zu den bedeutendsten Wissenschaftlern der Erde entwickelten, zeichnete sich Mannheim durch eine vorbildliche künstlerische Kulturarbeit aus, die bereits einen Zeitgenossen, Anton von Klein, schreiben ließ: "Die Pfalz wurde zum Vaterland der Wissenschaften. Die freien Künste wandelten wie die Grazien einher, und alle Nationen versammelten sich, sie zu bewundern. Die Bildhauerkunst beseelte den Marmor, das Erz und die Steine. Die Malerei gab den stummen Wänden Leben, Leidenschaft und Sprache. Die Musik und Singkunst hatten bei uns einen Grad der Vollkommenheit erreicht, den sie selbst in dem Ort ihrer Geburt und in den Ländern nicht hatten, wo sie sind erzogen worden. Was Karl Theodor für die schönen Künste tat, fordert allein eine Ehrenrede und ewigen Nachkommen-Dank" (SVOBODA, 1977).

Moderne Architektur, Bildhauerei und Malerei schufen das Schloß, Kirchen und andere großartige Bauten und statueten sie prachtvoll aus, so daß Zeit-

genossen die Stadt Mannheim "das Athen am Neckar" oder auch das "pfälzische Florenz" nannten (PFLICHT, 1976). Das Mannheimer Nationaltheater, 1779 auf Veranlassung des Kurfürsten Karl Theodor gegründet, wurde in ganz kurzer Zeit zu einer Stätte des avantgardistischen deutschen Theaters. Es gehörte zu den angesehensten Bühnen Deutschlands (PETRI, 1976, S. 595). Hier verbrachte Friedrich Schiller als Theaterdichter 1782 bis 1785 die ersten Jahre seiner schriftstellerischen Laufbahn. Im Jahre 1784 wurde er in die angesehenste pfälzische "Kurfürstliche Deutsche Gesellschaft" aufgenommen, zu deren Gründer auch HEMMER gehörte (KAST, 1939; PFLICHT, 1976) und in der Voltaire Ehrenmitglied war.

Auch die Musik erhielt durch Karl Theodor eine großartige Förderung. Am Mannheimer Hof gab es eine bedeutende Oper, die mit Sängern und Sängerinnen ersten Ranges besetzt war. Noch bedeutender freilich als die Oper war die kurfürstliche Instrumentalmusik: das Mannheimer Orchester. Sein Klangkörper, hervorgerufen durch eine neuartige Mischung der Instrumente und die Mannheimer Orchesterzucht wurden in ganz Europa gerühmt. Leopold Mozart nannte es 1763 "ohne Widerspruch das beste in Deutschland". Sein Sohn, der berühmte Wolfgang Amadeus Mozart, spielte hier und bewarb sich 1777/78 um eine Anstellung am Mannheimer Hof als Hofkapellmeister (SVOBODA, 1977). Seinen europäischen Ruhm verdankte das Mannheimer Orchester seinen Direktoren und Virtuosen, man sprach von der "Mannheimer Komponistenschule"; einer der namhaften Komponisten war Johann Stamitz, nach dem der Saal benannt ist, in dem unsere Vorträge gehalten werden.

Das war also das geistige und kulturelle Milieu, in dem der Gedanke an eine meteorologische Gesellschaft reifte, denn, wo Kunst und Wissenschaft in diesem Maße blühten, war auch Sinn für die Erforschung unseres Planeten, die man mit ganz modernen Vorstellungen, nämlich netzmäßigen Wetterbeobachtungen anging.

Die Zeit war dazu reif, wie die Versuche in anderen Ländern zeigten (RIGBY, 1973). Auch hier in der Nähe hatte der Karlsruher Gymnasialprofessor der Physik Johann Lorenz Böckmann 1778 einen Plan zur Errichtung eines meteorologischen Stationsnetzes mit vergleichbaren korrespondierenden Beobachtungen entwickelt. An 16 badischen Stationen sollten mit vergleichbaren Barometern und Thermometern täglich zu fixen Terminen Beobachtungen angestellt und der geplanten "Badischen Witterungsanstalt" in Karlsruhe zur einheitlichen Veröffentlichung zugeleitet werden. Aus Mangel an Geldmitteln scheiterte jedoch dieses Unternehmen (PEPPLER, 1931; CAPPEL, 1953).

Was Böckmann in Karlsruhe nicht glückte, ist hier in Mannheim in einer für die damalige Zeit ganz großartigen Ausführung in den letzten zwei Dezennien des 18. Jahrhunderts gelungen. Hier gingen die Anregungen zur Gründung einer Witterungsgesellschaft von den bereits genannten drei Wissenschaftlern Georg und Stefan von Stengel sowie Hemmer aus (KISTNER, 1930). Ihnen gelang es, den Kurfürsten Karl Theodor für den Plan zu gewinnen. Die beiden Stengel arbeiteten den Stiftungsbrief aus, den der Kurfürst am 15. September 1780 in München unterzeichnete. Es sei hier eingefügt, daß der Kurfürst von der Pfalz im Jahre

1777 seine Residenz von Mannheim nach München verlegen mußte, nachdem er in der Erbfolge der Wittelsbacher das Kurfürstentum Bayern geerbt hatte. Bayern kam damals also zur Kurpfalz; Residenzstadt mußte aber München werden, was für die weitere geschichtliche Entwicklung und den Verbleib des kulturellen Erbes beachtliche Folgen hatte (SVOBODA, 1979).

Das Original des Stiftungsbriefes (s. Anhang 1) befindet sich mit einigen anderen Schriften aus der Zeit der Societas im Badischen Generallandesarchiv in Karlsruhe (Abt 77/6400 - 01), eine Kopie davon in der Wetterdienstbibliothek. Den wesentlichen Inhalt möchte ich hier wiedergeben:

"Die Wissenschaften, die einen unmittelbaren Einfluß auf des Menschen Leben und seine täglichen Beschäftigungen haben, verdienen eine besondere Beachtung, Aufmerksamkeit und Fürsorge. Je weniger bisher an ihre Bearbeitung gedacht worden ist, desto wichtiger ist es, sie zu fördern, zu entwickeln und zu vervollkommen. Aus diesen Gründen haben Seine Kurfürstliche Durchlaucht die Witterungslehre ihres höchsten Schutzes gewürdigt und Anstalten treffen lassen, daß an mehreren wichtigen Orten der kurfürstlichen Erbländer, auch in anderen Gegenden Europas und der übrigen Weltteile künftig mit möglichst gleichartigen Instrumenten tägliche Beobachtungen gemacht und eingesammelt werden sollen.

Zur Erreichung dieser Absicht erhält die Akademie der Wissenschaften zu Mannheim eine Meteorologische Klasse. Der Vorstand der Akademie überträgt

die Arbeiten des neuen Fachs an wenigstens drei schon angestellte ordentliche oder außerordentliche Mitglieder

Sie haben die Aufgabe

- an wichtigen Orten Beobachter zu gewinnen
- an neue Beobachtungsinstrumente zu denken, bereits bekannte Instrumente zu verbessern, vorgeschlagene zu prüfen und zu untersuchen
- einen Briefwechsel durch alle Weltteile zu unterhalten, Fragen zu entscheiden, Vorschläge den Beobachtern zu übermitteln
- die Beobachtungen zu sammeln
- sie wegen der Verbreitung des Werks in die lateinische Sprache zu übersetzen und nach Vergleich der Beobachtungen mit Anmerkungen zu versehen
- die Beobachtungen jährlich zu veröffentlichen
- überhaupt alles tatkräftig zu unternehmen, was zur Aufklärung einer noch so wenig bearbeiteten Wissenschaft und zur Erreichung des höchsten Zweckes gehört.

Für die Durchführung dieser Arbeiten wird ein Sekretär angestellt, der von der Akademie ein angemessenes Gehalt bekommt.

Die Beobachter werden als auswärtige Mitglieder der Meteorologischen Klasse der Akademie gezählt. Jeder erhält auf kurfürstliche Kosten

- einen Schweremesser (Barometer),
- einen Wärmemesser,
- einen Feuchtigkeitsmesser,
- auf Wunsch eine Abweichungsnadel (Magnetnadel),
- die Beobachteranleitung von J. Hemmer und
- eine Anzahl meteorologischer Tabel-

len.

Die Kurfürstlichen Gesandten erhalten den Auftrag, Pakete und Briefe anzunehmen, zu übermitteln und Kosten zu verrechnen."

Die Societas Meteorologica Palatina wurde demnach als "Meteorologische Klasse", als 3. Klasse der Akademie der Wissenschaften zu Mannheim eingegliedert. Sie bestand aus Jakob Hemmer, als bezahltem Sekretär sowie den beiden "kurfürstlichen Sternsehern", Professor Christian Mayer und Karl König.

Bemerkenswert am Inhalt dieses Stiftungsbriefes ist der Hinweis auf den Zusammenhang zwischen Wetter und "des Menschen Leben". Diese nach moderner Auffassung medizinmeteorologischen Züge werden uns noch mehrfach an den Aktivitäten der Societas begegnen. Herauszustellen ist auch die Forderung nach "möglichst gleichartigen Instrumenten", nach "täglichen Beobachtungen" und der Verwendung einer einheitlichen "Beobachteranleitung" (RUSS 1952; SCHNEIDER-CARIUS, 1955). Darüberhinaus enthält der Stiftungsbrief ein meteorologisches Arbeitsprogramm, wie man es heute nach 200 Jahren wohl kaum besser formulieren könnte. Es konnte erfolgreich durchgeführt werden, weil auf kurfürstliche Kosten nicht nur die Instrumente zur Verfügung gestellt wurden, sondern auch die gesamten Transport- und Übermittlungskosten übernommen wurden.

Zu den Erfolgen gehören aber auch Menschen, von denen Hemmer einer der bedeutsamsten war. Lassen Sie mich daher zu seinem Lebenslauf etwas sagen.

Johann Jacob Hemmer wurde am 13. Juni 1733 als 4. Sohn der Bauersleute Wilhelm und Margareta Hemmer in Horbach, zwischen Pirmasens und Landstuhl gelegen, geboren. Schon als Kind fiel seine Begabung für Musik auf. Die Eltern schickten ihn daher nach Kaiserslautern zur Lateinschule, mußten ihn aber wegen fehlender Mittel bald wieder nach Hause zurückholen. Der Drang nach Wissen zog den Jüngling jedoch erneut in die Fremde. So finden wir ihn als "fahrenden Sänger" rheinabwärts ziehen. In Köln wird er ins Gymnasium der Jesuiten aufgenommen, wo er zum Abschluß mit dem ersten Preis belohnt wird. Seinen Unterhalt während des anschließenden Studiums verdient er sich als Hauslehrer der Söhne der angesehenen Kölner Familie Guaita. Auf Rat seines Vaters, der den Aufenthaltsort des Sohnes lange Zeit nicht kannte, tritt er nicht dem Jesuitenorden bei, sondern wird Weltgeistlicher. Vorübergehend ist J. J. Hemmer Kanonikus in Heinsberg (KUTSCH, 1955), hat dann Aussicht, eine vom Deutschorden besoldete Pfarrei in Mergentheim zu bekommen, wird aber schließlich auf Empfehlung des Dirmsteiner Pfarrers im Hause des dort ansässigen Freiherrn von Sturmfeder Erzieher der beiden jungen Barone. Dies war der entscheidende Schritt für das weitere Lebenswerk Hemmers, denn die Beziehungen des Freiherrn von Sturmfeder, der kurpfälzischer Kämmerer war, zur pfälzischen Hauptstadt Mannheim ebneten Hemmer den Weg zum Hof des Kurfürsten Karl Theodor.

An den einzelnen Stationen erkennen wir die glanzvolle Karriere eines Wissenschaftlers, angefangen von der ersten "Planstelle" als Kaplan bis zum -

wir würden heute sagen - Leiter einer Weltorganisation für Meteorologie. Hemmers Erfolgsleiter ist durch folgende Daten gekennzeichnet:

- 31.01.1760 Hofkaplan in Mannheim
- 16.04.1767 außerordentliches Mitglied der Mannheimer Akademie der Wissenschaften
- 20.10.1768 ordentliches Mitglied der Akademie  
1769 erste Abhandlung über die deutsche Sprache
- 15.04.1776 errichtet ersten Blitzableiter auf dem Schloß in Trippstadt
- 24.07.1776 Geistlicher Rat
- 30.10.1776 Aufseher des physikalischen Kabinetts
- 29.10.1781 Sekretär der Meteorologischen Gesellschaft
- 14.07.1788 Geistlicher Geheimer Rat
- 1780 - 90 Mitglied der gelehrten Gesellschaften zu Bologna, Dijon und Stockholm  
Geheimer Hofrat des Königs Stanislaus von Polen  
Hofrat des Herzogs Karl August von Zweibrücken  
Mitglied der landwirtschaftlichen Gesellschaft zu Kaiserslautern  
Stiftsherr des St.Gangolusstifts zu Heinsberg

Mit der Berufung Hemmers an den kurfürstlichen Hof bewies Kurfürst Karl Theodor einmal mehr, daß er einen unbestechlich sicheren Blick für die Entdeckung junger Talente besaß und selbst eine Persönlichkeit war, die einen tieferen Einblick in künstlerische und wissenschaftliche Fragen

seiner Zeit gewonnen hatte. Seine Entscheidungen rückten Mannheim für ein Menschenalter in den Mittelpunkt des europäischen Interesses und bewirkten, daß von Mannheim aus neue Impulse in künstlerischer und wissenschaftlicher Hinsicht in die Welt gingen (PFLICHT, 1976). Hier konnte auch Hemmer seine vielseitigen Fähigkeiten frei entfalten und sich insbesondere seinen naturwissenschaftlichen Interessen widmen.

Zwei Gebiete waren es, mit denen er sich mit großer Hingabe befaßte: die Witterungslehre und die Elektrizitätslehre. Am Hof schuf er das physikalische Kabinett, das mit den notwendigen Apparaten ausgestattet wurde, mit denen er im Rahmen von öffentlichen Vorlesungen Versuche unternahm. Auch in Düsseldorf, das damals zur Kurpfalz gehörte, hielt HEMMER (1789) Vorlesungen.

Hemmer war jedoch nicht nur ein Gelehrter, dessen Wirkungskreis das Studierzimmer und Laboratorium war, er war vielmehr ein ebenso tüchtiger Praktiker. Dies zeigte sich einerseits bei seiner wichtigsten Erfindung, dem Blitzableiter, und andererseits bei der Konstruktion von Instrumenten ebenso wie bei der Organisation des weltweiten Beobachtungsnetzes. Die Vielseitigkeit seiner Begabung bewies er auch mit der Konstruktion eines Luftballons, den er öffentlich vorführte.

Schließlich verdient Hemmers Eintreten für die Ausbildung der deutschen Sprache und eine bessere Rechtschreibung besondere Erwähnung. In mehreren Schriften (HEMMER, 1769) empfiehlt er eine Schreibweise, die sich an der

Aussprache orientiert (z. B. Kwelle statt Quelle). Er vermeidet Doppellaute, dehrende e oder h und fordert, alle Hauptwörter (außer den Eigennamen) klein zu schreiben. Diese Frage wird noch heute bei den Sprachwissenschaftlern eifrig diskutiert. Daß Hemmer in diesem Zusammenhang Mitbegründer und Mitglied der deutschen Gesellschaft in Mannheim war, deren Ziel "die Reinigung der Sprache und des Geschmacks in allen deutschen Landen" war, zeugt von seiner geistigen Universalität.

Mitten in dieses hoffnungsvolle Schaffen brach der Tod ein. Am 3. Mai 1790 starb im Alter von knapp 57 Jahren Johann Jakob Hemmer. Sein Neffe gleichen Namens widmete ihm in der "Mannheimer Zeitung" vom 10. Mai 1790 folgenden Nachruf:

"Am 3. dieses Monats ist mein Oheim, der geistliche Herr Johann Jacob Hemmer, der freien Künste und Weltweisheit Doktor, geistlicher, geheimer Rat, des kurfürstlichen Elisabethenordens Zeremoniar, Mitglied der kurpfälzischen Akademie der Wissenschaften, und der Witterungsgesellschaft beständiger Secretär, nach einem nur sechstägigen Krankenlager, mit den H. H. Sterbesakramenten der Kirche versehen, zum Sterben ganz bereit, mit gänzlicher Ergebung in den göttlichen Willen im 57. Jahre seines Alters zu demjenigen übergegangen, den er so tief und unermüdet erforschet, so nachdrucksam gelehrt und ausgebreitet und so innigst überzeugt bewundert und angebetet hat. Allen seinen hohen Gönnern und Freunden mache ich hiermit die Anzeige und statte für die meinem Oheim bezeugte Wohlgelegenheit und Freundschaft den gehorsamsten Dank ab. Mich empfehle ich ebenfalls und

habe die Ehre zu erharren

den hohen Gönnern und Freunden  
gehorsamster Diener

J. J. Hemmer, Pfarrer."

Ein Nachruf in lateinischer Sprache findet sich auch in den Sitzungsberichten der Akademie und den Ephemeriden. Nach dem Totenbuch der katholischen Pfarrkirche Mannheim (St. Sebastian) begrub man

"den Hochwürdigen Herrn Geheimen  
Rath Jacob Hemmer"

am 4. Mai 1790. Das dort eingetragene Alter von "54 Jahr" ist allerdings falsch.

Durch den ehrenden Nachruf wurde der Lebenslauf Hemmers und seine wissenschaftliche Leistung der Nachwelt überliefert. Nachforschungen nach einem Portrait blieben leider erfolglos. Vielleicht ist es seiner menschlich bescheidenen Art zuzuschreiben, daß es kein Bildnis von ihm gibt. Pfälzer Heimatforscher erinnerten sich seiner Verdienste und brachten im Jahre 1964 am Geburtshaus in Horbach eine Gedenktafel folgenden Inhalts an:

"Hier wurde am 13. Juni 1733 Johann Jakob Hemmer, der erfolgreiche Physiker, Meteorologe und Vollender des Blitzableiters geboren" (FRENZEL, 1974).

Doch kehren wir nochmals zurück zu den Bemühungen, das erste weltweite Beobachtungsnetz zu organisieren. Zum Gründungsdatum der Societas konnte die Mannheimer Akademie bereits auf eine 17jährige erfolgreiche wissenschaftliche Tätigkeit zurückblicken. Die Verbindungen, die in dieser Zeit von

Mannheim aus nach vielen Städten und Ländern sowie von Mensch zu Mensch geknüpft wurden, konnten neben anderen Disziplinen auch für die Meteorologie genutzt werden. So wurden für das Beobachtungsnetz eine Reihe von Stationen durch persönliche Beziehungen zu einzelnen Gelehrten oder Körperschaften gewonnen. Um mehrere bayerische Stationen bemühte sich z. B. Staatsrat Stefan von Stengel von München aus. Sein Vater, der Geheime Staatsrat Georg von Stengel gewann Beobachter in Rom und auf dem St. Gotthard. Briefe, die Hemmer mit dem Beobachter in Rom, dem Mathematikprofessor Calandrelli, wechselte, sind erhalten geblieben. Professor Landsberg war so freundlich, uns aus den Vereinigten Staaten von Amerika Kopien davon mitzubringen.

Karl Theodor von Dalberg, seit 1772 Statthalter in Erfurt, in der Meteorologie u. a. durch Windmessungen und die Konstruktion eines Windregistriergeräts bekannt, warb in Erfurt und in Würzburg um geeignete Mitarbeiter. Die Beziehungen des Mannheimer Hofastronomen Professor Christian Mayer zu französischen Wissenschaftlern sicherten die Mitarbeit des Direktors der Sternwarte in Marseille, G. de Saint-Jacques de Silvabelle, wo man zur Erfassung des maritimen Einflusses Beobachtungen wünschte. In ähnlicher Weise wurde der berühmte Gelehrte Prof. G. Toaldo in Padua gewonnen, der seinerseits den Mediziner G. Vianello in Chioggia bei Venedig zur Mitarbeit veranlaßte (KISTNER, 1930). Professor Mayer war außerdem selbst über ein Jahr in Petersburg gewesen und hatte sich mit den leitenden Männern der Wissenschaft in den anderen Ostseestaaten persönlich

bekannt gemacht (KAST, 1939). So gelang es verhältnismäßig leicht, in all diesen Staaten Wetterstationen zu schaffen, sie mit den gleichen Beobachtungsinstrumenten auszustatten und mit zuverlässigen Beobachtern zu besetzen. Die ursprüngliche Planung sah die Einrichtung von 57 Stationen vor (CAPPEL, 1953).

Zunächst wurden mit Schreiben vom 14. Januar 1781 etwa 30 lateinische Einladungen an die bekanntesten wissenschaftlichen Gesellschaften, Universitäten und einzelne hervorragende Gelehrte versandt, um Beobachter für das internationale Stationsnetz ausfindig zu machen. Fast alle eingelauften Antworten auf das Zirkular lauteten zustimmend.

Das Beobachtungssystem wurde als ein längst gefühltes Bedürfnis mit Freude begrüßt. Nur von Dublin, Edinburgh und London, aber auch von Wien liefen keine Antwortschreiben ein. Obwohl in Wien bereits Wetterbeobachtungen angestellt wurden, wollte der Direktor des Observatoriums, Maximilian Hell, nicht mitmachen, weil er aus verschiedenen Gründen vom Gelingen des Unternehmens nicht überzeugt war (STEINMAYR, 1935). Er nahm Anstoß u. a. an den drei festgesetzten Beobachtungsterminen und wünschte stündliche Beobachtungen. Außerdem bezweifelte er die Gleichartigkeit der Messungen, weil z. B. in Ofen und Prag die Instrumente verdorben angekommen seien. Dem Verlust der Instrumente auf dem Transportweg ist es auch zuzuschreiben, daß in Madrid keine Station eingerichtet werden konnte. Andere Orte bemühten sich um Mitarbeit, wurden jedoch abschlägig beschieden, da das Netz vorläufig dicht genug sei. Da die

Instrumente kostenlos geliefert wurden, spielten bei manchem ablehnenden Bescheid auch finanzielle Überlegungen eine Rolle. Für Geld gab die Gesellschaft keine "Werkzeuge" ab, deren Herstellung von Hemmer persönlich überwacht wurde. Ausnahmen bildeten der "Herzog von Sachsen und Herr van Perre, ein großer Naturforscher in Seeland" (HEMMER, 1782) sowie der aus Schottland stammende Mathematiker Pater Ildephons Kennedy, Sekretär der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, dem Hemmer ein Barometer von dem berühmten Straßburger Instrumentenmacher Artaria gegen Rechnung herstellen ließ (HEMMER, 1789).

Hemmers Versuch, für Grönland oder Island Stationen durch die Missionare der Zinzendorfer zu schaffen, schlug zwar fehl, aber schon 1783 konnte der Kopenhagener Astronom Th. Bugge an Hemmer schreiben, die dänische Akademie habe dem Pastor Jakob Nikolai Wilse in Spydberg (Norwegen) zu Wetterbeobachtungen ein dem Mannheimer ähnliches Instrumentarium geschenkt. Bugge ermöglichte ein Jahr später auch die Einrichtung einer Station in Grönland, nämlich Godthaab, wo der Pastor Andreas Ginge schon früher mit Kopenhagener Apparaten beobachtet hatte. Wohlbehalten trafen die Mannheimer Instrumente am 17. August 1786 zu Godthaab ein und wurden in der Kirche aufgestellt (KISTNER, 1930).

Die Kunde von der Mannheimer Societas überquerte auch den Atlantischen Ozean, sehr zur Freude von Hemmer. Aus freien Stücken sandte ihm der Universitätsprofessor Samuel Williams zu Cambridge (Mass.) meteorologische Aufzeichnungen von sich und seinem Freund Edward Wigglesworth, der noch einen Beitrag

zur Klimaforschung einschickte. Auch aus Afrika und Asien liefen wertvolle Nachrichten ein.

Im Todesjahr Hemmers wurde durch die Bemühungen der Petersburger Akademie noch Pyschmink als letzte und östlichste Station dem Netz der Societas eingegliedert.

Damit war zum ersten Mal in der Geschichte der Meteorologie von Mannheim aus ein weltweites funktionsfähiges Wetterbeobachtungsnetz eingerichtet, das vom Ural bis Nordamerika und von Grönland bis zum Mittelmeer reichte. Zum ersten Mal wurde nach einheitlichen Richtlinien beobachtet und gemessen, wobei überall die gleichen Beobachtungszeiten um 7, 14 und 21 Uhr mittlerer Ortszeit eingehalten wurden, die noch heute als "Mannheimer Stunden" im Klimadienst gebräuchlich sind. Zum ersten Mal wurden auch einheitliche Instrumente verwendet, die eine strenge Vergleichbarkeit der Ergebnisse garantierten. Und zum ersten Mal wurden Wetterbeobachtungsdaten in diesem Umfang nach einheitlichen Gesichtspunkten in Jahrbüchern, den "Ephemerides Societatis Meteorologicae Palatinae" veröffentlicht (HELLMANN, 1883). Hier seien wenigstens die Orte genannt, deren Meßergebnisse in den Ephemeriden erschienen sind:

Deutschland: Andechs, Berlin, Düsseldorf, Erfurt, Göttingen, Hohenpeißenberg, Ingolstadt, Mannheim, München, Regensburg, Sagan, Tegernsee, Würzburg, St. Zeno

Tschechoslowakei: Prag

Ungarn: Ofen (Buda)

Schweiz: Genf, St. Gotthard

Italien: Bologna, Chioggia,  
 Padua, Rom  
 Frankreich: Dijon, Marseille,  
 La Rochelle  
 Belgien: Brüssel  
 Holland: Delft, Haag, Middelburg  
 Norwegen: Edsberga, Spydberg  
 Dänemark: Kopenhagen  
 Schweden: Stockholm  
 Rußland: Moskau, Pyschminsk,  
 St. Petersburg  
 Grönland: Godthaab  
 Nordamerika: Bradford, Cambridge (Mass.)

Neben diesen weltweiten Wetterbeobachtungen verdient die Anregung zu phänologischen Beobachtungen besondere Erwähnung.

Die in dem Stiftungsbrief erwähnten Tabellen zum Eintragen der täglichen Messungen und Beobachtungen wurden von Hemmer entworfen. Sie enthalten auch eine Spalte für Eintragungen besonderer Art, z. B. für phänologische Beobachtungen. Den Begriff "Phänologie" kannte man zu Hemmers Zeiten allerdings noch nicht. Er wurde erst 1850 von dem Lütticher Botaniker Ch. Morren vorgeschlagen, der darunter die Kunde von den Lebens- und Entwicklungsercheinungen in der Pflanzen- und Tierwelt in ihrer Abhängigkeit von den Umweltbedingungen verstand. Daten über die Vegetationsentwicklung hatte aber schon 100 Jahre vorher der schwedische Pflanzensystematiker C. von Linné in Schweden in einem Netz von 18 Stationen (1750 - 52) sammeln lassen. Es ist möglich, daß Hemmer durch seine Verbindungen mit Stockholm diese Unternehmungen kannte. Wie dem auch sei, Hemmer regte jedenfalls zu Beobachtungen aus dem Reich der Pflanzen- und Tierwelt an und organisierte neben dem weltweiten klimatologischen Beobach-

tungsnetz ein sehr dichtes phänologisches Netz auf dem Gebiet der Kurpfalz. Hierzu ist in den Archivalien ein persönliches Handschreiben Hemmers überliefert, das als Erlaß an die Oberämter der Kurpfalz versandt wurde (s. Anhang 2). Danach sollten folgende Beobachtungen angestellt werden:

- Blüte und Reife der verschiedenen Hauptgattungen der wilden und zahmen Bäume
- Ausfall der Heu-, Obst- und Frucht-ernten sowie der Weinlese nach Menge und Güte
- Schäden der Früchte durch Krankheiten und Ungeziefer
- Ankunft und Abflug der Zugvögel, z. B. Störche, Schwalben, Kuckucke, Nachtigallen.

Außerdem sollte regelmäßig ein Bevölkerungsverzeichnis aufgestellt werden, das Geburten, Heiraten und Todesfälle enthalten sollte, unterteilt nach Religionsgemeinschaft, Geschlecht und Alter. Schließlich sollte ein monatliches Verzeichnis der Krankheiten bei Mensch und Tier erstellt werden. Die Mitarbeit der phänologischen Beobachter war wie die des weltweiten Netzes freiwillig. Ein Lohn war die Zusage, wie Hemmer schrieb: "Jeder Beobachter und Sammler wird in unseren Werken mit Ruhme genannt werden."

In der Tat ist die namentliche Liste dieser ersten 94 kurpfälzischen Beobachter im 1. Band der Ephemeriden veröffentlicht. Den Berufen nach waren sie Beamte, Ärzte, Apotheker, Schullehrer, Bürgermeister und Pfarrer, bemerkenswerterweise von allen Konfessionen in ökumenischem Geist vereint, um einen gemeinsamen Beitrag zum na-

turwissenschaftlichen Fortschritt zu leisten. Was sie beisteuerten, brachten die Ephemeriden leider nur in sehr verdichteten Auszügen oder gar nicht. Offenbar fehlte es an der notwendigen Schulung für Naturbeobachtungen. Die Zeit war wohl noch nicht reif für ein derartiges dichtes Beobachtungsnetz auf regionaler Ebene.

Wesentlich erfolgreicher arbeitete HEMMER (1780) auf dem Gebiet der Luftelektrizität, einem Wissenschaftszweig, dessen Erkenntnisse sich gerade erst herumgesprochen hatten. Anfang des 18. Jahrhunderts hatten englische Wissenschaftler die elektrische Natur des Blitzes vermutet und 1746 wies der Leipziger Professor Johann Heinrich Winkler durch Analogieschlüsse am überzeugendsten nach, daß "Schlag und Funken der verstärkten Elektrizität für eine Art des Donners und Blitzes zu halten sind". Es fehlte nur noch der experimentelle Nachweis dafür, daß zwischen beiden Erscheinungen bloß ein gradueller Unterschied bestehe. Dieses Experiment wurde 1749 von Benjamin Franklin vorgeschlagen und am 10. Mai 1752 von dem französischen Naturforscher Thomas Francois Dalibard bei Paris zum ersten Mal ausgeführt (HELLMANN, 1898). Noch in demselben Jahre fand der Franzose Le Monnier, daß die Luft, auch in Abwesenheit eines Gewitters, stets elektrisch ist. Franklin ist auch die Idee des Blitzableiters zuzuschreiben, die bald auch in Europa bekannt wurde.

So wurden 1760 auf dem Eddystone-Leuchtturm in England und 1769 auf dem Jacobikirchturm in Hamburg Blitzableiter errichtet. Unabhängig davon verwendete 1754 in Prenditz der böhmische Pfarrer Diwisch ebenfalls einen Blitzableiter.

Ein Blitzschlag in den Marstall zu Schwetzingen im Jahre 1769 scheint der Anlaß gewesen zu sein, daß sich auch Hemmer mit der Notwendigkeit des Blitzschutzes beschäftigte und den fünfstrahligen Blitzableiter, gekennzeichnet durch eine senkrechte Stange mit waagerechtem Strahlenkreuz, erfand und einführte.

Diese pfälzische Konstruktion ist nicht nur deshalb von einmaliger Bedeutung, weil hier das Problem des Blitzschutzes so vollständig gelöst wurde, daß diese Blitzableiter bis zum heutigen Tag ihre Aufgabe zu erfüllen vermochten und in der Folgezeit nur kleine Verbesserungen und Vereinfachungen vorgenommen zu werden brauchten, sondern auch deshalb, weil von hier aus der Blitzableiter seinen Siegeszug durch den Kontinent antrat.

Der erste Blitzableiter in der Pfalz wurde am 17. April 1776 auf dem Schloß des Freiherrn von Hacke in Trippstadt errichtet. HEMMER (1780) beschreibt diese Einrichtung sehr ausführlich. Die weitere Entwicklung wurde durch eine Verordnung des Kurfürsten Karl Theodor beschleunigt, der 1776 bestimmte, daß alle Schlösser und Pulvertürme des Landes mit "Wetterleitern" auszustatten seien. In den folgenden Jahren breitete sich ein wahrer "Elektrizitätstaumel" in Deutschland aus, der dazu führte, daß die Hemmerschen Blitzableiter mehr und mehr gefragt wurden (HEMMER, 1784).

Insgesamt sind in West- und Süddeutschland mehr als 150 Gebäude bekannt, für die Hemmer Blitzableiter konstruierte oder nach seinen Plänen anlegen ließ (FELDHAUS, 1904). In mehreren Schriften wirkte er aufklärend über die Be-

deutung der Wetterleiter und trat mutig gegen das damals übliche Glockenläuten bei Gewittern ein, dessen Gefährlichkeit er anhand einiger tödlicher Unfälle nachzuweisen suchte. Hemmer fand besonders unter den Theologen viele Gegner, die u. a. mit dem Argument eiferten, der Mensch würde mit einer Ablenkung der Blitze Gott vorgreifen, da die Blitze ein "Werkzeug des Zorns Gottes" seien. Hemmer widersprach mit der Meinung, dann dürfe man auch keine Dämme gegen Hochwasser bauen, beides seien Naturereignisse (KAST, 1939). Solche Naturereignisse wurden eifrig beobachtet und sorgfältig beschrieben, z. B. ein Blitzschlag am 25.04.1776 in einen Baum bei Mannheim oder die Erschlagung eines Mädchens am 17. Heumonat 1776 in Brühl (HEMMER, 1780).

Bemerkenswert auf dem Gebiet der Elektrizität ist auch die Konstruktion einer "Elektrisierungsmaschine", die von Kurfürst Karl Theodor ausdrücklich "dem Wohle der kranken Menschheit gewidmet" worden war. Sie wurde für eine Elektrotherapie bei Lähmungen verwendet (HEMMER, 1780).

Als modische Spielerein sind dagegen die Blitzableiterkonstruktionen auf Kutschen, Regenschirmen und Damenhüten anzusehen (PIETZSCH, 1976).

Daß die Societas Meteorologica Palatina sich mit allen damals aktuellen meteorologischen Problemen befaßte, zeigen auch die in Mannheim durchgeführten Ballonfahrten.

Die Versuche der Brüder Montgolfier u. a. in Paris, die im Jahre 1783 die ersten Luftballone mit Heißluft- oder Wasserstoff-Füllung aufsteigen ließen,

wurden bald in Mannheim bekannt und gaben Anlaß, daß man auch in der Pfalz dem Problem der Luftschiffahrt praktisch nähertrat. Insbesondere war es wiederum Hemmer, der sich der Sache annahm und dabei von Administrationsrat Johann Andreas von Traitteur unterstützt wurde. Die Ballone - man nannte sie "Luftballen" - waren aus Papier und mit einer "Feuerpfanne" versehen. In eine angehängte Gondel setzte man mitunter eine ausgestopfte Figur (W., 1906).

Die Versuche wurden durchaus ernst genommen und hatten oft viele tausend Zuschauer. Die Mannheimer Zeitung berichtete aus dem Jahre 1784 etwa von einem Dutzend solcher Aufstiege. Der Bericht vom 14. April 1784 hat folgenden Wortlaut:

"Heute Mittag um 12.00 Uhr nahm Herr Professor Hemmer die neulich angekündigten Versuche mit dem Luftballen in dem hiesigen Schloßhofe wirklich vor. Der kleinere von 18 Zollen im Durchmesser, der mit brennbarer Luft gefüllt war, entsprach der Erwartung der Zuschauer vollkommen. Er erhob sich anfänglich langsam, hernach sehr schnell und stieg zu solcher Höhe empor, daß ihn endlich auch das schärfste Auge verlor. Der größere war von Papier und hatte 20 Schuhe im Durchmesser. Als man ihn nach eingehängtem Ofen füllen wollte, erhob sich ein heftiger Wind, der ihn gewaltig auf die Seite trieb. Wiewohl nun die Flamme schon sehr hoch aus dem Ofen stieg, so wurde der Ballen doch durch gute Handanlegung vor aller Verletzung des Feuers völlig verwahrt, aber der anhaltenden Gewalt des Windes konnte er endlich nicht mehr widerstehen, und dieser zerriß ihn in 2 Stücke."

Dieser Versuch ist insofern bemerkens-

wert, als sich unter den Zuschauern der damals in Mannheim weilende Dichter Friedrich Schiller befand, der in einem Brief an einen Freund vom Mißlingen des Hemmerschen Ballonversuchs berichtete (BECKER, 1931).

Auch zeitlich gesehen sind diese Mannheimer Ballonfahrten sehr beachtlich. Sie liegen nur wenige Monate hinter der ersten Ballonfahrt, bei der am 1. Dezember 1783 der Franzose Charles vom Hofe der Tuilerien in Paris die ersten wissenschaftlichen Instrumente, Barometer und Thermometer, mitführte und eine Höhe von 3 457 m erreichte (ASSMANN, 1899).

Nach dem Tode Hemmers wurde dem Medizinalrat Güthe, der schon vorher an den medizin-meteorologischen Beobachtungen in Mannheim teilgenommen hatte, das Sekretariat der meteorologischen Gesellschaft übertragen. Er setzte dessen Tätigkeit als Redakteur der "Ephemeriden" fort und konnte bis 1795 noch einige Jahrgänge publizieren. Es fehlte aber der Schwung der ersten Jahre, so daß die Zahl der Stationen mit jedem Jahr geringer wurde, und die großen Abhandlungen, die unter Hemmers Leitung eine Zierde der Ephemeriden bildeten, fielen ganz aus. Auch die übrigen meteorologischen Aktivitäten, deren Triebfeder Hemmer war, erloschen allmählich. Nachteilig machte sich auch bemerkbar, daß die Akademie keinen Zuwachs an jüngeren wissenschaftlichen Kräften bekommen hatte. Schließlich war bei der ungünstigen Finanzlage auch der kurfürstliche Geldstrom versiegt, der einst das Unternehmen erst ermöglicht hatte. In dieser Lage der Akademie brach der französische Revolutionskrieg aus. Während der Belagerung Mannheims wurde das Schloß

durch österreichische Kanonen in Brand geschossen und das physikalische Kabinett zerstört, wobei die zahlreichen Apparate zugrunde gingen (SVOBODA, 1979). Dieses Ereignis im Jahre 1795 bildete zugleich das Ende der Societas Meteorologica Palatina.

Was heute an diese erste meteorologische Gesellschaft der Erde erinnert, sind 12 stattliche Jahrbücher mit den Beobachtungen von 39 Stationen aus aller Welt aus den Jahren 1781 bis 1792. Sie bildeten für die nächsten Jahrzehnte fast die einzige Quelle für wissenschaftliche meteorologische Forschungen (FRISINGER, 1977). Alexander von Humboldt benutzte sie für den Entwurf der ersten Temperaturkarten der Erde. Professor KAEMTZ (1831) errechnete daraus klimatologische Mittelwerte, die er in seinem Lehrbuch der Klimatologie verwendete. In etwa 150 Fußnoten erwähnte er die Societas Meteorologica Palatina. Brandes benutzte das Material der Ephemeriden für den Entwurf der ersten synoptischen Wetterkarten und enthüllte die Bewegung der Tief- und Hochdrucksysteme (LAMB, 1972).

Die Leistungen der Societas stellen somit den Beginn der modernen synoptischen Meteorologie dar (PAULUS, 1979). Auch für uns sind die in den Ephemeriden veröffentlichten Daten äußerst wertvoll, wenn wir an das Problem der Klimaschwankungen denken oder wenn wir die Witterungsgeschichte jener Jahre studieren wollen. Ich erinnere dabei an die seltsamen Erscheinungen in den Sommermonaten des Jahres 1783, in denen vom 16. Juni bis 6. Oktober in der Mannheimer Gegend ein ungewöhnlich starker "Nebel" von auffälliger Trockenheit beobachtet

wurde. Die Sonne sah wie rotglühendes Eisen aus und konnte an vielen Tagen mit ungeschütztem Auge betrachtet werden. Auch von anderen Stationen des weiträumigen Netzes wurden ungewöhnliche, starke Dämmerungserscheinungen gemeldet, die von den Mitgliedern der Akademie noch jahrelang diskutiert wurden. Man brachte sie in Zusammenhang mit zahlreichen Erdbeben in Italien, insbesondere aber mit vielen furchtbaren Vulkanausbrüchen auf Island, wo am 11. Juni 1783 der Vulkan Hekla gewaltige Lavamassen auswarf und 9 000 Menschenleben vernichtete (KISTNER, 1930). Klarheit über diese geschilderten Erscheinungen gewann die Meteorologie aber erst genau 100 Jahre später, als in der Nacht zum 27. August 1883 einer der größten Vulkane der Erde, der Krakatao in der Sundastraße, explodierte und 18 Kubikkilometer Aschenstaub über den Erdball verstreute. Auch damals beobachtete man Dämmerungserscheinungen, Farbkontraste und seltsamen Dunst, wie sie in den Ephemeriden 100 Jahre vorher für das Jahr 1783 beschrieben werden. Und ist es nicht seltsam, daß wir uns im Jubiläumsjahr der "Societas" nach fast weiteren 100 Jahren ebenfalls mit einem gewaltigen Vulkanausbruch, dem St. Helens in den USA, und seinen Auswirkungen auf Witterung und Klima beschäftigen müssen?

Wenn man aufgrund dieses Ereignisses Vergleiche anstellen will zwischen den Beobachtungen von damals und heute, wird die Frage nach den Standorten der "Ephemeriden" aktuell werden. Wir sind dieser Frage nachgegangen und konnten - ohne einen Anspruch auf Vollständigkeit erheben zu wollen - die "Ephemeriden" in folgenden Standorten (Wetterdienst-, Stadt-, Landes- bzw. Universitätsbibliothek) nachweisen:

Augsburg	Karlsruhe
Darmstadt	Kiel
Freiburg i. Br.	Mannheim
Göttingen	München
Hamburg	Offenbach (Main)
Heidelberg	Regensburg
Hohenpeißenberg	Tübingen
Kaiserslautern	

Trotz ihrer positiven Auswirkungen auf die Meteorologie des 19. Jahrhunderts bedeutete das Ende der "Societas" für die internationale Zusammenarbeit, die von Hemmer so vorbildlich organisiert war, einen schweren Rückschlag.

Erst als sich in der Mitte und in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts nationale Wetterdienste etablierten und Beobachtungsnetze einrichteten, besann man sich auf das Vorbild der Societas Meteorologica Palatina (KHRGIAN, 1970; v. EIMERN, 1979). Sie stand auch Pate, als man auf dem Meteorologenkongreß in Wien im Jahre 1873 sich zu einer neuen Internationalen Meteorologischen Organisation zusammenfand.

Als man im Jahre 1973 in Wien im Rahmen der heutigen Weltorganisation für Meteorologie das 100jährige Bestehen der internationalen Zusammenarbeit feierte, würdigte man auch die Vorarbeit, die in der Kurpfalz einst geleistet wurde (CEHAK, 1973). Aus den Anfängen von 1780 ist bis heute eine weltumfassende Organisation mit Sitz in Genf geworden, der 143 Staaten der Erde mit zusammen etwa 9 000 Wetterstationen angehören.

Die 200. Wiederkehr des Gründungsjahres der Societas Meteorologica Palatina ist nicht nur Anlaß, aus berechtigtem lokalen Stolz auf die historische Leistung dieser ersten meteorologischen Gesellschaft und die erfolgreiche Ent-

wicklung der Meteorologie hinzuweisen, Societas Meteorologica Palatina bedeutet vielmehr auch Auftrag für die Zukunft, nämlich die Grundsätze zu beachten, die einst hier geprägt wurden und heute in der Hektik der Zeit oder mitunter aus wirtschaftlichen Erwägungen verloren zu gehen drohen. Diese Grundsätze betreffen

- die Organisation meteorologischer Meßnetze
- die Einheitlichkeit der Meß-, Prüf- und Auswerteverfahren sowie
- die Sammlung, Archivierung und Publikation der Daten.

Mit diesen Fragen beschäftigen sich zum Teil die Vorträge der Tagung, der ich hiermit einen erfolgreichen Verlauf wünsche.

#### LITERATUR

- ASSMANN, R; BERSON, A.; GROSS, H.:  
Wissenschaftliche Luftfahrten  
Braunschweig 1899
- van BEBBER, W. J.: Handbuch der ausübenden Witterungskunde, Stuttgart 1885
- BECKER, A.: Johann Jakob Hemmer aus Horbach (1733 - 1790).  
Pfälzisches Museum 48. Jg. (1931), S. 39 - 40
- CAPPEL, A.: Ein Pfälzer gründet das erste Wetterbeobachtungsnetz; in: Der Jäger aus Kurpfalz  
Pfälzer Heimatkalender für das Jahr 1952
- CAPPEL, A.: Der Beitrag der Pfalz und der Pfälzer in der deutschen Meteorologie. Mitteil. d. Pollichia III. Reihe, 1. Bd. 1953
- CAPPEL, A.: Johann Jacob Hemmer und die Societas Meteorologica Palatina (1780 - 1795)  
Deutsche Meteorologische Gesellsch. e. V., Mitteilungen Dezember 1979, S. 63 - 74
- CEHAK, K.: 100 Jahre organisierte internationale Zusammenarbeit in der Meteorologie  
Wetter und Leben 25 (1973), S. 67 ff
- v. EIMERN, J.: Zur Geschichte des Wetterdienstes in Bayern; in: 100 Jahre Wetterdienst in Bayern, 1878 - 1978  
Annalen d. Meteorol. (Neue Folge) Offenbach am Main 1979, Nr. 14
- FELDHAUS, F. M.: Johann Jakob Hemmer, der Erbauer der ersten Mannheimer Blitzableiter  
Mannheimer Geschichtsblätter, V. Jg. 1904, S. 10 - 15
- FRENZEL, W.: Johann Jakob Hemmer (1733 - 1790); in: Heimatkalender 1974  
Herausgegeben v. Landkreis Pirmasens
- FRISINGER, H.: The History of Meteorology to 1800,  
New York 1977
- HELLMANN, G.: Neudrucke von Schriften u. Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus; Nr. 11 Über Luftelektricität (1746 - 1753)  
Berlin 1898
- HELLMANN, G.: Repertorium der deutschen Meteorologie  
Leipzig 1883
- HELLMANN, G.: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen bis zum Ende des XVII. Jahrhunderts.  
Meteorol. Zeitschrift 18 (1901), S. 145 - 157
- HELLMANN, G.: Die Vorläufer der Societas Meteorologica Palatina  
in: Beiträge zur Geschichte der Meteorologie, von G. Hellmann, Nr. 5  
pp 139 - 147  
Berlin 1914
- HEMMER, J. J.: Abhandlung über die deutsche Sprache zum Nutzen der Pfalz, in öffentl. akademischer Versammlung vorgelesen von Joh. Hakob Hemmern.  
(1 Bl., 226 S.) 8°  
Mannheim 1769
- HEMMER, J. J.: Jakob Hemmers Deutsche Sprachlehre, zum Gebrauche der kurpfälzischen Lande.  
(XIV, 668 S., 50 Bl.) 8°  
Mannheim 1775
- HEMMER, J. J.: Jakob Hemmers Vertheidigung seiner Abhandlung über die deutsche Sprache, wider die Anmerkungen eines sogenannten Liebhabers der Wahrheit. (1 Bl XXVI, 388 S.) 8°  
Mannheim 1771
- HEMMER, J. J.: Beobachtung einer Wetterssäule (Wasserhose 1787).  
Historia Academiae Volumen VI, Physicum  
Mannheim 1790

- HEMMER, J. J.: Anleitung, Wetterleiter an allen Gattungen von Gebäuden auf die sicherste Art anzulegen. Mannheim 1. Aufl. 1786, 2. Aufl. 1788
- HEMMER, J. J.: Kurzer Begriff und Nutzen der Wetterleiter. 2. Aufl. Mannheim 1783
- HEMMER, J. J.: De fulminis ictibus in campanas, suae pulsantur, ubi electricitas nubium, ac fulminis taerria, nova uberiore luca perfunduntor. - Quos superiore quinquennio variis locis posuit conductores fulminis. Historia Academiae, Volumen V, Physicum Mannheim 1784
- HEMMER, J. J.: Descriptio instrumentorum Societatis Meteorologicae Palatinae tam eorum, quae observatoribus suis distribuit, quam quibus praeter haec Manheimii utitur, autore Johanne Jacobo Hemmer. Cum figuris aere excusis. (1 Bl., 34 S. 7 Taf.) 8° Mannheim 1782
- HEMMER, J. J.: Einige merkwürdige Wetterschläge, Historia Academiae Vol. IV, Physicum Mannheim 1780
- HEMMER, J. J.: Von Wetterstralen, welche thiere treffen, aber nicht töden. Historia Academiae, Vol. V, Physicum, Mannheim 1784
- HEMMER, J. J.: Glückliche Wirkung des elektrischen Feuers bei einer vieljährigen Lähmung (1767 - 1776). Historiae Academiae, Vol. IV, Physicum, Mannheim 1780
- HEMMER, J. J.: Nachricht von den in Kuhrpfalz angelegten Wetterleitern. Historia Academiae, Vol. IV, S. 21 - 138 Mannheim 1780
- HEMMER, J. J.: Brief vom 18. Wonnemonat 1782 an einen "Hochwürdigen, hochgelehrten Herrn" einer Abtei Bayerische Staatsbibliothek München Sign. Ogm 3216
- HEMMER, J. J.: Brief vom 12. August 1789 an Pater Ildephons Kennedy, Archiv d. Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München
- KÄMTZ, L. F.: Lehrbuch der Meteorologie Halle 1831
- KAST, A.: Der Hofkaplan Johann Jakob Hemmer; ein Vorkämpfer für die deutsche Sprache, der Gründer der ersten meteorologischen Gesellschaft und erster Erbauer von Blitzableitern (1733 - 1790). Gengenbach 1939, unveröffentlichtes maschinenschriftl. Manuskript, 23. S., Archiv d. Jesuitenkirche Mannheim
- KHRGIAN, A. KH.: Meteorology, A Historical Survey, Jerusalem 1970
- KINGTON, J. A.: The Societas Meteorologica Palatina: An eighteenth-century meteorological society. Weather, Nov. 1974, Vol. 29, Nr. 11
- KISTNER, A.: Die Pflege der Naturwissenschaften in Mannheim zur Zeit Karl Theodors, Selbstverlag des Mannheimer Altertumsvereins, 1930
- KUTSCH, K. J.: Die Pfarr- und Probsteigemeinde St. Gangolfus zu Heinsberg im Wandel der Jahrhunderte; in: "Heinsberg - 700 Jahre Stadt" Heinsberg 1955
- LAMB, H. H.: Climate: Present, Past and Future. Vol. 2 Climatic History and the Future London 1972
- N. N.: Hemmeri elogium. in: Historia Academiae ... Volumen VIII, Mannheim 1795
- PAULUS, R.: 200 Jahre Pfälzische Meteorologische Gesellschaft. Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V., Mitteilungen Dezember 1979, S. 57 - 62
- PEPPLER, A.: Wissenschaftliche Tagung der Badischen Gesellschaft für Wetter- und Klimaforschung in Mannheim. Das Wetter, 47. Jg. (1930), S. 384
- PEPPLER, A.: Die Entwicklung der meteorologischen Beobachtungen seit der Mitte des 17. Jahrhunderts. Das Wetter, 48. Jg. (1931), S. 20 - 29, 48 - 58
- PEPPLER, A.: Zur Geschichte der Pilotballonaufstiege. Das Wetter 48. Jg. (1931), S. 189-192
- PFLICHT, St.: Kurfürst Carl Theodor und das deutsche Theater. Ehresmann Verlag, Reichling/Obb., 1976
- PETRI, F.; DROEGE, G.: Rheinische Geschichte in drei Bänden. Schwamm Düsseldorf 1976
- PIETSCH, G.: Wenn es blitzt und donnert.. in: Pfälzer Feierabend, Jg. 5 (1949) Nr. 41, S. 4
- RIGBY, M.: Ephemerides of the Meteorological Society of the Palatinate. Environmental Data Service, Febr. 1973, S. 10 - 16
- RUSS, A.: Der Einfluß der Societas Meteorologica Palatina auf unseren heutigen Beobachtungsdienst.

Ber. d. DWD-US-Zone Nr.38 (1952),  
S. 376 - 380

SCHNEIDER-CARIUS, K.: Wetterkunde,  
Wetterforschung  
Freiburg/München 1955

STEINMAYR, J.: Das Beobachtungsnetz  
der Mannheimer Meteorologischen  
Gesellschaft und die ältesten  
meteorologischen Beobachtungen in  
Wien  
Meteorol. Zeitschr. 52 (1935)  
S. 229 - 231

SVOBODA, K.: Residenz aus Trotz - und  
trotzdem. Das Mannheimer Schloß  
Südwestdeutsche Verlagsanstalt  
Mannheim 1977

SVOBODA, K.: Galerien und Gala am kur-  
pfälzischen Hof zu Mannheim, Kunst-  
sammlungen Oper und Konzert.  
Heidelberger Verlagsanstalt, 1979

TRAUMÜLLER, F.: Die Mannheimer Meteoro-  
logische Gesellschaft (1780 - 1795).  
Ein Beitrag zur Geschichte der  
Meteorologie  
Leipzig 1885

VOSS, J.: Carl Theodor als Förderer der  
Wissenschaften; in: Carl Theodor und  
Elisabeth Auguste. Höfische Kunst  
und Kultur in der Kurpfalz.  
Ausstellung, Heidelberg 1979

W., Gg.: Versuche mit Luftballons im  
Jahre 1784.  
Mannheimer Geschichtsblätter  
VII. Jg. 1906, S. 200 - 203  
Die Hemmerschen Blitzableiter.  
Mannheimer Geschichtsblätter  
VII. Jg. 1906, S. 45

# THE ROLE OF REFERENCE STATIONS IN THE SEARCH FOR CLIMATIC TRENDS

H. E. Landsberg  
University of Maryland

## ABSTRACT

The task to discern trends in the typical climatic noise spectrum is very complex. It is aggravated by station shifts and environmental alterations. Hence a network of climatological stations at locations where permanence and stability of environment can be anticipated is essential. In the United States 21 such reference stations are now operative. Some of them have already long records, which are helpful in assessing natural and anthropogenic trends. Urbanization has unfortunately marred most of the long-year records.

## 1 INTRODUCTION

In recent years there has been a great deal of controversy about the evolution of climate. Has the globe cooled or has it warmed? Are we headed for another glaciation or will the holocene climatic optimum be repeated? Are volcanic eruptions changing the climate? Have anthropogenic effluents and energy rejection altered the climate? Much effort has been devoted to answer these questions. But these answers even in local areas have been ambiguous because many of the long-term records are of dubious quality. As we celebrate the bicentennial of the Mannheim network of meteorological stations it is fact that a number of the stations established then are still operative. The World Meteorological Organization (1965) has published a list of long-record stations, a number of them dating back into the middle of the 18th century. A few series even longer than 200 years in England (Manley, 1974), Germany (Lenke, 1961; Brumme, 1980), the U.S.S.R. (Rubinshtein, 1979), Sweden (Hamberg, 1906) and the U.S. (Landsberg et al., 1968) have been reconstructed. Nearly all of them are in urban areas. In many regions of the globe there are no stations with long records at all. Worst of all at many localities there has been no continuity of record. Inhomogeneities abound. Relocation, even by a few kilometers, vitiates precipitation records and can play havoc with comparability of temperature and wind series.

## 2 REFERENCE STATIONS

The foregoing clearly establishes the need for climatic reference stations, which the WMO (1975) has defined as specifically intended for the purpose of determining climatic trends. These have to be maintained in perpetuity at locations where man-made environmental changes are, and can be expected to remain at a minimum. Such sites are difficult to find, especially with an already established long record. In the large United States only 21 sites have been so identified. The longest record dates back only to 1887, at the Blue Hill Observatory in Massachusetts. Instrumentation at these locations is uniform, calibrations are maintained and special care is used in the quality control of the observations. In Germany there is the fortunate circumstance that one of the stations in the

Mannheim network fulfills the requirements: Hohenpeissenberg (Keil, 1978). In the framework of the World Climate Program a network of such stations must be identified or, where necessary, established. Failure to do so will leave us uncertain even in the future to ascertain climatic fluctuations and trends. Surface stations will be useful for the determinations of local and regional conditions. For hemispheric and global aspects of climate Parker (1980) has recently suggested "a complete and quality-controlled data set of upper-air observations" and a grid-point scheme over the oceans. His work shows how uncertain many of the published estimates of recent climatic fluctuations are.

## 3 URBAN INFLUENCES

Let me just illustrate the problem in using many of the old, long records. In Baltimore, Maryland, we have temperature observations since 1817. The early part of the series is inhomogeneous because of station shifts. Since the beginning of the century location has been maintained. But the metropolitan area has more than doubled in size and industrial activity has grown. The heat island has grown with it. The effect on the record is shown in figure 1, where Woodstock, 23 km to the WNW is used as reference station. The upper panel of the figure shows that in the past 80 years there has been almost no change in temperature at Woodstock, using 5-year consecutive means. In that interval as the lower panel shows, the annual temperatures have in Baltimore have risen by about 2°C. A typical man-made alteration of climate. Changnon (1979) documented similar modification for summer rainfall in St. Louis. And Rubinshtein (1979) has reported a nearly linear drop in wind speed in 25 years in the growing town of Gantsevitchi (figure 2).

## 4 CONCLUDING REMARKS

Reliable information on climatic trends has become an imperative necessity for discovery of cause-and-effect relationships of natural climatic fluctuations, such as solar influences. It is also mandatory for discernment of anthropogenic alterations of climate and the validation of climate models. These goals can only be accomplished by a well-functioning network of climatic reference stations.

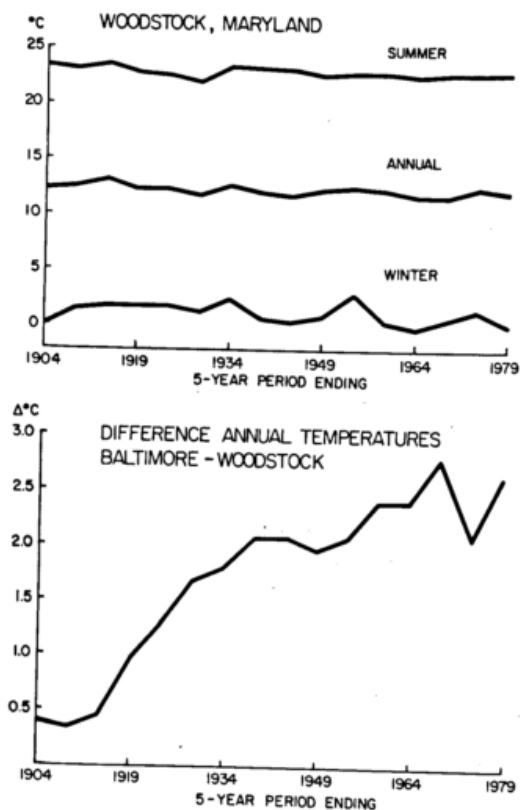


FIG. 1 (Upper Panel) Successive 5-year mean values of temperature reference station Woodstock.  
(Lower Panel) Time series of difference of annual temperature at urban station Baltimore-Reference station Woodstock.

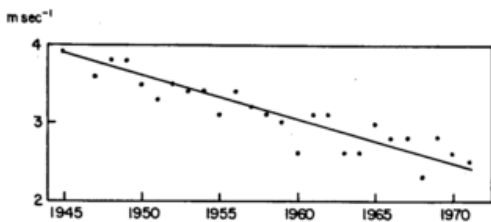


FIG. 2 Time series of gradual decrease of wind speed due to urbanization at Gantsevitchi (data of Rubinshtein, 1979).

## 5 REFERENCES

- BRUMME, B.; Neubearbeitung der Berliner Temperaturreihe der Periode 1700 bis 1710. Meteorol. Rdsch. 15 (1980) 215-216.
- CHANGNON, S.A., Jr.; Rainfall changes in summer caused by St. Louis. Science 205 (1979) 402-404.
- KEIL, K.; Witterungsschwankungen. Naturwissensch. 65 (1978) 432-433.
- LANDSBERG, H.E.; YU, C.S.; HUANG, L.; Preliminary reconstruction of a long series of climatic data for the Eastern United States. Inst. f. Fluid Dyn. & Appl. Math., U. of Md., Tech. Note BN-571, College Park, Md., 30 pp.
- LENKE, W.; Neuberechnung der Temperaturwerte von Berlin für die Jahre 1730 bis 1750. Meteorol. Rdsch. 6 (1961) 162-170.
- MANLEY, G.; Central England temperature: monthly means 1659 to 1973. Q.J.R. Meteorol. Soc. 100 (1974) 473-499.
- PARKER, D.E.; Climatic change or analysts' artifice? - a study of grid-point upper-air data. Meteorol. Mag. 109 (1980) 129-152.
- RUBINSHTEIN, E.S.; Odnorodnost meteorologicheskikh ryadov vo bremeni i prostranstve v svyazi s issledovaniem izmeneniya klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad (1979), 80 pp.

## MARITIM-METEOROLOGISCHE MESSNETZE

G. Duensing

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt in Hamburg  
2000 Hamburg 4, Bernhard-Nocht-Straße 76

### 1.1 Zusammenfassung

Die Anforderungen der Synoptik und der Klimatologie an meteorologische Meßnetze sind im Wandel begriffen. Ein Meßnetz, das allen Anforderungen gerecht wird, kann nicht realisiert werden. Es wird dargelegt, wieweit neben rein wissenschaftlichen Überlegungen auch andere, z. B. volkswirtschaftliche Gesichtspunkte bei der Konzeption von Meßnetzen und ihrer Verknüpfung zu berücksichtigen sind. Darauf fußend wird die zukünftige Form von maritim-meteorologischen Meßnetzen umrissen.

### 1.2 Summary

The demands of weather forecasting and climatology on meteorological measuring networks are increasing. A measuring network, meeting all requirements, cannot be established. It is known, to what extent the concept of measuring networks and the level of their integration is influenced by other than scientific considerations, e. g. by economics. Basing upon this, a draft of future marine meteorological networks is given.

## 2 HEUTIGE MARITIM-METEOROLOGISCHE MESSNETZE

### 2.1 Geschichtlicher Überblick

Wind und Seegang hatten für Segelschiffe in früheren Zeiten eine übertragende Bedeutung. Die Entdeckungsfahrten brachten Kunde von den Windsystemen der Erde, so daß durch systematische Zusammenfassung der Kenntnisse sehr früh optimale Routen für Segelschiffe empfohlen und Gefahrenzonen, insbesondere Gebiete mit häufigen Stürmen gemieden werden konnten.

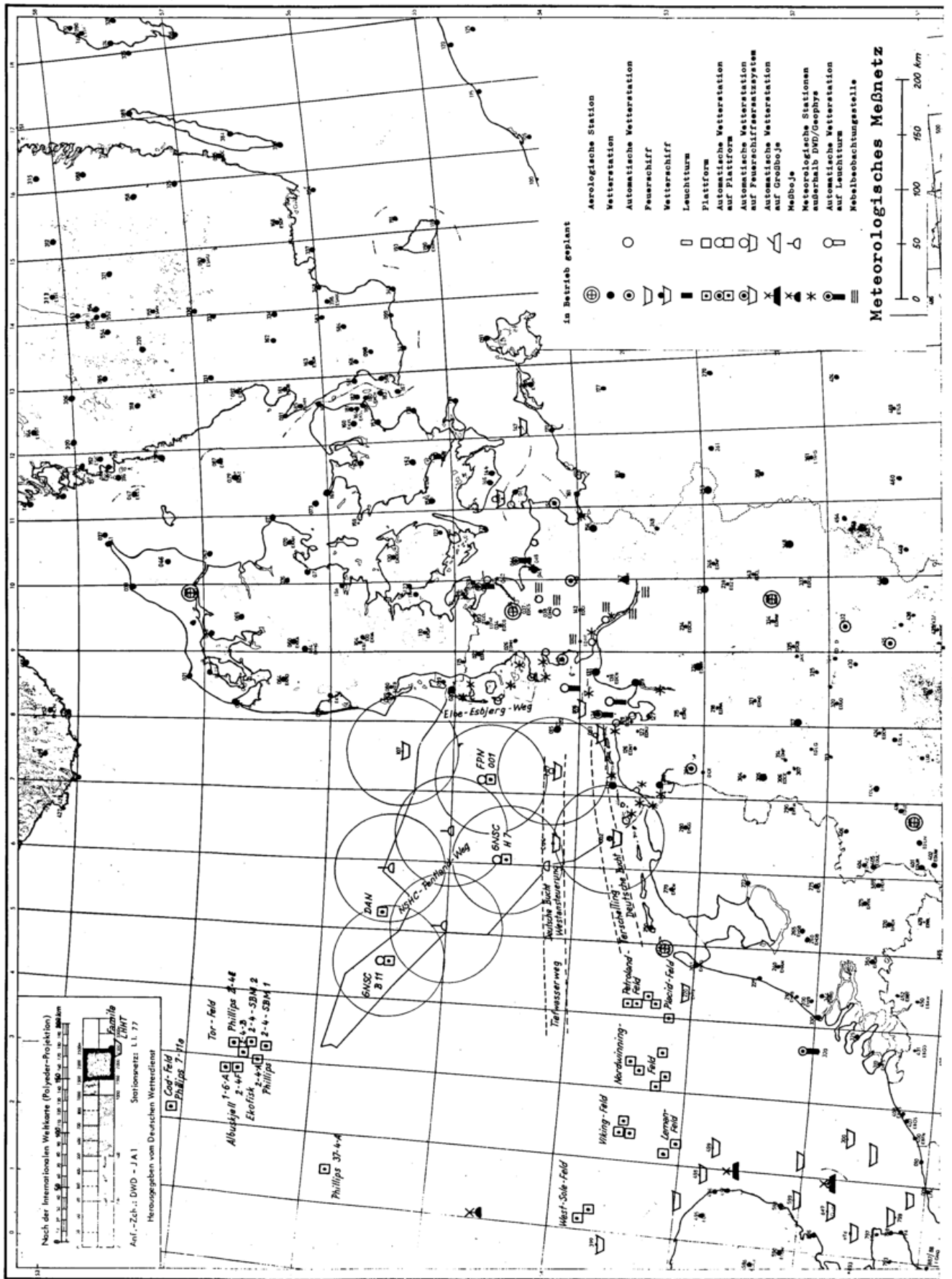
Während die synoptische Meteorologie gleichzeitige Beobachtungen regelmäßig verteilt auf den Seegebieten verlangt, wobei der Meßträger sich bewegen kann, benötigt die maritime

Klimatologie regelmäßige Beobachtungen an einem festen Ort. Beides konnte mit der Einführung mathematisch-statistischer Methoden durch ein einheitliches Meßsystem weltweit gelöst werden.

### 2.2 Aufgaben eines maritim-meteorologischen Meßnetzes

Die meteorologische Sicherung des See- und Luftverkehrs ist heute eine der Aufgaben des Deutschen Wetterdienstes, dem es ebenfalls obliegt, die Küstenregion vor Stürmen zu warnen. Der Küstenschutz wird gemeinsam von Bund und Ländern getragen.

Zur Durchführung dieser wichtigen Aufgaben muß das an Land bestehende, feste meteorologische Stationsnetz seewärts ausgedehnt werden. Ein maritim-



meteorologisches Meßnetz kann nach sehr unterschiedlichen Gesichtspunkten konzipiert werden. Neben den wissenschaftlichen und technischen Erfordernissen eines maritim-meteorologischen Meßnetzes gilt es, auch die volkswirtschaftlichen Aspekte zu beachten. Die für Aufbau und Unterhaltung eines maritimen Meßnetzes notwendigen finanziellen Mittel müssen in einem vertretbaren Verhältnis zu ihrem wirtschaftlichen Nutzen stehen. Deshalb sollten vorrangig die Anforderungen an ein Meßnetz seitens der verschiedenen Institutionen koordiniert werden. Ebenso müssen bei der Konzeption eines maritimen Meßnetzes bestehende feste Positionen wie vorgelagerte Küstenabschnitte, Inseln, Leuchttürme und Plattformen möglichst als Meßpunkte genutzt werden. Um die Folgekosten eines maritimen meteorologischen Meßnetzes gering zu halten, sind neben den genannten Plattformen weiterhin Schiffe einzusetzen.

Auch in Zukunft werden für die Wettervorhersage die Informationen durch Satelliten nicht ausreichen. Zur Beurteilung der physikalischen atmosphärischen Prozesse bleiben meteorologische Messungen in Bodennähe und Vertikalsondierungen mit Radiosonden notwendig.

Hierzu ist der Aufbau von Meßnetzen verschiedener Stationsdichte und Konfiguration erforderlich. Die Netze sind trotz ihrer unterschiedlichen Aufgabenstellung

- numerische Wettervorhersage
- synoptische Wettervorhersage
- Sicherung der Schifffahrt
- Küstenschutz

miteinander verknüpfbar.

Der gegenseitige Abstand der maritimen Automatischen Wetterstationen (AWst) und der übrigen Wetterbeobachtungsstationen richtet sich einerseits nach

ökonomischen Gesichtspunkten, muß aber andererseits den klimatischen Unterschieden und synoptischen Erfordernissen gerecht werden.

Zu den Aufgaben eines maritim-meteorologischen Meßnetzes zählen:

- Erfassung meteorologischer Daten für die Wettervorhersage
  - Erfassung meteorologischer Daten für eine frühzeitige Warnung der Schifffahrt und der Küstenbewohner vor Unwetter, insbesondere Sturm, hohem Seegang und Nebel
  - Erstellung von Grundlagenmaterial für Seegangsvorhersagen für die hohe See und für Brandungszonen sowie für Sturmflutvorhersagen und zur Beweissicherung
  - Meteorologische Sicherung der Seeverkehrswege und Beratungen bei Seenotfällen
  - Meteorologische Sicherung maritimer Aktivitäten und der Versorgung der Plattformen durch Schiffe
  - Meteorologische Sicherung der Versorgungsflüge zu den Plattformen sowie des Allgemeinen Luftverkehrs zu den Inseln und über See
  - Meteorologische Sicherung gefährdeter Küstenabschnitte und spezieller Küstenbauwerke
  - Erfüllung von Forschungsaufgaben. Der Entwurf eines maritim-meteorologischen Meßnetzes für die Nord- und Ostsee und ihre Küsten orientiert sich an den Erfordernissen für den Wetterberatungsdienst und versucht weitgehend, den Forderungen anderer Institutionen gerecht zu werden.
- Auch für weitergehende wissenschaftliche Zwecke werden zwar laufend Informationen über die physikalischen Vorgänge in der maritimen Atmosphäre gewünscht, jedoch müssen die Erfordernisse zur Sicherung menschlichen Lebens und Volksvermögen auf See und an der Küste vorrangig bleiben.

# PROJEKT ANETZ: KONZEPT UND REALISIERUNG EINES NETZES VON AUTOMATISCHEN WETTERSTATIONEN IN DER SCHWEIZ

Jürg Joss

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti, Schweiz

## Zusammenfassung, Abstract

Seit 1976 wird von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt gemeinsam mit dem Bundesamt für Landwirtschaft ein Messnetz automatischer Wetterstationen aufgebaut. Die Wetterstation sowie einzelne Messfühler wurden speziell entwickelt. Die Aussenstationen werden durch einen Kleincomputer im 10-Minuten-Intervall abgefragt. Mitte 1980 waren 42 der 64 geplanten Stationen in Betrieb. Nach zweieinhalbjährigem Dauerbetrieb kann die Zuverlässigkeit des Gesamtsystems als gut bezeichnet werden.

Since 1976 the Swiss Meteorological Institute in collaboration with the Agricultural Research Institutes is setting up a network of automatic weather stations. The station and some of the sensors were developed for this application. Each station is interrogated every 10 minutes from a minicomputer via telephone line. In June 1980, 42 of 64 planned stations were operational. Over two years of experience have demonstrated a good reliability of the system.

## 1 KONZEPT

Das Projekt ANETZ wird gemeinsam mit dem Bundesamt für Landwirtschaft und in Zusammenarbeit mit der Eidgenössischen Kommission zur Ueberwachung der Radioaktivität (KUER) realisiert.

Die Wetterstationen sind über ein sternförmiges Netz gemieteter Telefonleitungen mit zwei Zentralstationen mit Standort in Zürich und Locarno verbunden (Abb. 1). Beide Zentralen sind gleich ausgerüstet. Im Störfall übernimmt die Reservezentrale in Locarno automatisch den Betrieb. In der Zwischenzeit kann sie für Programmentwicklungen und für Auswertungen verwendet werden. Nacheinander wird jede Station von einer der zwei Zentralen, normalerweise von derjenigen in Zürich, alle 10 Minuten aufgerufen und deren Meldung lokal auf Platte und Magnetband abgelegt. Anschliessend werden die in Echtzeit gewünschten, kontrollierten und verarbeiteten

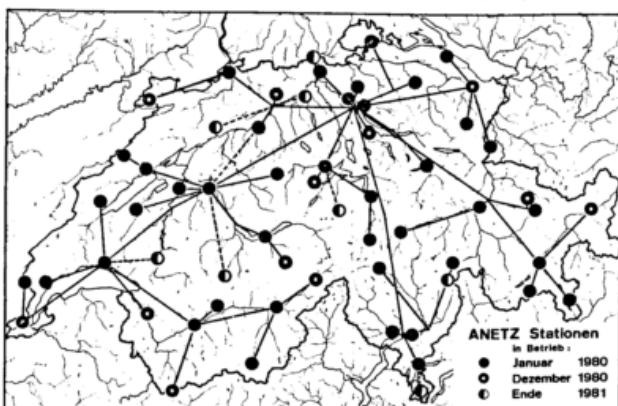


Abb. 1: Standorte der automatischen Wetterstationen sowie Uebermittlungsnetz des Projektes ANETZ. 42 Stationen stehen gegenwärtig in Betrieb. Das Gesamtnetz wird 1981 maximal 64 Stationen umfassen.

Daten an die Benutzer weitergeleitet. Der ganze Verkehr geschieht im Frequenzmultiplex über fünf Kanäle mit je 200 Baud Uebertragungsgeschwindigkeit auf einer einzigen Telefonleitung. Diesen fünf Kanälen sind zugewiesen: Zentralenaufwurf, Stationsantwort, Datenaustausch zwischen den beiden Zentralen (2 Kanäle) sowie Abgabe der Benutzermeldungen. Die Ueberwachung der Stationen und der Uebermittlung erfolgt durch die in Betrieb stehende Zentrale. Diese und die Reservezentrale wiederum werden durch zwei Kontrolleinheiten überwacht, die unter sich über die gleiche Telefonleitung verbunden sind. Bei Bedarf leiten diese Kontrolleinheiten die automatische Umschaltung von Zürich nach Locarno oder zurück ein. Dieses Doppelsystem an zwei verschiedenen Orten soll den unterbrechungsfreien Betrieb bestmöglich sicherstellen. Entwicklung und Auswahl von Station und Messfühler geschah nach folgenden Kriterien, geordnet nach abnehmendem Gewicht: Zuverlässigkeit, Robustheit gegen Temperatur-, Wetter-, Blitz- und andere Störeinflüsse, Preis, Bedarf an elektrischer Leistung und Einfachheit der Installation.

Die Investitionskosten betragen für das ganze Netz ca 7 Mio Franken, die jährlichen Betriebskosten sind nach Vollausbau auf Fr. 770'000.-- geschätzt.

## 2 DIE WETTERSTATION

Die Wetterstation SWISSMETEO wurde von den beiden Firmen Compagnie Industrielle Radioélectrique (CIR) in Bern und Meteolabor in Wetzikon ZH entwickelt. Sie erlaubt, bis zu 64 Messgrößen zu einem festen Zeitpunkt alle 10 Minuten lokal zu speichern und für die Abfrage bereitzuhalten. Jede in die Station eingeführte Leitung ist gegen Blitz und Hochfrequenzfelder geschützt. Zudem kann die Station Netzausfälle von bis zu einer Woche ohne Meldungsausfall überbrücken.

### 3 BEOBACHTUNGSGROESSEN

Neben den automatisch erfassten Grössen, auf die im nächsten Kapitel näher eingegangen wird, besteht zusätzlich die Möglichkeit, an den Ausenstationen durch den Betreuer Kontrollmessungen und Augenbeobachtungen (Bewölkungsmenge, Wolkenart und -höhe, Sicht, Bodenzustand, Schneehöhe und allgemeiner Wettercharakter) von Hand einzugeben. Dies erfolgt bei den 20 wichtigsten Stationen sechs- bis achtmal täglich (alle 3 Stunden); bei den übrigen Messstellen werden solche Zusatzbeobachtungen (sofern ein Beobachter anwesend ist) dreimal täglich ausgeführt. Die so eingegebenen Grössen werden, zusammen mit den alle 10 Minuten automatisch erfassten Werten, an die Zentralstation übermittelt. Dank der erweiterungsfähigen modularen Bauweise der Wetterstation können bei Bedarf andere Messgrössen eingebaut und damit neue Bedürfnisse ohne Aenderung des Systems befriedigt werden.

### 4 MESSINSTRUMENTE

Die Einführung von automatischen Wetterstationen bedeutet messtechnisch eine Abkehr von vielen bisherigen Instrumenten. Alle Messgrössen müssen in Form elektrischer Signale an die Station SWISSMETEO übertragen werden. Nebst dem Bau der eigentlichen Wetterstation mussten daher auf dem Markt erhältliche Instrumente angepasst und einzelne Geber neu entwickelt werden.

Folgende Instrumente sind an unsere Wetterstation angeschlossen:

Temperaturen werden 2 m und 5 cm über grasbewachsenem Boden sowie an etwa 20 Stationen in 5, 10, 20, 50 und 100 cm Tiefe in der Erde gemessen. An die Stelle des klassischen Quecksilberthermometers tritt ein temperaturabhängiger elektrischer Widerstand. Der Fühler der offiziellen Stationstemperatur (2 m über Boden) befindet sich in einem abwechslungsweise geheizten und ventilerten Rohr. So wird eine mögliche Benetzung und Vereisung verhindert, und die Messung ist nicht durch störende Strahlungseinflüsse verfälscht. Die Bestimmung der relativen Feuchtigkeit erfolgt wie bisher mit einem Haarhygrometer. Zur Messung des Luftdrucks an etwa 35 Stationen verwenden wir Aneroiddosenbarometer (Abb. 2/3). Beim Wind wird mit Hilfe eines in 10 Metern Höhe aufgestellten Schalensterns und einer Windfahne (Abb. 2/5) die mittlere Geschwindigkeit und Richtung als 10-Minuten-Windweg sowie zusätzlich die dazugehörige maximale Spitzengeschwindigkeit bestimmt. Bei extremen winterlichen Messbedingungen gelangt an Gipfelstationen (z.B. Säntis, La Dôle) ein spezieller Gebirgswindmesser (Abb. 2/1) mit starker Heizung und Staudruckgeschwindigkeitsmessung zum Einsatz. Für die Erfassung der Sonnenscheindauer sind Siliziumfotozellen eingesetzt, welche periodisch durch einen rotierenden Bügel abgeschattet werden. Uebersteigt der Intensitätsunterschied Sonne/Schatten den eingestellten Schwellwert von  $200 \text{ W/m}^2$ , wird Sonne angezeigt. Während bei diesem Instrument nur entschieden

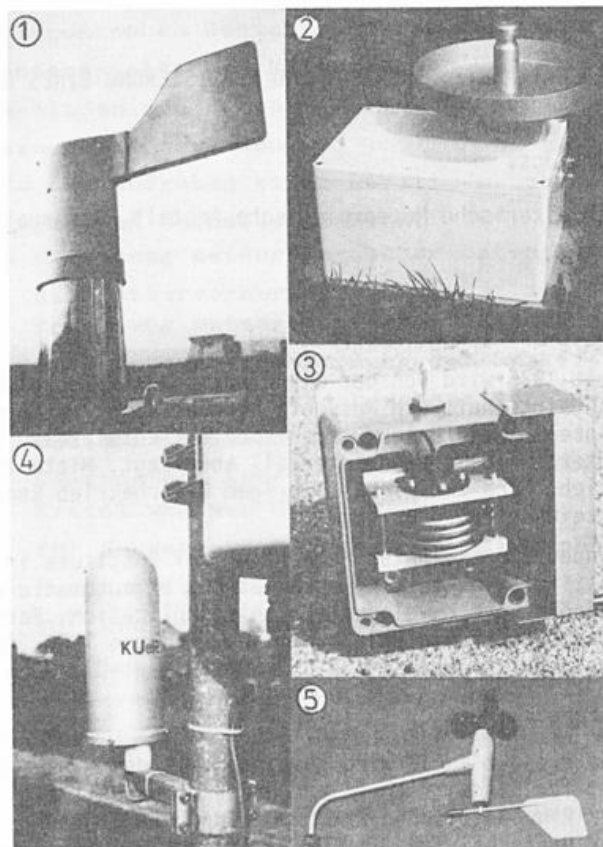


Abb. 2: Ausgewählte Messinstrumente der automatischen Wetterstation:

- 1 Gebirgswindmesser SIAP (für Bergstationen)
- 2 Verdunstungswaage (für agrarmeteorologische Zwecke)
- 3 Aneroidbarometer, geöffnet, zur Messung des Luftdrucks
- 4 Radioaktivitätsmesser (Geiger/Müller-Zählrohr in Schutzzyylinder)
- 5 Schiltknecht-Windmesser (für Standardstation)

wird, ob und wie lange die Sonne scheint, ermittelt der Globalstrahlungsmesser die Strahlungsleistung, welche auf eine Horizontalfläche auftrifft. Als Neuigkeit im meteorologischen Beobachtungsnetz der SMA ist im ANETZ ein Helligkeitsfühler eingesetzt. Die von einer Fotozelle analog zum Belichtungsmesser in der Fotografie gelieferten Lichtwerte sollen unter anderem Rückschlüsse auf die Bewölkungsverhältnisse ermöglichen. Beim Blitzzähler werden mit Hilfe einer Antenne die elektrischen Entladungen während Gewittern gezählt und in zwei Intensitätsklassen, nah und fern, unterteilt. Der Niederschlag wird mit der von der SMA am Osservatorio Ticinese in Locarno-Monti entwickelten Niederschlagswippe (nach JOSS-TOGNINI) erfasst. Ein spezielles Heizsystem sorgt für Wintersicherheit auch bei extremen Wetterverhältnissen im Gebirge. Gegenwärtig wird untersucht, inwieweit anhand der ebenfalls gemessenen Heizleistung zum Schmelzen des Niederschlags eine Aussage über die Nie-

derschlagsart gemacht werden kann. An einigen für die Landwirtschaft wichtigen Stationen gelangt als Spezialinstrument eine Verdunstungswaage zum Einsatz (Abb. 2/2). Für die Überwachung der Radioaktivität ist ein automatisch arbeitendes Geiger/Müller-Zählrohr angeschlossen (Abb. 2/4). Die über jeweils 10 Minuten aufsummierte Anzahl Entladungen im Rohr gibt Auskunft über die Intensität der radioaktiven Strahlung. Wird an einer der mit diesem Fühler ausgerüsteten 51 Stationen eine kritische Intensität überschritten, sendet die Zentrale Alarmmeldungen aus.

## 5 DATENAUFBEREITUNG

Im vollausgebauten Netz erhalten wir vom ANETZ pro Jahr von den 64 Stationen total  $5 \cdot 10^8$  Zeichen, welche folgende Realtime-Verarbeitung erfahren:

Nach erfolgtem Meldungseingang von den Aussenstationen (alle 10 Minuten) müssen durch die Zentrale in einem ersten Schritt durch eine Qualitätskontrolle die eindeutig falschen Messwerte ausgesondert und mögliche Fehler angezeigt werden. Auf diese Weise sollen keine groben Fehler an die Benutzer weitergeleitet und die Behebung auftretender Instrumentenmängel rasch angeordnet werden können. Durch besondere Vergleichstests sind darauf die den Wetterdienst interessierenden speziellen Wettererscheinungen (kritische Temperaturen, Starkniederschläge, Gewitter, Föhn u.a.) auszusondern. In einem dritten Schritt müssen alle weiterzuleitenden Wetterinformationen in die von der zentralen Datenverarbeitungsanlage METEOR verarbeitbare Form gebracht werden. Zuletzt speichert die Zentralstation alle Grunddaten für nachträgliche Verarbeitungen und Untersuchungen auf Magnetband ab.

## 6 PRODUKTE

Als Grundinformation müssen von den 20 wichtigsten Stationen alle 3 Stunden Wettermeldungen im SYNOP-Code ausgegeben werden. Zusätzlich gelangen die neugeschaffenen stündlichen ANETZ-Sammelmeldungen von allen Stationen an unsere eigenen Dienststellen und an weitere Empfänger. Nebst diesen regelmässigen Meldungen werden beim Auftreten kritischer Wettersituationen (z.B. Sturm, Frost, Gewitter) Warnungen abgesetzt. Auch Radioaktivitätswarnungen gehören zu dieser Informationsgruppe. Im weitern stehen den Meteorologen auf einem Datensichtgerät regionale Übersichten über die Temperatur-, Niederschlags-, Gewitter- oder Sonnenscheinverhältnisse zur Verfügung. Dadurch wird die Verfolgung der laufenden Wetterentwicklung stark verbessert.

## 9 LITERATUR

### PROJEKTGRUPPE ANETZ

Wie diese Aufzählung der gegenwärtig vom ANETZ abgegebenen Wetterinformationen zeigt, muss eine Flut von Grunddaten für den Echtzeitgebrauch (Prognosen, Alarme) auf das Wesentliche konzentriert werden. Alle Grunddaten bleiben vorläufig noch für spätere Bearbeitungen abgespeichert. Die bestmögliche künftige Datenkonzentration ist ein rückgekoppelter Erfahrungsprozess, welcher in den kommenden Jahren, gestützt auf Spezialuntersuchungen und Erprobungen neuer Verfahren, weiter ablaufen muss.

## 7 ZUVERLAESSIGKEIT

Sowohl beim Konzept ANETZ wie bei den Einzelrealisierungen war die Zuverlässigkeit das erste Entwicklungskriterium. Damit konnten bisher folgende Resultate erreicht werden:

Am meisten Ausfälle werden wie erwartet mit 3-4 Störungen pro Jahr und Station durch die Messfühler bewirkt. Da in dieser Zahl verschiedene Anfangsschwierigkeiten neu entwickelter Messfühler enthalten sind, sollte sich diese Ausfallrate künftig verkleinern. Weil zudem einzelne wichtige Messgrössen (Temperatur, Strahlung) durch verschiedene Geber erfasst werden, kann ein Teil dieser Ausfälle überbrückt werden. Die Wetterstation selbst brachte im Mittel 0.4 Ausfälle pro Stationsjahr. Diese Zahl liegt leicht höher, als aufgrund der Zuverlässigkeitsbetrachtungen vorausgesagt worden war. Während weniger als 2 % der Zeit lassen Uebermittlungsstörungen des Telefonnetzes Meldungen ausfallen. Seit Januar 1978 waren ein einziges Mal beide Zentralen während zwei Stunden ausser Betrieb (0.1 %).

Gesamthaft wurden beispielsweise 1979 von den in unserer Zuverlässigkeitskontrolle erfassten sechs Parametern (Temperatur, Feuchtigkeit, Niederschlag, Windspitze, Helligkeit und Sonnenscheindauer) von 1.76 Mio erwarteten Stundenwerten 99.26 % in die Stundendatei abgelegt.

## 8 AUSBLICK

Ohne unvorhergesehene technische Schwierigkeiten soll der Netzaufbau 1981 beendet sein. Diese automatischen Daten eignen sich dank ihrer räumlichen Dichte für den Einbau in das in einigen Jahren den Wetterdiensten zur Verfügung stehende System digitaler Wetterradar- und Wetter satellitendaten (Vgl. dazu A62 "Digitale Radarbilder im schweizerischen Wetterdienst"). Sie ermöglichen eine sofortige Eichung der durch Fernerkundung gewonnenen Angaben über die Wetterverhältnisse an konkreten Stationsstandorten und führen so zu einer optimalen gemeinsamen Nutzung aller anfallenden Wetterinformationen.

Automatisierung der Beobachtungsnetze in der Schweiz. Kurzbericht der Projektgruppe PAN, 18 S., September 1978 (enthält eine Liste der ANETZ-Betriebsunterlagen sowie der technischen Beschreibungen der einzelnen Elemente des Netzes).

UNTERSUCHUNGEN ZUR OPTIMALEN DICHTE KLIMATOLOGISCHER MESSNETZE  
IM BEREICH DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES

Gerhard Müller

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Abteilung Klimatologie  
Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main

Aufbauend auf theoretischen Ansätzen von Gandin läßt sich in räumlich homogenen Gebieten eine optimale Dichte meteorologischer Meßnetze in Abhängigkeit von der für räumliche Interpolation geforderten Genauigkeit finden. Als Grundlage dazu wurden für verschiedene meteorologische Parameter Korrelationen zwischen zahlreichen deutschen Klimastationen berechnet.

Using theoretical concepts developed by Gandin, in homogeneous areas an optimal density of meteorological measuring networks depending on the accuracy required for spatial interpolation can be calculated. As a basis correlations between a large number of German climatological stations have been computed for various meteorological parameters.

### 1 EINLEITUNG

Grundlage klimatologischer Arbeit ist die Kenntnis der Häufigkeitsverteilung der Werte der meteorologischen Parameter in einem Gebiet. Zur Gewinnung der dazu nötigen Daten dienen Netze von Meßstationen, die nach einheitlichen Richtlinien über viele Jahre hinweg in weitgehend unveränderter Umgebung an Standorten, die für ein möglichst großes Gebiet repräsentativ sind, regelmäßige Messungen der wesentlichen meteorologischen Größen durchführen.

Da die räumliche Variabilität der Parameter und die bei Interpolationen zu fordernde Genauigkeit unterschiedlich sind, wird zur flächendeckenden Erfassung für jede meteorologische Größe im Prinzip eine andere Netzdichte benötigt. Um die Veränderlichkeit der Parameter zu berechnen, sind jedoch bereits lange Meßreihen nötig, so daß die Bestimmung einer optimalen Dichte der Meßnetze erst nach längerem Bestehen von Meßnetzen möglich ist.

Die derzeitigen Meßnetze des Deutschen Wetterdienstes stellen einen Kompromiß dar, aus der Forderung nach einem möglichst dichten Meßnetz einerseits und den Beschränkungen andererseits, die durch die Einrichtungs- und Unterhaltungskosten der Netze sowie die Verarbeitung der Datenmengen bedingt sind.

Da diese Meßnetze historisch gewachsen sind, ist die Lage der Stationen oft durch praktische Erwägungen der Verfügbarkeit von Standorten bestimmt worden. Der unterschiedlichen räumlichen Variation der einzelnen meteorologischen Parameter ist durch die Einrichtung spezieller Meßnetze für Wind und Niederschlag, die erfahrungsgemäß durch kleinräumige Effekte besonders beeinflusst werden, Rechnung getragen worden.

Mit einer systematischen Untersuchung der räumlichen Variabilität der meteorologischen Größen und der zur flächendeckenden

Erfassung dieser Parameter notwendigen Netzdichte für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland wurde erst vor kurzem begonnen.

### 2 THEORETISCHE GRUNDLAGEN ZUR BERECHNUNG EINER OPTIMALEN MESSNETZDICHT

Für ein räumlich einheitliches Gebiet, in dem die Varianz der Meßwerte überall gleich groß ist und die Korrelation zwischen äquivalenten Daten zweier Meßstationen nur von ihrem Abstand abhängt, läßt sich der Interpolationsfehler  $E_{opt}$  bei optimaler Interpolation nach folgender Formel bestimmen:

$$E_{opt} = 1 - \sum_{i=1}^n (P_i m_{i0}) \quad (1)$$

$P_i$ : Wichtungsfaktor, mit dem die Station  $i$  in die optimale Interpolation eingeht

$m_{i0}$ : Wert der Korrelationsfunktion  $m=f(r)$  für den Abstand  $r_{i0}$  der Station  $i$  von dem Punkt  $o$ , für den interpoliert wird.

Für die Wichtungsfaktoren  $P_i$  gilt:

$$\sum_{j=1}^n (m_{ij} P_j) + \frac{s_i^2}{s^2} P_i = m_{i0}; \quad i=1, 2, \dots, n \quad (2)$$

$m_{ij}$ : Wert der Korrelationsfunktion für das Punktepaar  $i, j$

$s_i^2$ : Streuung des Meßfehlers am Punkt  $i$

$s$ : Streuung der Meßwerte

Daraus läßt sich für jede gewünschte Interpolationsgenauigkeit die dazu notwendige Dichte des Meßnetzes berechnen.

In der Praxis sind die Forderungen der Homogenität und Isotropie allerdings höchstens annähernd erfüllt. Für orographisch gegliedertes Gelände lassen sie sich maximal für einzelne Höhen-schichten aufrechterhalten.

Wird die Forderung der Homogenität und Isotropie auf die Korrelationsfunktion beschränkt, während die Varianz  $s^2$  variabel sein darf, so erhält man

$$E_{\text{opt}} = 1 - \sum_{i=1}^n (m_{i0} q_i) \quad (3)$$

$$\sum_{j=1}^n (m_{ij} q_j) + \frac{s_f^2}{s_i^2} q_i = m_{i0} \quad (4)$$

$$q_i = \frac{s_i}{s_0} P_i \quad (5)$$

Für die praktische Anwendung des Verfahrens lassen sich Gruppen zu je 3 Meßstationen bilden, die annähernd auf einer Geraden liegen. In (3) und (4) ist dann  $n=2$ , und die Formeln gehen über in:

$$E_{\text{opt}_2} = 1 - q_1 m_{10} - q_2 m_{20} \quad (6)$$

$$q_1 = \frac{\left[ 1 + \frac{2}{\frac{s_f^2}{s_2^2}} \right] m_{10} - m_{20} m_{12}}{\left[ 1 + \frac{2}{\frac{s_f^2}{s_1^2}} \right] \left[ 1 + \frac{2}{\frac{s_f^2}{s_2^2}} \right] - m_{12}^2} \quad (7)$$

Für  $q_2$  gilt (7) mit entsprechend vertauschten Indizes.

### 3 BISHER DURCHGEFÜHRTE UNTERSUCHUNGEN

Um das oben genannte Verfahren zur Bestimmung einer optimalen Netzdicke zu verwenden, ist die Kenntnis der Korrelationsfunktion notwendig. Daher wurden zunächst für verschiedene meteorologische Parameter Korrelationen zwischen zahlreichen Stationen des klimatologischen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes getrennt für die einzelnen Monate des Jahres berechnet. Als erstes Ergebnis liegen Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit vom Abstand der Stationen vor, wobei zur Eliminierung der Auswirkung größerer Höhenunterschiede nur Stationspaare mit einer maximalen Höhendifferenz von 100 m benutzt wurden.

Für jedes Stationspaar wurde jeweils der gesamte Zeitraum, für den Parallelmessungen vorliegen, ausgewertet. Jedoch wurden nur solche Stationspaare berücksichtigt, bei denen mindestens 100 Einzelwerte für die Berechnung jedes Korrelationskoeffizienten zur Verfügung standen.

Bei der Lufttemperatur zeigen sich sehr starke Korrelationen (alle Korrelationskoeffizienten über 0.90, meist über 0.95) ohne wesentliche Unterschiede zwischen den Jahreszeiten. Eine Abnahme

der Korrelation läßt sich in dem für praktische Zwecke wesentlichen Entfernungsbereich zwischen 20 und 85 km kaum erkennen.

Sehr ähnliche Verhältnisse ergeben sich bei allen Temperaturparametern (Tagesminimum, -maximum, Erdbodenminimum, Werte zu einzelnen Klimaterminen) sowie bei den entsprechenden Werten des Dampfdrucks.

Für die aus Temperatur und Dampfdruck berechenbare relative Luftfeuchte ergibt sich jedoch ein anderes Bild. Die Korrelationskoeffizienten sind wesentlich geringer. Sie schwanken sehr stark von Stationspaar zu Stationspaar. In den Herbst- und Wintermonaten sind die Korrelationen erheblich schwächer als in den Frühlings- und Sommermonaten. Dies kann auf lokale Feuchteanreicherungen unter niedrigen Inversionen im Winterhalbjahr zurückzuführen sein. Ab einer Entfernung von etwa 35 km läßt sich eine Abnahme der Korrelation mit zunehmendem Abstand zwischen den Stationen besonders in den Herbst- und Wintermonaten erkennen. Bei der täglichen Niederschlagshöhe findet man im Mittel noch etwas geringere Korrelationskoeffizienten als bei der relativen Feuchte. Hier sind die Korrelationen in den Herbst- und Wintermonaten verhältnismäßig stark; im Sommer sind sie besonders gering. Dabei wirkt sich offenbar die starke räumliche Variation sommerlicher Konvektionsniederschläge aus.

Beim Tagesmittel der Windstärke zeigt sich ein sehr diffuses Bild. Die Korrelationskoeffizienten sind allgemein gering. Es läßt sich keine Beziehung zwischen der Stärke der Korrelation zweier Stationen und deren Abstand feststellen. Schon bei relativ geringem Abstand kann es vorkommen, daß praktisch keine Korrelation zwischen den beobachteten Werten auftritt. Eine wesentliche Ursache hierfür dürfte in der ungenauen Schätzung der Windstärke zu suchen sein. Im Winter sind die Korrelationen noch relativ stark. Besonders schwache Korrelationen verzeichnen Sommer und Herbst. Dies dürfte auf die Ausbildung lokaler Windsysteme bei den in diesem Teil des Jahres gehäuft auftretenden gradientschwachen Wetterlagen zurückzuführen sein.

Bei allen Parametern sollten die Korrelationen zwischen den Stationen mit wachsendem Abstand schließlich verschwinden. Eine deutliche Abnahme der Korrelation der untersuchten Parameter findet sich jedoch erst ab einem Abstand von rund 100 km, und auch bei den größten im Klimanetz des Deutschen Wetterdienstes auftretenden Abständen von rund 700 km sind meist noch deutliche Korrelationen vorhanden.

Im Bereich der Netzdicke der Klimahauptstationen und der Niederschlagsmeßstellen zeigt sich hingegen meist eine Sättigung, allerdings überwiegend auf einem Niveau relativ geringer Korrelationen. Der große Rest an räumlicher Varianz wird offenbar durch so kleinräumige Effekte verursacht, daß das Meßnetz gar

nicht dicht genug sein kann. Nur bei der Lufttemperatur zeigt sich bereits ab einem Stationsabstand von 80 km eine Sättigung der Korrelation auf sehr hohem Niveau.

Wegen der großen Streuung der Korrelationswerte kann von einer Korrelationsfunktion kaum gesprochen werden. Offenbar ist die Forderung nach Isotropie des Zusammenhangs der Meßwerte benachbarter Stationen innerhalb der Bundesrepublik Deutschland nicht gegeben.

#### 4 DERZEITIGE UND WEITERHIN GEPLANTE ARBEITEN

Untersuchungen mit umfangreichem Datenmaterial sollen zeigen, ob zumindest in geographisch einheitlichen Teilgebieten eine optimale Netzdichte für einzelne meteorologische Größen bestimmt werden kann.

Es wird daher zur Zeit an einer Anwendung des oben geschilderten Verfahrens für die norddeutsche Tiefebene gearbeitet. Dabei wird zunächst nur das klimatologische Tagesmittel der Lufttemperatur behandelt, da diese Größe nach den Voruntersuchungen am ehesten ein brauchbares Ergebnis erwarten läßt. Inwieweit das Verfahren anschließend auch auf andere meteorologische Größen angewendet wird, hängt vom Ausgang dieser Untersuchung ab.

#### LITERATUR

GANDIN, L. S.

Objective Analysis of Meteorological Fields, Original Russisch, Leningrad 1963, englische Übersetzung Jerusalem 1965.

GANDIN, L. S.

The Planning of Meteorological Station Networks, WMO Technical Note No. 111, WMO-No. 265, Genf 1970.

LUCZAK, H.; GRIMM-LUCZAK

Zwischenbericht zum Forschungsprojekt des Deutschen Wetterdienstes zur Bestimmung der optimalen räumlichen Dichte in klimatologischen Meßnetzen. Darmstadt 1979 (unveröffentlicht).

MÜLLER, G.

Meßnetze, Meßmethodik. Promet 3/80.

Meßnetze der Landesanstalt für Immissionsschutz (Essen)  
zur Ermittlung von Immissionsbelastungen

S. Külske

Landesanstalt für Immissionsschutz Essen

Zusammenfassung

Es werden die Immissionsmeßprogramme der Landesanstalt für Immissionsschutz erläutert. Mit mobilen Meßgeräten erfolgen räumlich dichte, flächendeckende Messungen, mit stationären automatischen Meßstationen werden zeitlich kontinuierliche Messungen vorgenommen. Die Verwendung der Meßdaten wird erläutert.

Summary

Air quality measuring programs of the State Institute für Air Pollution Prevention (Landesanstalt für Immissionsschutz) are explained. With mobile measuring instruments closely spaced, area-covering measurements are carried out while with stationary automatic monitoring stations continuous measurements are obtained. Utilisation of obtained data is explained.

Die Landesanstalt für Immissionsschutz - eine Einrichtung des Landes Nordrhein-Westfalen - unterhält seit dem Jahre 1963 umfangreiche Meßprogramme zur Ermittlung von gas- und partikelförmigen Immissionen sowie von meteorologischen Größen, die für die Ausbreitung der Schadstoffe von Bedeutung sind. Das Meßgebiet umfaßt die sogenannten Belastungsgebiete. Das sind Gebiete, die nach § 44 des Bundesimmissionsschutzgesetzes durch Immissionen stark belastet sind. In Nordrhein-Westfalen wurden 5 Belastungsgebiete ausgewiesen. Es sind dies die Rheinschiene Süd mit der Stadt Köln, Rheinschiene Mitte mit Düsseldorf, Ruhrgebiet West mit Duisburg, Ruhrgebiet Mitte

mit Essen und Ruhrgebiet Ost mit Dortmund. Die Gesamtfläche aller Belastungsgebiete beträgt 3200 km<sup>2</sup>.

Die Ermittlung und Überwachung der Luftqualität bildet die Grundlage für Abhilfe- und Vorsorgemaßnahmen auf dem Gebiet der Luftreinhaltung. Die Ergebnisse der Immissionsmessungen schlagen sich in einem Immissionskataster nieder. Das Immissionskataster wird für folgende Zwecke verwandt:

- Beurteilung und Analyse der Luftbelastung mit ihren zeitlichen und räumlichen Änderungen,
- Kontrolle auf Einhaltung von Immissionsgrenzwerten und als Erfolgskontrolle für getroffene Verbesserungsmaßnahmen,

- Beurteilung von Beschwerde- und Schadensfällen sowie von nachträglichen Sanierungsmaßnahmen,
- Ermittlung der zu erwartenden Belastungsänderung im Zusammenhang mit der Genehmigung von Neuanlagen,
- Durchführung von Planungsaufgaben, wie z.B. Landesentwicklungspläne, Flächennutzungspläne und ähnliches,
- Durchführung von Luftreinhalteplänen,
- Erkennen und Beurteilen von außergewöhnlichen Immissions-situationen im Rahmen des Smogwarn- und -maßnahmen-systems,
- unmittelbare, fortlaufende Feststellung von regional und lokal auftretenden Immissionsbelastungen als Grundlage für die Einleitung von Abhilfemaßnahmen,
- Einleitung und Durchführung von Ursachenanalysen für Immissionen,
- Ermittlung von Basisinformationen für epidemiologische Untersuchungen zur Ableitung von Luftqualitätskriterien,
- wissenschaftliche Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Struktur der Immissionsbelastung.

Diese Aufgaben erfordern zum Teil eine räumlich dichte, flächendeckende Messung, zum Teil wie z.B. beim Smogwarndienst eine zeitlich kontinuierliche Immissionsmessung. Dies wird durch ein integriertes Meßsystem erreicht, das mittels mobiler Meßwagen an Meßpunkten mit 1 km Abstand stichprobenartig mißt und andererseits

mittels festinstallierter automatischer Meßstation im 8 km Abstand Dauermessungen durchführt. Die automatischen Meßstationen im 8 km Abstand reichen wegen der starken räumlichen Inhomogenität der Immissionsbelastung nicht aus, um die räumliche Immissionsbelastung repräsentativ zu ermitteln.

Bei den Stichprobenmessungen werden 4 Meßstellennetze (Teilnetze) mit einer Meßstellendichte von 1 Meßstelle/4 km<sup>2</sup> so überlagert, daß eine Gesamtmeßstellendichte von 1 Meßstelle/1km<sup>2</sup> entsteht, wobei alle Meßstellen voneinander einen Abstand von 1 km haben und in einem rechtwinkligen Koordinatensystem liegen. Die Schnittpunkte der Gitterlinien im Koordinatensystem bezeichnen die Meßorte. Man erhält eine gleichmäßige Meßstellenverteilung, die jedoch zur Lage der Emissionsquellen zufällig ist. Dies ist eine wichtige Voraussetzung für die objektive flächenmäßige Erfassung der Immissionen. Jedes Meßstellenteilnetz wird innerhalb eines Jahres 13 mal ausgemessen. Bei der Zusammenfassung von jeweils 4 benachbarten Meßstellen, welche die Eckpunkte eines Quadrates von 1 km Seitenlänge darstellen und von denen jede Meßstelle einem anderen Teilnetz angehört, entfallen auf die Einheitsfläche von 1 km<sup>2</sup> 52 Einzelmessungen an 52 gleichmäßig über das Jahr verteilten Tagen. Zur Ausschaltung des systematischen Einflusses, welcher durch den tagesperiodischen Verlauf der Immissionen hervorgerufen wird, werden die einzelnen Meßpunkte durch Variation der Anfahrtzeitpunkte mittels Zufallszahlen nicht stets zu gleichen Tageszeiten ausgemessen. Das Meßzeit-

intervall beträgt bei der Komponente Schwefeldioxid 10 Minuten. Die Probenahme erfolgt mit Hilfe des in einem Kraftfahrzeug installierten Probenahmegerätes. Die Analyse der Probe erfolgt anschließend im Labor.

Die Häufigkeitsverteilungen der Meßwerte sind in der Regel linksgipflig und rechtsseitig schief. Zur Kennzeichnung der Immissionsbelastung werden die Immissionskenngrößen  $I_1$  und  $I_2$  gebildet.  $I_1$  stellt den Mittelwert,  $I_2$  den 95 %-Wert der Summenhäufigkeit dar. Die Stichprobenmessungen im Meßstellenraster von  $1 \text{ km}^2$  werden für folgende Komponenten durchgeführt: Schwefeldioxid, Stickstoffdioxid, Stickstoffmonoxid und Fluorid. An weiteren 79 automatischen Meßstationen erfolgt die Messung der Schwebstaubkonzentration sowie der Inhaltsstoffe Blei, Zink und Cadmium. An 24 dieser Meßstationen erfolgt die Analyse der Staubkonzentration auf 8 kanzerogen wirkende polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe. In einem weiteren Meßprogramm wird der Staubbiederschlag bestimmt.

Das Netz automatischer Meßstationen besteht derzeit aus 41 Stationen. In diesen Meßstationen werden zeitlich kontinuierlich folgende Komponenten bestimmt: Schwefeldioxid, Stickstoffdioxid, Stickstoffmonoxid, Schwebstaub und Ozon. An 11 dieser Stationen wird die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung gemessen. An 4 Stationen wird außerdem die Lufttemperatur, die relative Feuchte, die Strahlungsbilanz, der Niederschlag und der Luftdruck gemessen. Es handelt sich um ein telemetrisches Meßsystem. Die Meßdaten werden über ein von der Bundes-

post angemietetes Leitungsnetz, das aus festgeschalteten Datenleitungen mit einer Schrittgeschwindigkeit von 300 bit/s besteht, übertragen. Durch Einsatz von Knoteneinrichtungen ist es möglich, ein kostengünstiges Leitungsnetz aufzubauen, da längere Leitungsstücke für räumlich zusammenliegende Stationen mehrfach genutzt werden können. Die Prozeßrechnerkonfiguration besteht aus einem CDC-System 17 als Zentralprozessor mit 128 KB, 2 Frontendrechnern mit je 128 KB sowie einem Time Sharing-Prozessor mit 128 KB. Alle Stationen und Komponenten werden minütlich abgefragt. Übertragen werden 8 bit Meßwert, Betriebsstatus und Fehlerstatus bzw. Befehle. Der Prozeßrechner verdichtet die Meßwerte zu 30-Minutenmittelwerten. Die Verfügbarkeit des Meßsystems auf der Basis von 30-Minuten-Mittelwerten betrug 1979 im Jahresmittel ca. 83 %.

GENAUIGKEIT, REPRODUZIERBARKEIT UND VERTIKALE AUFLÖSUNG DER DATEN AUS RADIOSONDIERUNGEN

Hans Richner, Laboratorium für Atmosphärenphysik ETH, Zürich

Zusammenfassung: Bei einem Vergleich von drei Radiosondier-Systemen konnten typische Abweichungen der Messwerte sowie ihre Reproduzierbarkeit bestimmt werden. Grundsätzliche Überlegungen zur möglichen vertikalen Auflösung werden von einem Vorschlag gefolgt, wie die Aufstiegs geschwindigkeit des Ballons zur Bestimmung der vertikalen Luftbewegungen herangezogen werden könnte.

Abstract: In an intercomparison with three radiosonde-systems, data on typical deviations and reproducibility of upper-air data was obtained. General remarks on the maximum obtainable vertical resolution are followed by a suggestion on how the ascent velocity of the balloon could be used to determine vertical winds.

1 EINLEITUNG

Im Herbst 1978 wurden die in der Schweiz verwendeten Radiosondiersysteme im Einsatz miteinander verglichen. Dies geschah hauptsächlich im Hinblick auf ALPEX, das Messprogramm im Rahmen des GARP sub-programme on airflow over and around mountains, nachdem ZIMMERMANN (1978) auf gravierende Abweichungen bei verschiedenen Sondiersystemen hingewiesen hatte. Neben den eigentlichen Resultaten der Vergleichsflüge, auf die hier nur ganz kurz eingegangen werden soll (siehe PHILLIPS et al., 1980), wurden aus den Untersuchungen der Sondiersysteme im Feld und im Labor wertvolle Informationen gewonnen, die von grundsätzlicher Bedeutung für den Einsatz derartiger Messsysteme sein können. Hier soll versucht werden, die Grenzen der Auflösung aber auch bisher ungenutzte Möglichkeiten der heute allgemein zur Verfügung stehenden Radiosonden aufzuzeigen. Messungen und Analysen an der Väisälä RS-18, der VIZ 1392 und der Schweizer Sonde wurden gemeinsam von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (Joss, Rieker und Gutermann), vom Geographischen Institut der ETH (Ohmura) und vom Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH (Phillips und Richner) durchgeführt.

2 GENAUIGKEIT UND REPRODUZIERBARKEIT

Die mittleren Abweichungen der Temperaturen der verschiedenen Sonden betragen im Maximum 2.5 K auf 10 mb Höhe (Fig. 1a). Die positive Abweichung der VIZ-Sonde konnte als Strahlungseffekt identifiziert werden, der in Zukunft bei der Auswertung berücksichtigt wird. Die Abweichungen im Druck (Fig. 1b) lagen im Mittel um 1 mb. Eine Ausnahme macht die Schweizer Sonde im Bereich von 100 mb wo die Abweichungen bis 3 mb betragen. Dies kam durch eine mangelhafte Temperaturkompensation der in diesem Bereich verwendeten Dose zustande; die Unzulänglichkeit wurde

inzwischen korrigiert. Dass sich Druckmessfehler im allgemeinen nicht stark auswirken ist bekannt, die in Figur 1c dargestellten Abweichungen des Geopotentials spiegeln nur die Unterschiede in den Temperaturen wider. Berücksichtigt man die

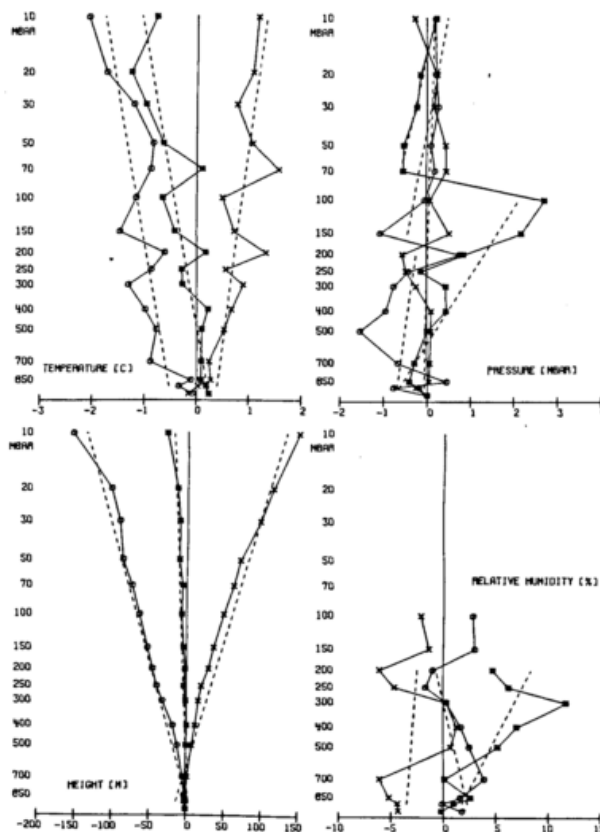


Fig. 1: Mittlere Abweichungen der Messwerte zwischen verschiedenen Sondensystemen aus etwa 20 Aufstiegen je Sondentyp (\*--\*: Schweizer Sonde, x--x: VIZ, o--o: Väisälä).

grossen Schwierigkeiten bei der Feuchtebestimmung, so erscheinen die in Figur 1d dargestellten Abweichungen als akzeptabel. Unterhalb 500 mb sind die Unterschiede stets geringer als 10 %, darüber etwa 15 %.

Die Reproduzierbarkeit der Messungen durch denselben Sondentyp konnte nur für die VIZ-Sonde durchgeführt werden; Tabelle 1 fasst die Ergebnisse zusammen. Wie ersichtlich ist, war die Temperatureichung beim Doppelaufstieg Nr. 2 offenbar mangelhaft, was sich auch auf die Feuchtemessung ausgewirkt hat.

	No.	P	T	U
	1	0.9	0.4	2.8
mittlere Abweichung	2	0.5	1.8	20.9
	3	1.1	0.2	7.8
mittlere quadr. Abweichung	1	0.87	0.35	0.89
	2	0.87	0.57	1.6
	3	0.95	0.58	2.5

Tab. 1: Reproduzierbarkeit der von den VIZ-Sonden gewonnenen Daten.

### 3 VERTIKALE AUFLÖSUNG

Jeder Sensor hat eine bestimmte Trägheit, die meist als Zeitkonstante bezeichnet wird (streng genommen ist diese Bezeichnung nur richtig, wenn das Verhalten des Fühlers durch eine Differentialgleichung erster Ordnung beschrieben wird). Die Zeitkonstante  $\tau$  des Temperatursensors z.B. wird hauptsächlich durch die Wärmekapazität des Fühlers und durch den Wärmeübergangswiderstand zwischen Fühler und Umgebung bestimmt. Während die Wärmekapazität konstant ist, hängt der Wärmeübergangswiderstand hauptsächlich von der Belüftungsgeschwindigkeit  $u$  und der Dichte der umgebenden Luft, d.h. vom Druck  $p$  und der Temperatur  $T$  ab. Es gilt:

$$\tau = \tau_0 \left[ (u_0/u) (p_0/p) (T/T_0) \right]^{1/2} \quad (1)$$

wobei  $\tau_0$  die Zeitkonstante bei  $u_0$  und  $T_0$  darstellt.

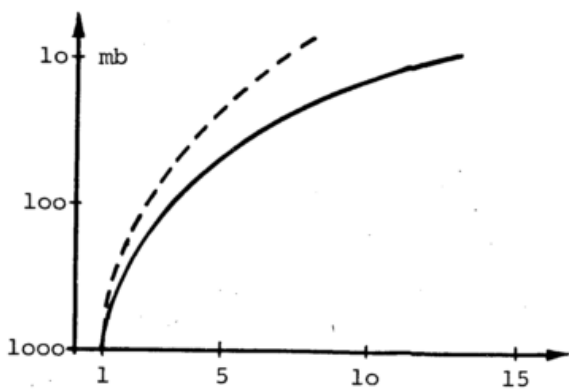


Fig. 2: Relative Zunahme der Zeitkonstante (---) bzw. der durch sie limitierten vertikalen Auflösung (—) als Funktion der Höhe.

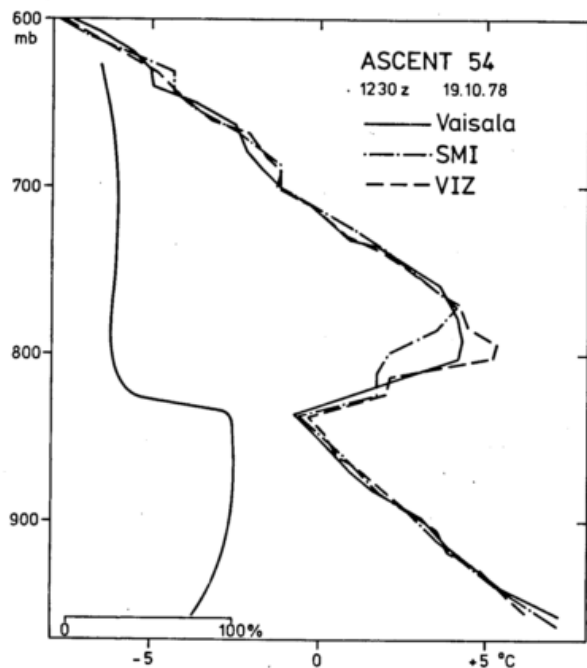


Fig. 3: Eine Inversion wie sie durch drei verschiedene Sonden am selben Ballon erfasst wurde (SMI: Schweizer Sonde). Das Feuchteprofil links ist gemittelt und geglättet.

Bei den betrachteten Sonden beträgt die Zeitkonstante des Temperaturfühlers ungefähr 5 sec ( $u_0 = 5$  m/s,  $p_0 = 1000$  mb,  $T_0 = 293$  K). Unter der Annahme, dass sich die Aufstiegs-geschwindigkeit des Ballons von etwa 5 m/s am Boden auf etwa 8 m/s in einer Höhe von 10 mb erhöht, nimmt die Zeitkonstante auf 100 mb einen Wert von 12 sec und auf 10 mb einen Wert von etwa 35 sec an (siehe Fig. 2). Multipliziert man diese Grösse mit der jeweiligen Aufstiegs-geschwindigkeit, so ergibt sich für die maximal mögliche vertikale Auflösung in Bodennähe 25 m, auf 100 mb 80 m und auf 10 mb 300 m.

Die meisten Sondentypen übertragen die Messwerte nicht kontinuierlich sondern in bestimmten Intervallen. Dieses Intervall braucht nicht kürzer zu sein, als die Zeitkonstante des Fühlers, andererseits sollte es nicht wesentlich länger sein, da sonst die Gefahr besteht, dass der gerade übertragene Wert zufällig ist, da er ja wegen der kurzen Zeitkonstante nicht mehr die seit der letzten Übertragung gemittelte Grösse hat. Bei den untersuchten Systemen war die Abtast-rate unterschiedlich; bei jedem System hatte der Hersteller einen Kompromiss gesucht: Die Väsälä-Sonde überträgt alle 8 sec einen Messwert, die Schweizerische Sonde alle 30 sec und die VIZ-Sonde alle 20 sec unterhalb 100 mb, oberhalb 100 mb nimmt dieses Intervall stetig zu bis es auf 10 mb etwa 2 min erreicht. Je nach Höhe und Sondentyp wird die maximal erreichbare Auflösung bald durch die Zeitkonstante des Fühlers, bald durch die Abtastperiode bestimmt. Figur 3 illustriert

wie unterschiedlich eine Inversion von den drei verschiedenen Sonden am selben Ballon registriert wird. Die markante Abweichung der mit SMI bezeichneten Schweizer Sonde ist darauf zurückzuführen, dass sich am Sensor Wassertropfen gebildet hatten, die die Zeitkonstante verlängerten.

Für die Zeitkonstanten der Feuchtesensoren gelten analoge Überlegungen wie für die Temperatursensoren. Die Zeitkonstante ist hier aber zusätzlich vom Wasserdampfdruck abhängig.

Aus dem oben Gesagten ist klar, dass eine kurze Zeitkonstante nur dann angebracht ist, wenn auch die Abtastrate des Systems entsprechend hoch ist, da andernfalls die Messung zufällig wird. Ob eine hohe vertikale Auflösung überhaupt sinnvoll ist, hängt natürlich vom Verwendungszweck der Daten ab. Für die im Wetterdienst verwendeten TEMP-Meldungen sind z.B. die vorgestellten Auflösungen mehr als genügend. Arbeitet man in speziellen Untersuchungen mit sehr hoch auflösenden Radiosonden, stößt man zudem auf ein Problem, das aus Grenzschichtuntersuchungen längst bekannt ist: Es gibt leider keine Möglichkeit, einzig aus dem Aufstiegsprofil zu entscheiden, ob bestimmte

Variationen eines Messwertes einer echten horizontalen Schichtung entsprechen oder ob sie turbulenzbedingt und somit zufällig sind.

#### 4 BESTIMMUNG VON VERTIKALWINDEN

Nach der Theorie beschleunigt ein Ballon bei konstanter Einstrahlung - also oberhalb von Wolken - seine Vertikalgeschwindigkeit monoton mit zunehmender Höhe (siehe z.B. MORRIS, 1975). Die Praxis zeigt aber, dass die Aufstiegs geschwindigkeit stark variieren kann. Aus den Schichtdicken, d.h. den Differenzen des Geopotentials, können diese Geschwindigkeiten recht zuverlässig bestimmt werden; die Genauigkeit beträgt mindestens 1%, wobei darin die Unsicherheiten der virtuellen Temperatur und der Druckmessung enthalten sind. Die Zeit, die verstreicht bis sich der Ballon durch die betreffende Schicht bewegt hat, kann noch wesentlich genauer gemessen werden und stellt somit keinen die Genauigkeit limitierenden Faktor dar.

Figur 4a zeigt die Aufstiegs geschwindigkeit eines Ballons, wie sie unabhängig aus den Daten zweier Sonden am selben Ballon gewonnen

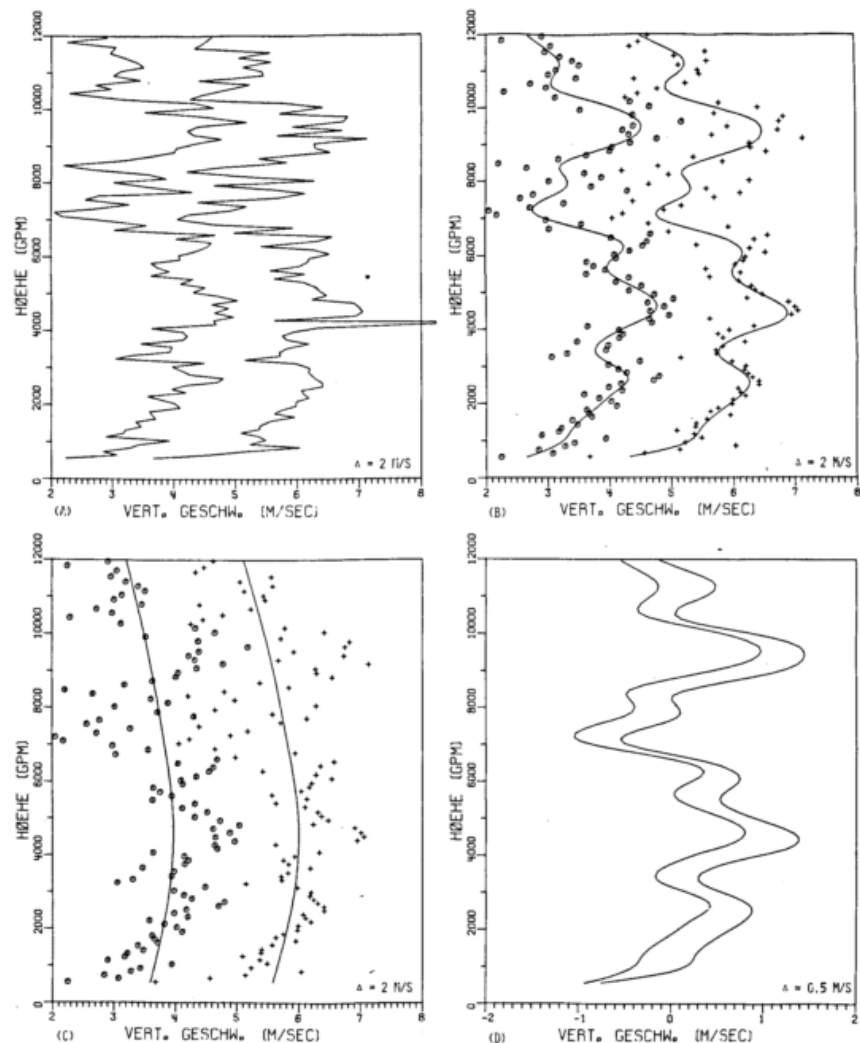


Fig. 4: Aufstiegs geschwindigkeit zweier Sonden am selben Ballon. (A) ungeglättete, (B) leicht geglättete, (C) stark geglättete Daten, (D) Differenz zwischen (B) und (C). Die Punkte und Kurven des einen Aufstieges sind jeweils um 2 m/s (in (D) um 0.5 m/s) versetzt eingetragen.

wurde. Der besseren Uebersicht wegen wurde das Geschwindigkeitsprofil der einen Sonde um 2 m/s versetzt gezeichnet. Figur 4b zeigt die geglätteten Geschwindigkeitsprofile. Bei der Verwendung moderner Glättungsverfahren (hier z.B. Cubical Spline), kann der Grad der Glättung kontinuierlich gesteuert werden; im Extremfall werden die ursprünglichen Daten durch eine Regressionsgerade angenähert.

Es ist naheliegend, eine sehr stark geglättete Kurve (Figur 4c) als die Eigenaufstiegsgeschwindigkeit des Ballons zu interpretieren, und Abweichungen der schwach oder überhaupt nicht geglätteten Aufstiegsgeschwindigkeit als Störungen anzusehen, die durch Vertikalbewegungen der Luftmassen entstehen. (Hier nimmt die Eigenaufstiegsgeschwindigkeit mit der Höhe ab, weil zwei Sonden nach oben getragen werden mussten; normalerweise nimmt die Geschwindigkeit zu.) Wie durch diesen

Doppelaufstieg belegt wird (Fig. 4d) lassen sich diese Vertikalwinde auf einige 10 cm/s genau angeben. Berechnungen zeigen auch, dass die durch die Massenträgheit des Ballons verursachten Fehler in der Grössenordnung von 10 cm/s liegen und somit vernachlässigbar sind; wenn gewünscht können sie aber auch in den Berechnungen berücksichtigt werden.

Inwieweit die Vertikalwinde im Wetterdienst verwendet werden könnten muss noch näher untersucht werden. Das grösste Problem besteht sicher darin, die an einem Punkt gemessene Geschwindigkeit auf die synoptische Skala zu übertragen. Es wäre wünschenswert, wenn z.B. während ALPEX diese Frage in einem möglichst dichten Sondennetz untersucht würde. Inzwischen hätten Theoretiker Gelegenheit, zu prüfen, ob und wie sich diese vorerst nur messtechnisch interessanten Daten in der Praxis verwenden liessen.

#### LITERATUR

MORRIS, A.L.:

Scientific Ballooning Handbook. NCAR-TN/IA-99. National Center for Atmospheric Research, Boulder 1975.

PHILLIPS, P.D.; RICHNER, H.; JOSS, J.; OHMURA, A.:

ASOND 78: An Intercomparison of Väisälä, VIZ and Swiss Radiosondes. PAGEOPH (im Druck).

ZIMMERMANN, K.:

Verschiedene Radiosonden rund um die Alpen. 14.Tagung f. Alp. Meteorol.; Arb. Zentralanst. Met. Geodyn. 31 (1978), 7/1-7/6.

# DAS STRAHLUNGSMESSNETZ DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES

H.D. Behr und F. Kasten

Deutscher Wetterdienst

Meteorologisches Observatorium Hamburg

**ZUSAMMENFASSUNG:** Strahlungsmeßstationen sind anfangs für die Bedürfnisse der Biometeorologie und Landwirtschaft eingerichtet und betrieben worden. Nachdem das Strahlungsmeßnetz des Deutschen Wetterdienstes in den letzten Jahren erheblich ausgebaut worden ist, werden Zeitgänge und Häufigkeitsverteilungen an einzelnen Stationen sowie flächenhafte Darstellungen der Globalstrahlung mitgeteilt.

**ABSTRACT:** Radiometric stations have been established and operated at first for biometeorological and agricultural purposes. After the radiometric network of Deutscher Wetterdienst has been extended appreciably during the last years, time courses and frequency distributions at single stations and the horizontal field of global radiation are presented.

## 1 EINLEITUNG

An den Observatorien Hohenpeißenberg und Hamburg wurde 1949 die Messung von Global- und Himmelsstrahlung auf die horizontale Ebene aufgenommen. Anfang der 70er Jahre umfaßte das vom MetObs Hamburg betreute Netz 8 Globalstrahlungsmeßstationen, 1979 waren 22 Global- und 15 Himmelsstrahlungsmeßstationen in Betrieb. Geplant ist die Errichtung von 6 weiteren Globalstrahlungsmeßstationen. Den jetzigen Stand des Meßnetzes zeigt Abb.1. Am MetObs Hamburg werden außerdem die von der Erdoberfläche reflektierte Globalstrahlung (Reflexstrahlung) und die Wärmestrahlung der Atmosphäre und der Erdoberfläche gemessen.

Alle Strahlungsgrößen werden nach Prüfung als Stundensummen archiviert. In den Jahren 1949-1975 wurden die Strahlungsdaten vom MetObs Hamburg in "Medizinmeteorologischer Bericht des Deutschen Wetterdienstes" und seither in den Jahressbänden "Ergebnisse von Strahlungsmessungen in der Bundesrepublik Deutschland sowie von speziellen Meßreihen am Meteorologischen Observatorium Hamburg" veröffentlicht.

## 2 DATENERFASSUNG

Global- und diffuse Himmelsstrahlung werden an allen Stationen mit dem Pyranometer nach Moll-Gorczyński (Solarimeter) registriert. Zur Messung der diffusen Himmelsstrahlung wird die Empfangsfläche des Solarimeters durch einen Schattenring abgedeckt, dessen Neigung entsprechend der täglichen Kulminationshöhe der Sonne eingerichtet wird. Die Wärmestrahlungsflüsse von Erdboden und Atmosphäre werden aus den Registrierungen des Strahlungsbilanzmessers nach Schulze bestimmt.

## 3 JAHRESGANG UND TAGESGANG

Grundlage sind die 10-jährigen Mittelwerte der Globalstrahlung an den 8 Stationen Norderney, Hamburg, Braunschweig, Braunschweig, Würzburg, Trier, Weihenstephan und Hohenpeißenberg. Eine erste Information über die zeitliche Veränderlichkeit der Globalstrahlung liefern die Monatsmittel der TAGESSUMMEN mit zugehörigen Standardabweichungen. Als Beispiel wird der Jahresgang von Weihenstephan (Abb.2) vorgestellt.

Eine Durchsicht aller Jahresgänge liefert: die Stationen der Norddeutschen Tiefebene zeigen ein ausgeprägtes Maximum der Globalstrahlung im Juni, während im Juli wegen des häufig auftretenden Sommermonsuns ein relatives Minimum auftritt. Die im mittleren und südlichen Deutschland gelegenen Stationen haben dagegen im Juli ihr Strahlungsmaximum. Im Winter sind die Tagessummen der Globalstrahlung im Süden größer als im Norden; dies wird vor allem von der nach Süden zunehmenden Tageslänge verursacht.

Die Standardabweichungen sind im Sommer im Norden Deutschlands größer als im Süden, weil im Norden längere wolkenarme Hochdruckwetterlagen ebenso wie lebhaftere Tiefdrucktätigkeit mit zum Teil länger andauernder Bewölkung auftreten. Im Winter bedingen rasche Wechsel zwischen Föhn und Staulagen am Alpenrand im Süden eine höhere Standardabweichung als im Norden.

Bei der Betrachtung der 10-jährigen Monatsmittelwerte der mittleren STÜNDLICHEN Globalstrahlung des Septembers (Abb.3) aller 8 Stationen erkennt man die Zunahme der Mittagswerte nach Süden hin. Eine Ausnahme bildet die Insel Norderney, die wegen der "Küstenkonvergenz" höhere Strahlungswerte aufweist als die norddeutschen Stationen auf dem Festland. Im Sommer bewirkt dieser Effekt sogar, daß Norderney zur Mittagszeit die höchste Globalstrahlung aller 8 Stationen aufweist.

#### 4 HÄUFIGKEITSVERTEILUNGEN

Entsprechend einem oft vorgetragenen Wunsch der Solarenergienutzer wurden aus den Stundensummen der Globalstrahlung kumulative Häufigkeiten bestimmt. In Abb.4 stellen die Kurven für jeden einzelnen Monat die Wahrscheinlichkeit dar, an wieviel Stunden pro Tag die Globalstrahlung die auf der Ordinate angegebene Bestrahlungsstärke überschreitet. Eine Durchsicht der Ergebnisse für alle Stationen zeigt wiederum, daß im Winter der Süden dem Norden gegen-

über begünstigt ist und daß sich im Sommer die Verhältnisse umkehren.

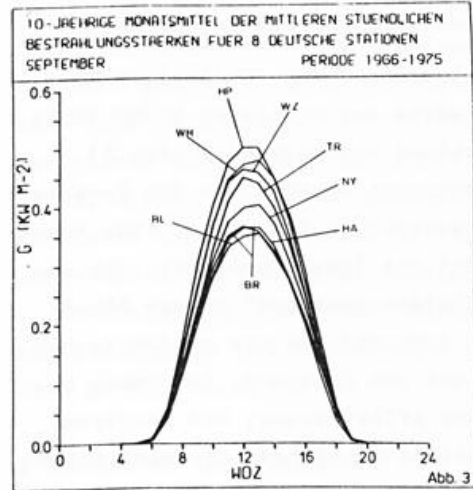
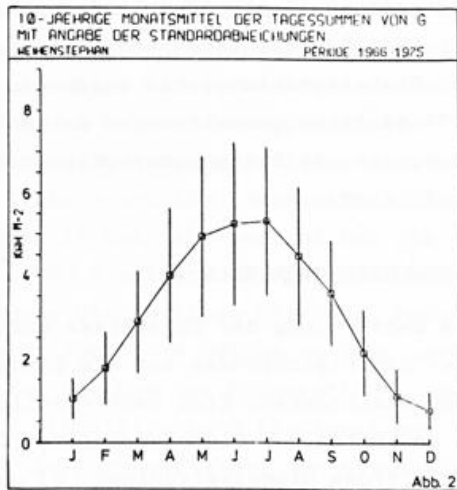
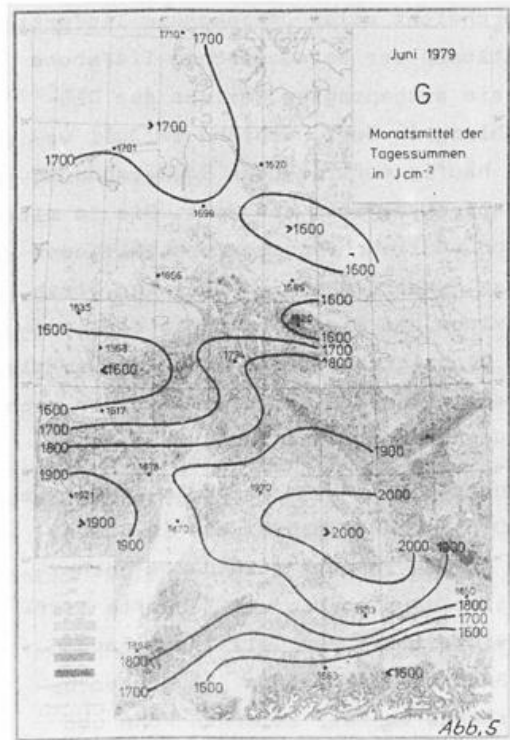
#### 5 RÄUMLICHE VERTEILUNG

Nachdem das Strahlungsmeßnetz seit 1979 genügend verdichtet worden ist, lassen sich die räumlichen Verteilungen der Monatsmittel der Tagessummen von Globalstrahlung, diffuser Himmelsstrahlung und direkter Sonnenstrahlung darstellen. Abb. 5 zeigt als Beispiel die Globalstrahlungsverteilung im Juni 1979.

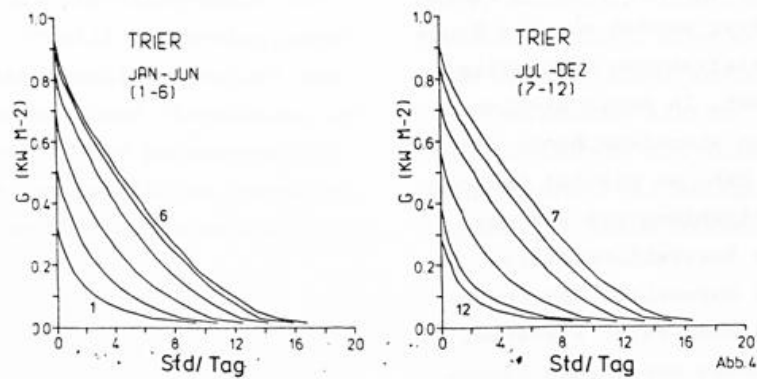
Der Norden Deutschlands, insbesondere das Nordseeküstengebiet, empfängt infolge geringer Bewölkung im ersten und letzten Monatsdrittel große Werte der Globalstrahlung. Ein weiteres Gebiet hoher Globalstrahlung verläuft von Lothringen bis nach Oberfranken; die hier vorliegenden Werte entsprechen in etwa dem langjährigen Mittel. Das Voralpenland zeigt niedrige Werte der Globalstrahlung, die durch die im Juni 1979 häufigen geschlossenen Wolkendecken verbunden mit Starkniederschlägen beeinflusst sind.

#### 6 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die Darstellung der Ergebnisse mußte sich hier aus Platzgründen auf die Globalstrahlung beschränken. Eine Veröffentlichung, in der neben der Globalstrahlung (G) auch die diffuse Himmelsstrahlung (D) und die aus G und D berechnete direkte Sonnenstrahlung untersucht werden, ist in Vorbereitung.



**SUMMENHÄUFIGKEIT DER MITLEREN STÜNDLICHEN BESTRAHLUNGSSTÄRKEN**  
(MITTLERE MONATSMITTEL 1966-1975)



# ÜBER DIE MÖGLICHKEITEN, FLÄCHENNIEDERSCHLÄGE ZU MESSEN

W. Attmannspacher, J. Riedl

Deutscher Wetterdienst

Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Anforderungen an die Niederschlagsmessung am Punkt und über Flächen können heute bei ausreichender zeitlicher Auflösung mit modernen Meßgeräten erfüllt werden. Die wirkliche Verteilung des Niederschlags über der Fläche liefert nur das Wetterradar. Durch Prozessrechnersteuerung und Zusammenschalten mehrerer Radargeräte lassen sich die Radarinformationen verbessern und einem größeren Nutzerkreis zur Verfügung stellen.

## ABSTRACT

The demands to precipitation measurement at points and over areas can be solved in sufficient resolution in time by modern equipment. Only a weather radar is able to give the real precipitation distribution over an area. The value of the weather radar information can be improved and made available for more users by a computer controlled compound of several radars.

### 1 EINLEITUNG

Einige Beispiele sollen zeigen, welche unterschiedliche Anforderungen die Nutzer von Niederschlagsdaten hinsichtlich zeitlicher und räumlicher Auflösung stellen. Für Kanaldimensionierungen benutzt die Bauwirtschaft Punktniederschlagsdaten in kurzen Zeitintervallen, während die Nachrichtentechnik an der Niederschlagsintensität längs der Funkstrecke bei Höchsthfrequenz-Richtfunkverbindungen interessiert ist. Die Hydrologie benötigt aktuelle Flächenniederschläge für die Berechnung von Abflußwellen aus Einzugsgebieten. Die Klimatologie kann z.Zt. nur mit langen Zeitreihen von Punktniederschlägen arbeiten, für die Synoptik ist schließlich die großräumige aktuelle Niederschlagsverteilung wichtig.

### 2 PUNKT- UND FLÄCHENNIEDERSCHLAGSMESSUNG

Bedingt durch diese unterschiedlichen Anforderungen an die Niederschlagsmessung ist die Verwendung verschiedener Meßfühler und Netzdichten notwendig. Moderne Punktniederschlagsmeßgeräte liefern die Niederschlagsintensität mit hoher zeitlicher Auflösung. Abbildung 1 zeigt als Beispiel den Verlauf der Niederschlagsintensität pro Minute aus einem Schauer gemessen mit einem Ombrometer HP.

Das durchschnittliche Langzeit-Niederschlagsangebot für ein größeres Gebiet ist mit dem vorhandenen Klimanetz zu bestimmen (z.B. H.H. Johannsen und H. Kumm, 1978). Im aktuellen Fall kann nur das Wetterradar die flächenmäßige Ausdehnung von Niederschlagsgebieten mit der Intensitätsverteilung darin erfassen und die vom Hydrologen für die Abflußberechnung benötigten Daten liefern. Abbildung 2

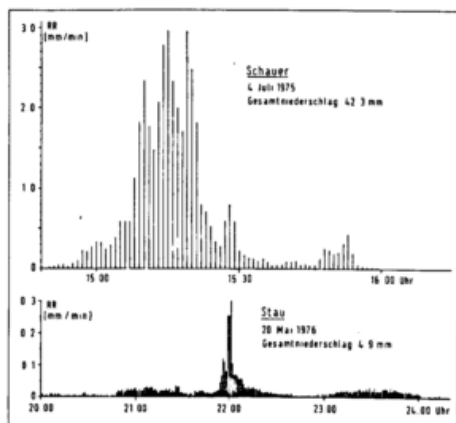


Abb. 1: Beispiel der Verteilung der Niederschlagsintensität pro Minute bei Schauer- und Stauwetterlage

zeigt für einen nicht ganz dreistündigen Einzelniederschlag das Ergebnis der Radarmessung (Isohyeten) und die Werte eines für Forschungszwecke betriebenen dichten Regenschreibernetzes (ein Schreiber pro 15-20 km<sup>2</sup>). Trotz dieser hohen Netzdichte ist es praktisch nicht möglich der Wirklichkeit

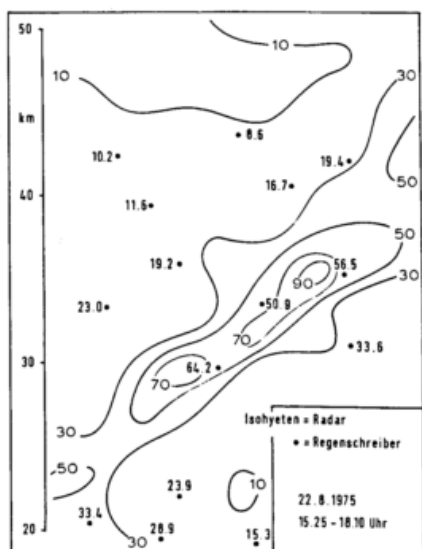


Abb. 2: Beispiel einer Radar-Flächenniederschlagsmessung und Ergebnisse eines dichten Regenschreibernetzes

entsprechende Isohyeten einzuzichnen. Aus dem normalen Netz des DWD befindet sich nur eine Regenschreiberstation

auf dem abgebildeten Gebiet von ca. 630 km<sup>2</sup>. (Durchschnittliche Netzdichte im oberbayerischen Raum 870 km<sup>2</sup> pro Station). Die Verwendung von echten Flächenniederschlagsdaten als Eingangsgröße in die Abflußberechnungen bringt eine deutliche Verbesserung der berechneten Hochwasserwelle.

Für die "momentane" Intensitätsverteilung ist das Radar zumindest noch in der Lage einen qualitativen Wert zu liefern. Die größere Streuung bei solchen Kurzzeitangaben liegen hauptsächlich in der Variation des Tropfenspektrums.

### 3 RADARVERBUND

Der DWD hat an sieben Flugwetterdienst- Standorten bereits moderne Wetterradargeräte in Betrieb. An drei weiteren Standorten ist eine entsprechende Ausrüstung geplant. Diese Geräte sind von ihrer Grundkonzeption her in der Lage - nach einer entsprechenden Ergänzung - Daten für die Flächenniederschlagsmessung (quantitativ) zu liefern (R. Aniol und J. Riedl, 1979). Nach Ausrüstung der Stationen mit einem sog. DVIP zur Digitalisierung und Integration des Echosignals, einem Prozeßrechner, der die automatische Antennenführung und Weiterverarbeitung der Echodaten übernimmt, und dem Anschluß von sog. An-eich-Niederschlagsmessern könnten mit diesen Radargeräten Flächenniederschläge gemessen werden (Abb. 3). Für die Präsentation der qualitativen Niederschlagswerte (Rohwerte vor der An-eichung) wird man eine Farbdarstellung anstreben, so wie sie in einigen Diensten bereits realisiert ist (J. Joss, 1978). Ausgehend von derartig ausgerüsteten Radarstandorten ist es später möglich, die Daten zu einer oder mehreren Sammelstellen zu übertragen und dort von einem weiteren

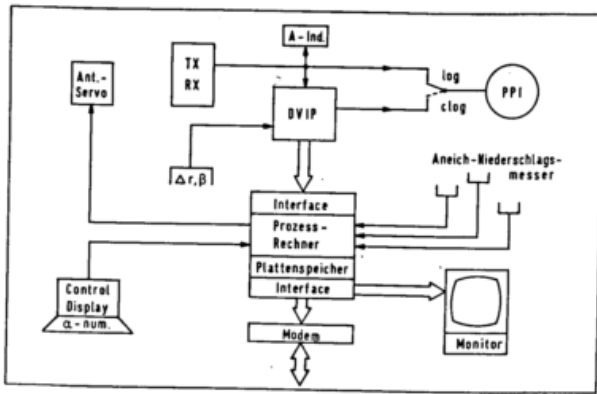


Abb. 3: Blockschaltbild der Radar-  
datenverarbeitung und -dar-  
stellung am Standort

Rechner ein zusammengesetztes Bild aus einzelnen oder allen Geräten zu erstellen. Für die Bundesrepublik erscheint die Aufteilung des zusammengesetzten Bildes in je einen Nord-, Mitte- und Südbereich zweckmäßig. Mit Hilfe eines

#### 4 LITERATUR

ANIOL, R. und RIEDL, J.:

Quantitative Radar-Flächennieder-  
schlagsmessung. Problematik und prak-  
tische Erfahrungen.

Meteorol. Rdsch. 32 (1979) Nr. 4,  
S. 116-127.

ATTMANNSPACHER, W. und RIEDL, J.:

Über ein Verbundsystem der Radarfern-  
erkundung in der Bundesrepublik  
Deutschland.

Ann. Meteor. N.F. Nr. 15 (1980)  
S. 21-25.

DISAT PROJEKTGRUPPE (DIP):

Digitale Satelliten- und Radarbild-  
verarbeitung.

Projektbericht SMA (1980).

JOHANNSEN, H.H. und KUMM, H.:

Monatliche und jährliche Gebiets-  
niederschlagshöhen im deutschen  
Donaugebiet.

Offenbach, DWD (1978).

JOSS, J.:

Erfassung von Wetterradar-  
daten in  
der Schweiz.

Arbeitsber. SMA Nr. 79 (1978).

R. Sneyers

Institut royal météorologique de Belgique

### Zusammenfassung

Es wird eine Synthese der verschiedenen Korrekturen, die für die Erstellung einer homogenen Reihe der mittleren Mittagsextremtemperaturen für Ükkel notwendig sind, abgeleitet. Die statistische Analyse der reduzierten Reihen lässt signifikante Tendenzen erkennen, welche die Reihe der mittleren Maximumtemperaturen und die Reihe der mittleren Amplituden der Tagesschwankung beeinflusst haben. Für den Vergleich mit diesen Reihen werden die Resultate der gleichen Analyse der Mitteltemperatur herangezogen.

### 1 Introduction

Le relevé à midi des extrêmes journaliers de la température de l'air a été effectué régulièrement à Bruxelles à partir de janvier 1833, date de la mise en service de l'Observatoire. A cette époque, les thermomètres observés étaient librement suspendus à la façade nord de l'Observatoire, à l'ombre, sans avoir communication avec les fenêtres ni les murs, et à 3,3 m au-dessus du sol.

Diverses perturbations ont affecté cette série. Elles concernent le remplacement durant certaines périodes du relevé des extrêmes à midi par un relevé placé à un autre ou à d'autres moments de la journée, l'introduction en 1878 de la mesure de la température de l'air au moyen de thermomètres placés dans un abri Stephenson (ouvert au nord), le déplacement de l'Observatoire dans l'enceinte actuelle d'Uccle en 1890 et l'abandon du temps moyen de Bruxelles comme temps de référence en 1936 au profit du temps moyen de Greenwich.

L'homogénéisation de la série d'Uccle a fait l'objet d'une étude dès 1956 dans [1] tandis qu'une série homogène des moyennes des extrêmes à midi était publiée dans [2]. En outre, à diverses reprises ([3], [4]) nous avons soumis cette série à l'analyse statistique afin de faire ressortir les modifications éventuelles de notre climat.

Par contre, si l'on excepte un examen sommaire des séries d'extrêmes moyens dans [1], l'analyse statistique de ces derniers avait jusqu'à présent été négligée. C'est pour combler cette lacune que la présente étude a été entreprise. Elle a pour objet de faire la synthèse des diverses corrections qui ont été nécessaires à la constitution de séries homogènes et de procéder à l'analyse de chacune de ces séries en même temps que de la série des amplitudes moyennes de la variation diurne de la température de l'air (différence entre les deux extrêmes).

A titre de comparaison, on a toutefois rappelé les résultats

obtenus pour la série de températures moyennes.

### 2 Les corrections d'homogénéité

Les données qui ont été utilisées dans cette étude sont celles publiées dans [5] de 1833 à 1900, tandis qu'à partir de 1901 nous avons disposé des données journalières d'Uccle mises sur support mécanographique (bande magnétique).

En ce qui concerne les données publiées jusqu'en 1900, il y a lieu de rappeler certaines erreurs qui se sont glissées dans le calcul des moyennes (cf. [6] p. 7), erreurs provenant principalement, jusqu'en 1850, du calcul de la moyenne mensuelle comme moyenne arithmétique des trois moyennes décennales. Cette sorte d'hétérogénéité a été éliminée par un contrôle général des moyennes.

Comme autre particularité de ces données, citons le fait que jusqu'en 1876 les valeurs publiées n'ont pas été corrigées de l'erreur des thermomètres. Ce n'est en effet qu'à partir de 1877 que cette correction a été incorporée dans les observations.

Par ailleurs, rappelons que les thermomètres ont été relevés à Bruxelles (cf. [1] p. 7) : à midi, de 1833 à 1842; de minuit à midi et de midi à minuit de 1843 à 1847; à midi, de 1848 à 1877; à minuit, de 1878 à mai 1890; à midi, de juin à décembre 1890; tandis qu'à Uccle, la détermination des extrêmes a été faite : à midi, de 1886 à 1891; à minuit en 1892; à minuit et à midi à partir de 1893.

Notons toutefois que pour les besoins de comparaison, la série des extrêmes à midi à Bruxelles et à Uccle de juillet 1886 à décembre 1890 a été établie par Lancaster et publiée dans les Annales [5], Nouvelle série, tome 6.

En résumé, les réductions qu'il convient d'appliquer aux séries corrigées des erreurs de calcul ou d'instrument sont : 1) la réduction à midi des extrêmes à minuit lorsque nécessaire, 2) la réduction à Uccle des extrêmes relevés à Bruxelles.

Quant aux hétérogénéités résultant du changement du temps de référence et de l'introduction de l'abri Stephenson, de l'étude qui a été faite dans [1] il résulte que dans le premier cas aucun effet n'est à craindre sur les extrêmes à midi tandis que dans le second, seule l'analyse statistique doit permettre de résoudre le problème.

#### 2.1 Réduction à midi des extrêmes à minuit

On a donné dans [1] p. 28 les corrections horaires qui réduisent à midi les relevés à 8h et celles qui réduisent à minuit les relevés

à 8h. La différence entre les deux a donné les corrections qui ramènent à midi les relevés à minuit. Ces corrections ont été appliquées aux extrêmes à minuit de 1878 à juin 1886 à Bruxelles et en 1892 à Uccle. Rappelons que les extrêmes moyens à midi de 1843 à 1847 ont été publiés dans [2].

## 2.2 Réduction à Uccle des extrêmes à Bruxelles

Des observations simultanées des extrêmes à midi à Bruxelles et à Uccle de juillet 1886 à décembre 1890 on a tiré les écarts moyens et les erreurs-type associées. Les corrections finales adoptées sont toutefois celles obtenues à l'aide d'une analyse harmonique sélective (cf. [7] p. 138).

Ces corrections ont été appliquées aux extrêmes à midi à Bruxelles de janvier 1833 à juin 1886.

## 3 Analyse statistique des séries (homogènes) du maximum moyen et du minimum moyen à midi réduites à Uccle

L'analyse statistique a eu pour objet de faire ressortir le caractère aléatoire simple des séries. A cet effet, les séries ont été soumises à un test de corrélation sériale, à un test de tendance et à un test de stabilité de la dispersion. Toutefois comme seul le test de tendance a fait apparaître des variations significatives, seuls les résultats de ce dernier test ont été mentionnés ici.

Pour celles des valeurs de la statistique du test qui sont significatives, on a déterminé également la date à partir de laquelle les températures présentent un décalage systématique par rapport aux valeurs plus anciennes. Ces dates sont aussi celles à partir desquelles en général les séries peuvent être considérées comme stables. On retrouve ainsi pour la température moyenne, les tendances significatives de mars, de mai et de septembre à novembre, avec des débuts du changement plus anciens au printemps qu'en automne.

Pour le maximum moyen, les valeurs significatives sont plus nombreuses et se placent en janvier, de mars à mai et d'août à novembre; pour le minimum moyen, aucune valeur ne doit être considérée comme significative, tandis que pour l'amplitude moyenne, toutes les valeurs le sont.

En ce qui concerne le début des changements climatiques déterminés par application progressive du test de tendance (cf. [7] p. 12), on note pour le maximum des dates plus précoces de janvier à mai et plus tardives d'août à novembre. De même, pour l'amplitude moyenne, les changements les plus anciens se sont produits de décembre à mai et les plus récents, de juin à novembre.

## 4 Conclusions

On constate une fois de plus que le changement d'exposition des thermomètres en 1878 a été sans effet sur le comportement des séries et on peut exclure également les modifications de l'environnement qui ont pu se produire à l'ancien Observatoire. La même conclusion s'impose aussi pour le site d'Uccle qui est resté suffisamment dégagé depuis sa création.

A l'origine des changements climatiques, il y a lieu de placer des modifications de la circulation atmosphérique générale, modifications qui ont entraîné des variations dans la fréquence des types de temps qui s'établissent au-dessus de notre pays au cours de l'année.

A l'appui de cette hypothèse, il y a lieu de noter en particulier que le début du changement de la température moyenne d'octobre se place à peu près à la même époque que celui des pressions qui ont été systématiquement plus élevées au cours de ce mois (cf. [4]). Elle est à rapprocher également des conclusions d'une étude globale par Van Loon et Rogers [8] à propos des températures hivernales sur le Groenland et le nord de l'Europe, d'où il ressort que des modifications de la fréquence des types de temps se produisent réellement à la surface de notre Globe.

Enfin, rappelons que le réchauffement de septembre pourrait à lui seul expliquer le recul des glaciers des Alpes dont le début remonte aux premières années de ce siècle.

## Références

- [1] R. Sneyers. Sur quelques propriétés statistiques de la température de l'air en Belgique. I.R.M.B., Pub. A, n°4, 1956.
- [2] R. Sneyers. Connexions thermiques entre saisons consécutives à Bruxelles-Uccle, I.R.M.B., Pub. B, n°23, 1958.
- [3] R. Sneyers. La détermination de la stabilité du climat par l'analyse statistique des séries d'observations; un exemple : la température de l'air et l'eau recueillie à Bruxelles-Uccle de 1833 à 1969. Ann. der Met., Neue Folge, Nr 5, pp. 205-208, 1971.
- [4] R. Sneyers. Homogénéité et stabilité des éléments météorologiques à Uccle (Belgique), Il Nuovo Cimento, Vol. 26, n°1, pp. 101-113, 1979.
- [5] Annales de l'Observatoire (royal) de Bruxelles, Observations météorologiques (1833 à 1875); Bruxelles, 1834 à 1877. Annales de l'Observatoire royal de Belgique, Nouvelle série, Annales météorologiques (1878 à avril 1904); Bruxelles, 1901 à 1907.
- [6] R. Sneyers. Les séries climatologiques de Bruxelles-Uccle. La pression atmosphérique. I.R.M.B., Pub. B, n°100, 1979.
- [7] R. Sneyers. Sur l'analyse statistique des séries d'observations. OMM, Note Technique n°143, 1975.
- [8] H. van Loon, J.C. Rogers. The seesaw in wintertemperatures between Greenland and Northern Europe, Part I, General Description, Month. Weather Rev., Vol. 106, n°3, pp. 296-310, 1978.

# ZUR QUANTIFIZIERUNG DER ÖRTLICHEN REPRÄSENTANZ WETTERABHÄNGIGER MESSUNGEN

Walter Fett

Institut für Wasser-, Boden- und Lufthygiene des Bundesgesundheitsamtes Berlin

## ZUSAMMENFASSUNG

Anhand vorliegender Meßkollektive werden Kenngrößen zur objektiven Beschreibung der Repräsentanz erkundet. - Systematische Einflüsse der Umgebung, welche die Repräsentanz einer Station beeinträchtigen, müssen sich durch die Windrichtungsabhängigkeit der betrachteten Meßgröße zu erkennen geben. Aus der Richtungsabhängigkeit werden statistische Kenngrößen abgeleitet und insbesondere an Luftüberwachungsstationen auf ihr Aussagevermögen als Repräsentanzmaß hin erprobt. - Zeitzufällige, nur an die betrachtete Station gebundene Einflüsse werden aus synchronen Messungen eines Stationstripels varianzanalytisch ermittelt und für jede Station die vom gemeinsamen Geschehen unabhängige, rein lokale Streuung angegeben. Aus der Anwendung dieses Verfahrens auf Temperatur- und Staubbmessungen in Berlin angewandt, ergeben sich bezeichnende Aussagen über die Repräsentanz bestimmter Stationen.

## ABSTRACT

By means of measuring collectives at hand parameter are investigated for the objective description of the representation. - Systematic influences of environment affecting the representation of a station must be recognizable through the dependence on the wind direction of the measuring quantities concerned. Statistical parameter are derived from the dependence on the direction and are tested concerning their measure of representation particularly at stations of air surveillance. - Influences being accidental according to time and due only to one station in consideration are determined by means of an analysis of variance through synchronous measurings of a station triplet. For each station the merely local dispersion independent of the common events is indicated. Significant statements about the representation of certain stations are resulting from the application of this procedure to the measurings of temperature and dust in Berlin.

## 1 PRÄZISIERUNG DER REPRÄSENTANZFRAGE

Die Frage nach der Repräsentanz einer Station stellt sich normalerweise a posteriori. Es gilt, ein bereits vorhandenes Meßstellen-netz zu bewerten - zwecks Auswahl, Beurteilung oder sinngemäßer Auswertung einzelner Stationen bzw. Meßserien. Gegenüber einer a-priori-Repräsentanzbestimmung, die nur aus der Kenntnis der die künftige Ergebnisstruktur bedingenden physikalischen Zusammenhänge erfolgen kann, können hier Kriterien angewandt werden, die sich am gewonnenen Material selbst orientieren.

Die Repräsentanz kann wohl nie eine nur qualitative sein und auch als quantitative Größe nie einheitlich und unabhängig vom Problem definiert werden. Das Repräsentanzproblem ergibt sich ja nur dort, wo mindestens zwei Objekte in zumindest ähnlicher Weise den Stationssensor ansprechen, allein jedoch nur das eine Objekt interessiert. Beispielhafte Objektpaare sind Nah- und Fernwirkung, Background und lokale Einflußquellen, natürlicher und anthropogener Anteil. Wie sind nun die Werte objektzugehörig zu diskriminieren und wie kann die Notwendigkeit und das mehr oder weniger Gelingen dieser Diskrimination beschrieben werden? Es muß ein Formalismus geschaffen werden, bei dessen Anwendung auf den Wertevorrat die Werte des gefragten Ob-

jektes wirksamer sind als die von den anderen Objekten ausgehenden. Dieser Formalismus kann nur nach physikalischen Vorstellungen entwickelt werden, ist also von Problem zu Problem spezifisch zu entwickeln und zu erproben.

Im allgemeinen erhält man lediglich eine relative Bewertung. Ist eine absolute Zuordnung eines Wertekollektives zum gefragten Objekt nicht möglich, so ist immer noch eine relative Aussage darüber von Wert, inwiefern eine Station oder ein Meßzeitabschnitt usw. intensiver auf das gefragte Objekt anspricht, d.h. repräsentanter ist, als eine andere Station usw. In Kenntnis dieser Begrenzung gilt es, die relative Repräsentanz problemgerichtet möglichst objektiv zu beschreiben. Das bedeutet die Wahl oder Entwicklung und Erprobung wirksamer Kenngrößen.

## 2 DIFFERENZIERUNG NACH SYSTEMATISCHER UND ZUFÄLLIGER BEEINFLUSSUNG DER STATIONSREPRÄSENTANZ

Wird die Repräsentanz einer Station etwa durch spezielle lokale Einflüsse eingeschränkt, so kann dieses entweder systematisch oder zufällig erfolgen. Für uns liegt ein Fall mit systematischen Einflüssen dann vor, wenn sie unter gleichen Bedingungen (z.B. Zeiten, meteorologische Situationen)

in gleicher Weise wirken und diese auch erfassbar sind. Auch eine zufällig wirkende Beeinflussung mag determiniert sein, doch ist dieser Fall für uns dadurch gekennzeichnet, daß wir zu ihrer Erfassung keine Handhabe finden und sie sich lediglich als statistische Streuung markiert. Nach dieser Differenzierung kann sich die Erkundung möglicher Ansatzpunkte für eine Repräsentanzbeschreibung ausrichten.

Ein Großteil systematischer Beeinflussungen gibt sich durch seine Abhängigkeit von der Windrichtung zu erkennen. Als Trenngröße bietet sich daher die Empfindlichkeit der Werte gegenüber Windrichtungsschwankungen an: Man ginge davon aus, daß die Empfindlichkeit umso kleiner ist, je ferner und/oder globaler die Objektquelle wirkt. Für die Ausprägung dieser Größe spielt es dann keine Rolle, ob etwa die Unruhe in der Windrichtungsabhängigkeit mehr von einer kleinen nahen oder mehr von einer großen fernen Störquelle stammt: zum Ausdruck käme letztlich nur die zahlenmäßige Wirkung in der Verteilung. Die zu entwickelnde - formale - Repräsentanzgröße muß lediglich möglichst variant sein gegenüber der Feinstruktur in der Windrichtungsverteilung, dagegen soll sie in gewissem Maße invariant gegenüber der Grobstruktur sein, um eine Richtungsabhängigkeit des Background im großen (weil erwartet) zuzulassen.

Für den Fall einer mehr zufälligen lokalen Beeinflussung einer Station innerhalb eines Netzes bietet sich als Trenngröße die mehr oder weniger Ähnlichkeit bei gleichzeitigen Wertänderungen an allen Stationen an: Je globaler das Einfluß nehmende Objekt wirkt, desto ähnlicher sollten die an allen Stationen gleichzeitig zu erwartenden Änderungen sein. Dieses drückt sich in den Werten einer Station umso deutlicher aus, je weniger sie von lokalen, also wahrscheinlich unähnlich wirkenden Objekten geprägt wird. Die Ermittlung einer demgemäß entwickelten Repräsentanzgröße würde mit Hilfe einer Varianzanalyse erfolgen können.

### 3 STATISTISCHE KENNZAHLEN ZUR REPRÄSENTANZ-QUANTIFIZIERUNG IN BEISPIELEN

Im folgenden wird eine Reihe statistischer Kennzahlen dargelegt, die sich zum einen aus der Erwartung einer Windrichtungsabhängigkeit, zum anderen einer Synchronität der Werteänderung anbieten. Ihre eventuelle Eignung zur Repräsentanzbeschreibung wird dann in Anwendungsbeispielen erprobt.

#### 3.1 Repräsentanzquantifizierung mittels Windrichtung bei raumsystematischer Beeinflussung

Der quantitative Vergleich polarer Verteilungen wird durch die Reduktion auf einzelne Kennzahlen erleichtert. - Zur Definition: Sind  $x(d)$  die Häufigkeiten oder Mittelwerte der betrachteten Größe bei Wind aus der Richtung  $d$ , so stehen als primäre Kenngrößen zur Verfügung: das aus den Richtungsmittelwerten

ungewogen abgeleitete Gesamtmittel  $m$ , die mittlere quadratische Abweichung  $s$  um das Gesamtmittel  $m$ , das entsprechende Vektormittel  $r$  und die mittlere Vektorrichtung  $\beta$ , die Autokorrelation  $R$  richtungsbenachbarter Werte, schließlich das mit der jeweiligen Windrichtungshäufigkeit gewogene Gesamtmittel  $M$ . An abgeleiteten Kenngrößen repräsentieren  $s/m$  die Abweichung von einer Gleichverteilung,  $r/m$  das relative Ausmaß der Richtungsorientierung,  $r/s$  das relative Gleichmaß der Richtungsorientierung (Einheitlichkeit) und  $m/M$  den Windrichtungs-Lagevorteil.

Wenn wegen der oftmals geringeren Prägnanz polarer Verteilungen deren optischer Vergleich zu keinen augenfälligen Beziehungen führt, erlauben derartig straffende Kenngrößen jedenfalls einen objektiveren Vergleich als die bloße Anschauung.

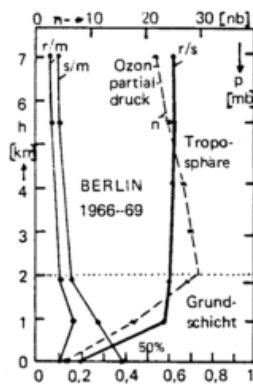


Abb. 1: Kenngrößenverlauf der Richtungsverteilung des Ozons

Für die Richtungsverteilung der Ozonkonzentration in verschiedenen Höhen über Berlin sind in Abbildung 1 einige Kennzahlverläufe gegenübergestellt. Erwartungsgemäß weichen die Bodenwerte am meisten ab. Demgegenüber fällt die große Ähnlichkeit des Gleichmaßvektors der Richtungsorientierung  $r/s$  in allen Höhenschichten auf, der sich damit hier als Repräsentanzbeschreibunggröße

anbietet. Selbst die Ozonverteilung in 1 km Höhe, die bereits durch die der Grundschicht eigentümlichen Abbauprozesse geprägt ist, ist mittels dieser Größe noch eindeutig in die für die freie Atmosphäre geltende Verteilungsstruktur einzuordnen, also von gleicher Repräsentanz. Daß allein die bodennahe Verteilung unrepräsentativ ist, macht auch die  $\beta$ -abhängige Abbildung 2 des Gleichmaßes  $r/s$  deutlich. Hier ist die Ozonwerte-Verteilung nicht nur von der Grundschicht, sondern vor allem von der Stadt speziell verändert.

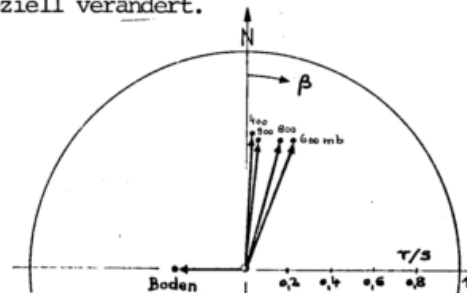


Abb. 2: Der relative Gleichmaßvektor  $r/s$  der Windrichtungsorientierung des Ozons in verschiedenen Niveaus.

In einer analogen Darstellung ist die Abweichung von der Richtungsgleichverteilung einer Reihe von Luftbeimengungen dargestellt, gemessen in Berlin (Jungfernheide) und Wien (Hohe Warte). Aus Tabelle 1 geht hervor, wie am stärksten  $NO$  und  $SO_2$ , und am schwächsten  $CO_2$  und Kohlenwasserstoffe durch die umgebende Stadt mitgeprägt werden.

Tab. 1: Kennzahlen der Richtungsverteilung

Ort:Zeit	x	m	s	r	β	s/m	r/m	r/s
Berlin-Jungfh. 1979-79	SO <sub>2</sub>	11H	32	20	124	.28	10%	.62
	CO	1,9	0,2	0,1	102	.11	6%	.55
	CO <sub>2</sub>	362	4,7	2,9	99	.01	0,8%	.62
Wien-Warte	SO <sub>2</sub>	113	51	27	108	.45	24%	.53
Dez1977	NO <sub>2</sub>	33	29	6,8	60	.87	21%	.24
Dez1977	CH <sub>4</sub>	19	4,0	1,6	80	.21	9%	.41
Jun1977	O <sub>3</sub>	21	2,4	1,0	91	.11	5%	.43
		35	5,5	0,9	61	.16	7%	.16

Unschwer lassen sich Stationen abweichender Repräsentanz bei kartenförmiger Darstellung der Kenngrößen ermitteln. Beispielsweise gibt Abbildung 3 das Ausmaß r/m und die Richtung β der Verteilungsorientierung für die SO<sub>2</sub>-Winterwerte 1976/79 des Berliner Überwachungsnetzes des Senators für Gesundheit und Umweltschutz wieder. Zumindest fällt hier die Station Nr. 20 völlig aus dem Rahmen, was auf eine unrepräsentativ lokale Prägung ihrer Werte hindeutet.



Abb. 3: Die Feldverteilung der Kenngrößen r/m und β läßt auffällige Stationen erkennen.

### 3.2 Repräsentanzquantifizierung mittels Varianzanalyse bei zeitzufälliger Beeinflussung

Die Modellvorstellung sei, daß eine Gruppe von drei Stationen sowohl einer regional gemeinsamen als auch einer von Station zu Station unabhängigen lokalen Variation unterliegt. Dann läßt sich unter Zugrundelegung synchroner Meßwerte aus den Varianzen der Differenzen Δx einer Meßstripelserie die lokale Varianz v(Δx) jeder der drei Stationen explizit nach dem Formelsatz

$$v(\Delta x_1) = \frac{1}{2} [v(\Delta x_{12}) + v(\Delta x_{13}) - v(\Delta x_{23})]$$

2	23	31	12
3	31	12	23

bestimmen. Die Streuung s(Δx<sub>j</sub>) repräsentiert dann den lokal aufgesetzten "Stationsfehler" und das Variationsverhältnis V<sub>j</sub> = v(Δx<sub>j</sub>)/v(x<sub>j</sub>) den zeitisoliert lokalen Bestimmtheitsanteil an der Gesamtvariation - unabhängig vom Meßniveau. Je kleiner diese

Größen sind, umso weniger sind sie lokal geprägt, umso repräsentanter spiegeln sie das regionale Geschehen wieder!

In Anwendung dieses Verfahrens auf das Berliner Stationstripel Dahlem-Tegel-Tempelhof zeigt Tabelle 2a-c das Resultat für die Temperaturbeobachtung im Januar 1979. Danach weist erwartungsgemäß das Dahlemer Meteorologische Institut die geringste und das Tegeler Fließ die größte lokale Eigenart auf, wobei generell die tiefste Tagestemperatur am höchsten und das Klimamittel am geringsten lokal geprägt ist. Erwartungsgemäß sind die Stationsunterschiede im Sommer weniger deutlich.

Tab. 2: Gesamtstreuung und lokaler Anteil

JAN 1979	m(x)	s(x)/m'	s(Δx)	s(Δx)/m'	v(Δx)/v(x)
a) Tiefste Temperatur (m' = m + 273,15)					
DahlemMET	-6.1	1.9%	0.42	0.16%	0.7%
TegelFließ	-6.4	2.0%	0.96	0.36%	3.2%
Tempelhof	-6.0	1.9%	0.77	0.29%	2.2%
b) Höchste Temperatur					
DahlemMET	-1.7	1.4%	0.36	0.13%	0.9%
TegelFließ	-1.9	1.4%	0.60	0.22%	2.7%
Tempelhof	-1.6	1.4%	0.37	0.14%	1.0%
c) Klimamittel					
DahlemMET	-3.8	1.5%	0.21	0.08%	0.2%
TegelFließ	-4.0	1.6%	0.58	0.22%	1.8%
Tempelhof	-3.6	1.5%	0.48	0.18%	1.5%
FEB 1967	m(x)	s(x)/m	s(Δx)	s(Δx)/m	v(Δx)/v(x)
d) Staubgehalt [μg/m <sup>3</sup> ]					
DahlemMET	136	49.2%	15.78	16.8%	11.7%
DahlemBGA	94	40.4%	20.67	22.0%	29.7%
Steglitz	300	46.6%	61.05	64.9%	195.6%

Eine analoge Betrachtung von Staubgehaltswerten des Berliner Stationstripels Dahlem (Met. Inst.), Dahlem (WaBoLu), Steglitz (Rathaus), führt zu dem in Tabelle 2d wiedergegebenen Ergebnis. Danach spielt beim Staub die lokale Abweichung eine wesentlich größere Rolle als bei der Temperatur. Gegenüber den vergleichbaren Kenngrößen beider Dahlemer Stationen (wohlgemerkt trotz unterschiedlicher Mittelwerte) heben sich die Steglitzer Werte so stark ab, daß die Lokalvariation sogar die Wettervariation wesentlich übertrifft. Die Stationslage, nämlich bodennahe Meßort in einer verkehrsreichen Straßenschlucht, macht dieses Resultat verständlich. Die Meßstelle repräsentiert die vom lokalen Geschehen und weniger vom Wetter geprägten Staubgehaltsverhältnisse, während die Dahlemer Stationen überwiegend das Regionalgeschehen wiedergeben.

Mögen diese Ergebnisse zum Teil wohl qualitativ erwartet worden sein, so wird doch für eine detaillierte Stationsbeurteilung und objektiv begründete Stationsauswahl erst mit einem quantifizierten Repräsentanzbegriff ein objektives Kriterium angeboten.

### 4 LITERATUR

FEIT, W.:

Zum Nachweis des Stadteinflusses auf den Ozongehalt der Luft mittels seiner Windrichtungsabhängigkeit. Scharreihe Ver. Wass- Boden-Lufthyg. Berlin-Dahlem, H. 33. Stuttgart 1970, S. 117-128.

VORSCHLAG ZUR STANDARDISIERTEN REDUKTION DER DATEN  
VERSCHIEDENER NATIONALER HIMMELSSTRAHLUNGS-MESSNETZE

Klaus Dehne

Deutscher Wetterdienst  
Meteorologisches Observatorium Hamburg

**ZUSAMMENFASSUNG:** Ausgehend von Definition und Meßtechnik der Himmelsstrahlung wird auf die Korrektur von Himmelsstrahlungsverlusten eingegangen, die bei der Messung mit Schattenring-Pyranometern auftreten. Es wird vorgeschlagen, die Himmelsstrahlungswerte von verschiedenen Meßnetzen, die mit verschiedenen Schattenringen arbeiten, durch Reduktionsfaktoren zu homogenisieren, die durch Vergleich mit einer Standard-Schattenscheiben-Apparatur gewonnen werden.

**ABSTRACT:** Starting from definition and measuring technique of diffuse solar radiation, the compensation for the losses of diffuse solar radiation resulting from the measurement by shading ring pyranometers is discussed. It is proposed to homogenize the diffuse solar radiation data gained from different radiometric networks using different shading rings, by reduction factors which are obtained by comparison to a standard shading disk device.

## 1 EINLEITUNG

Unter Himmelsstrahlung (auch diffuse Himmelsstrahlung oder diffuse Sonnenstrahlung genannt) versteht man die gestreute Solarstrahlung, die eine horizontale Ebene aus dem Halbraum unter Ausschluß des Raumwinkels der Sonnenscheibe empfängt (WMO 1971). Sie ergibt sich danach als Differenz zwischen der Globalstrahlung  $G$  (solare Strahlung vom gesamten Halbraum) und der direkten Sonnenstrahlung auf die horizontale Ebene,  $I \cdot \sin \gamma$ :

$$D = G - I \cdot \sin \gamma \quad (\gamma = \text{Sonnenhöhe}). \quad (1)$$

Aus praktischen Gründen werden zur Messung der direkten Sonnenstrahlung Pyrheliometer mit Gesichtsfeldwinkeln im Bereich von ca.  $5^\circ$ - $10^\circ$  benutzt. Daraus folgt dann gemäß Gleichung (1) eine meßtechnische Definition der Himmelsstrahlung, die auf den energiereichen Teil der Aureole verzichtet und damit Werte liefert, die ca. 10 % unter denjenigen Werten nach der idealen Definition liegen können.

## 2 MESSUNG DER HIMMELSSTRAHLUNG

Für die Messung ist die Kombination von einem Pyranometer (Gesichtsfeldwinkel  $180^\circ$ ) mit einer Sonnenabschattungs-Vorrichtung erforderlich. Zur Ausblendung der Sonne nimmt man idealerweise eine Scheibe, die an einer dünnen Halterung der Sonne nachgeführt wird. Der abgeschattete Raumwinkel sollte so gewählt werden, daß er mit dem Gesichtsfeldwinkel des Stationspyrheliometers korrespondiert und somit Gleichung (1) erfüllt wird. Schattenscheiben-Apparaturen werden wegen des erforderlichen Wartungsaufwands i.a. nur an Strahlungszentralen betrieben.

In Strahlungsmeßnetzen werden Ringe zur Sonnenabschattung eingesetzt. In der üblichen Bauform sind diese Ringe an geraden Schienen, die zum Himmelpol zeigen, so montiert, daß sie den ganzen Tagesbogen der Sonne abschatten und (der Deklination  $\delta$  der Sonne folgend) parallel zur Sonnenbahn verscho-

ben werden können (WMO 1971).

Bedingt durch die historische Entwicklung und fehlende Standardisierungsempfehlungen gibt es eine Vielzahl von unterschiedlichen Schattenringen. Die Verhältniswerte zwischen Ringbreite  $b$  und Ringradius  $r$ , die den Abschattungsraumwinkel bestimmen, liegen zwischen 0,089 und 0,353. Heutzutage liefern die meisten Pyranometer-Hersteller Schattenringssysteme. Die nationalen Wetterdienste benutzen häufig Eigenentwicklungen.

Dem Vorteil der geringen Wartung beim Schattenringverfahren steht der Nachteil gegenüber, daß der Ring unerwünschte Himmelsstrahlungsverluste liefert und deshalb Korrekturen erforderlich macht.

### 3 KORREKTUR RINGBEDINGTER HIMMELSSTRAHLUNGSVERLUSTE

Eine Reihe von Autoren, u.a. Drummond (1956), Schmid (1976), hat sich mit der Korrektur der ringbedingten Verluste befaßt. Theoretisch erhält man für einen Ring mit  $b/r \leq 0,2$  auf einer geraden Schiebeschiene in guter Näherung einen Himmelsstrahlungsverlust  $D_v$ , der proportional zu  $(b/r) \cdot \cos^3 \delta$  ist. Die Abhängigkeit von der räumlichen Verteilung der Himmelsstrahl-dichte ist i.a. kompliziert. Bei idealisierten Strahldichteverteilungen ergeben sich für den Ring des Deutschen Wetterdienstes ( $b/r = 0,169$ ) in Abhängigkeit von  $\delta$  die in Abb. 1 dargestellten Korrekturfaktoren  $f = 1/(1 - D_v/D)$ . Die zusätzlich eingetragenen Kurven der Korrekturwerte für den bedeckten und wolkenlosen Fall sind Grundlage einer nach der Größe der relativen Sonnenscheindauer interpolierten Korrekturtabelle.

Viele Dienste benutzen nur Monatsmit-

telwerte zur Korrektur. Im englischen und französischen Wetterdienst werden die theoretischen Korrekturfaktoren für die homogene Himmelsstrahl-dichte verwendet. Diese Werte, jedoch mit einem mittleren Zuschlag von 5 % für die Monatsmittelwerte, empfiehlt auch Drummond (1956).

### 4 VORSCHLAG ZUR STANDARDISIERTEN REDUKTION

Für die Notwendigkeit eines Reduktionsverfahrens zum Anschluß von Himmelsstrahlungsmeßwerten aus verschiedenen nationalen Netzen sprechen folgende Gesichtspunkte:

- a) Die Himmelsstrahlungsmeßwerte aus verschiedenen Meßnetzen sind z.Zt. nur innerhalb einer größeren Fehlertoleranz (i.a. bis zu 10 %) vergleichbar.
- b) Eine Vereinheitlichung der verschiedenen Meßnetze durch Einführung eines neuen Standard-Meßgeräts findet wenig Beifall. Dies würde neben dem Kostenaufwand den Bruch der Kontinuität von Meßreihen bedeuten; eine Umrechnung rückliegender Daten auf die neue Meßskala wäre nicht unmittelbar möglich.

Es wird deshalb zur Angleichung der verschiedenen Himmelsstrahlungsmeßreihen ein Datenreduktionsverfahren vorgeschlagen, wobei die Reduktionsfaktoren durch vergleichende Messungen mit einer Schattenscheiben-Apparatur gemessen werden. Dieses Verfahren bedeutet eine zusätzliche Auswertung neben der bisherigen Routine. Zur Gewinnung der Reduktionsfaktoren sind folgende Schritte vorgesehen:

- I. Aufbau einer Standard-Schattenscheiben-Apparatur.
- II. Kontinuierliche Parallelregistrierung von Daten  $D_S$  dieser Apparatur und Rohdaten  $D_R$  einer ausgesuchten Schattenring-Apparatur, um grundsätzliche

Beziehungen zwischen den Reduktionsfaktoren  $f_R = D_S/D_R$  und meteorologischen Größen sowie Parametern des Sonnenstandes abzuleiten.

III. Parallellauf von geprüften Exemplaren der Standard-Scheibenapparatur und Ringapparaturen der Meßnetze an ihren Einsatzorten zur Ableitung der Reduktionsfaktoren unter Verwendung der unter II. aufgestellten Formeln.

Der Aufbau eines Schattenscheiben-Standardgeräts dürfte keine grundsätzlichen Schwierigkeiten bereiten. Wesentlich ist die Festlegung des abgeschatteten Raumwinkels; hierbei bietet sich die Anlehnung an den Gesichtsfeldwinkel sowohl des Eppley Normal Incidence Pyrheliometer ( $5,7^\circ$ ) als auch des Linke-Feußner-Aktinometers ( $9,6^\circ$ ) an. Von ausgesuchter Qualität muß das eingesetzte Pyranometer sein; es sollte vor allem möglichst kleine Winkelfehler besitzen.

Die Ableitung von Korrekturfaktorformeln durch Auswertung der Parallelmessungen gemäß Schritt II kann dagegen mehr Aufwand bedeuten, zumal das Ziel ist, Korrekturfaktoren für Stundensummen zu gewinnen. Als Parameter für Korrekturformeln sollten Größen in Betracht kommen, die ohne zusätzlichen Aufwand zur Verfügung stehen. Hierzu gehören neben Parametern des Sonnenstandes ( $\delta, \gamma$ ) auch Strahlungswerte (z.B.  $G$  und  $D_R$ ) und deren Verknüpfungen (z.B.  $D_R/G$ ) sowie Ergebnisse von Bewölkungsbeobachtungen (Bedeckungsgrad, Wolkentyp) und gegebenenfalls auch die Sonnenscheindauer.

Zur Ableitung der Reduktionsfaktoren für die Geräte in den einzelnen Meßnetzen ist nur eine Umrechnung der im Schritt II gewonnenen Formeln auf das jeweilige Verhältnis  $b/r$  erforderlich, sofern  $b/r$  nicht zu groß ( $<0,2$ ) ist. Ferner ist zu bedenken, daß in die

abgeleiteten Reduktionsfaktoren auch Eichfaktor-Abweichungen und Winkelfehler des Ring-Pyranometers eingehen. Winkelfehler-Effekte in der Größenordnung von 3 % sind durchaus möglich.

## 5 LITERATUR

DRUMMOND, A.J.: On the Measurement of Sky Radiation. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim., Ser. B, 7 (1956) S.437-465.

SCHMID, W.: Aufbereitung und Qualitätskontrolle langjähriger Meßunterlagen der Globalstrahlung und Himmelsstrahlung. Arbeitsber. Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt Nr. 59 (1976).

WMO: Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices, 4. Aufl., WMO-No. 8.TP.3, Kap. IX. Genf: WMO 1971.

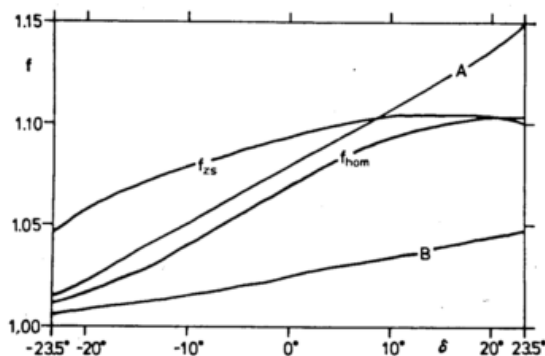


Abb. 1: Berechnete Schattenring-Korrekturfaktoren  $f_{hom}$  und  $f_{ZS}$  für den Ring des Deutschen Wetterdienstes im Falle homogener bzw. zenitsymmetrischer Verteilung der Himmelsstrahlendichte in Abhängigkeit von der Sonnen declination  $\delta$ . Kurven A und B: Mittelwerte empirischer Faktoren für den wolkenlosen und bedeckten Fall.

Christian Werner

DFVLR-Institut für Optoelektronik, Forschungszentrum Oberpfaffenhofen, 8031 Wessling

Zusammenfassung

Eine genaue Messung der Schrägsichtweite ist wichtig für Flugzeuglandungen. Die Fernmessverfahren wurden in den vergangenen Jahren auf ihren Einsatz in der Praxis hin getestet. Die Laser-Radar-Verfahren stellten sich als zu kostspielig heraus. In dieser Arbeit wird ein modifiziertes Entfernungsmessverfahren beschrieben, das es gestattet, die Laser-Wolkenhöhenmesser zur Schrägsichtweitenbestimmung heranzuziehen.

Abstract

A careful measurement of the slant range visibility every day becomes more important for a safe and regular aircraft landing operations. Measurements are necessary under visibility conditions lower than 1500 m up to an altitude of about 100 m. Many remote sensing methods are known to determine the slant range visibility. Discussions of the use of laser radar systems to measure the optical properties of the atmosphere have been published. For practical applications such an expensive system was not useful. This paper describes a modified laser rangefinder system which uses a simplified slope method. The accuracy of this "Two-Point-Method" is analyzed for several atmospheric conditions. Measurements with a described prototype system are presented.

1 EINLEITUNG

Bei der ständig zunehmenden Verkehrsdichte im Flugverkehr und den immer größer werdenden Geschwindigkeiten ist es von wesentlicher Bedeutung, die bei der Landung und beim Start der Flugzeuge herrschenden Sichtverhältnisse objektiv erfassen zu können. Die Luftfahrt leidet regelmäßig und insbesondere im Herbst darunter, daß Nebel an den Flughäfen die Starts und Landungen erschwert oder unmöglich macht. In dieser Situation ist es besonders wichtig, die längs der Start- und Landewege herrschenden Sichtverhältnisse objektiv zu erfassen und die Tendenz zu ermitteln / 4 / 5. / Technische Hilfsmittel für die Messung sind bisher üblicherweise Transmissometer und Leuchtdichtemeßgeräte am Boden, mit deren Hilfe die sogenannte Runway Visual Range (RVR) ermittelt wird / 1 /. Zusätzlich und für den Piloten wesentlich ist jedoch auch der Sichtverlauf längs des Gleitpfades, die sogenannte Slant Visual Range (SVR) / 8 /, die eigentlich stets ebenfalls gemessen werden müßte.

Abb. 1 verdeutlicht die geometrischen Verhältnisse beim Landeanflug. Bei der Diskussion nehmen wir an, daß ein im Anflug auf dem Gleitpfad befindliches Flugzeug nacheinander die Horizontalsichtstufen mit den Sichtweiten  $V_{N_1}$ ,  $V_{N_2}$ ,  $V_{N_3}$  und  $V_{N_4}$  durchfliegt.

Vom Flughafen aus kann dem Piloten nur die horizontale Normsichtweite über den Landebahn gemeldet werden, die mit einem Transmissometer gemessen wird. Für den Piloten, der verantwortlich für die sichere Landung ist, ist es in jedem Fall wichtiger, die Sicht entlang des Gleitpfades zu kennen. Bei einem Anflug durch Wolken ist die Höhe der Wolkenuntergrenze und die Dicke dieser Wolkenschicht interessant. Diese Bestimmung der Wolkenuntergrenze wird mit Ceilometern oder Wolkenhöhenmessern durchgeführt. Für den Fall des Bodennebels muß wiederum die Höhe der Nebelobergrenze und die optische Homogenität bekannt sein, und in derartigen Situationen ist es für die Verantwortlichen außerordentlich schwierig, anhand von Zusatzinformationen, z.B. aus Ballonaufstiegen und einschlägiger Erfahrung, eine präzise Auskunft darüber zu geben, ob der anfliegende Pilot am kritischen Punkt (Abb. 1, Punkt A) mit Landebahnsicht rechnen kann, ob er auf ein Fehlanflugverfahren gefaßt sein muß oder ob die Sichtverhältnisse eine sichere Landung zulassen oder nicht. In derart kritischen Wettersituationen, die leider nicht selten sind, wäre eine laufende instrumentelle Überwachung der Schrägsichtweite von großem Vorteil / 10 /.

Für die Bestimmung der schrägen Normsicht könnte man im Prinzip Transmissometerstrecken auf dem Gleitpfad erstellen / 9 /. Die dabei notwendig werdenden Türme am Anflugbereich stellen aber in jedem Falle Gefahrenquellen dar.

Der Einsatz von Fernmeßgeräten und insbesondere der Lidar-Geräte läßt hier Abhilfe erwarten. Lidar bedeutet light dedection and ranging in Analogie zu Radar als radiowave detection and ranging /1, 2 /.

Es wurde von der ICAO erwartet, daß man bis 1980 entscheiden könnte, welches Verfahren geeignet ist. Die Lidar-Verfahren geben zwar genaue Werte der Schrägsichtweite an, ihr Einsatz scheiterte aber an den entsprechenden Kosten von mehr als 200 TDM/Stück. Durch die Erarbeitung des hier vorgestellten 2-Punkte-Verfahrens können Laser-Wolkenhöhenmesser zur Schrägsichtweitenmessung modifiziert werden. Für Testmessungen der Schrägsicht wurde ein Lidar Gerät entwickelt und im praktischen Einsatz erprobt. Das Gerät ist gekennzeichnet durch einen einfachen, wartungsfreundlichen und kompakten Aufbau und läßt einen automatischen Betrieb zu. Bei Messungen ist das neue Verfahren getestet worden. Eine Ausgabe der Meßwerte in den Meldeschlüssel wird vorgeschlagen.

## 2 DEFINITION DER SCHRÄGEN NORMSICHT

Der Begriff Sichtweite in der Atmosphäre wird als die maximale Entfernung angesehen, über die eine bestimmte Sichtaufgabe erfüllbar ist. Dies gilt aufgrund einer einheitlichen Theorie für den Wellenlängenbereich von 0.35  $\mu\text{m}$  bis 3  $\mu\text{m}$ . / 3, 6 /. Die Normsichtweite  $V_N$  entspricht der Laufstrecke, die bei der Wellenlänge  $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$  2% der einfallenden Strahlung gerichtet hindurchläßt; dies unter der Voraussetzung, daß die Extinktion längs dieser Laufstrecke konstant ist. Die Schrägsichtweite oder Slant Visual Range (SVR) ist definiert als die schräge Distanz zum entferntesten Landelicht, welches der Pilot aus der Höhe von 100 Fuß, der sogenannten Decision height, noch sieht. (Abb.1).

In Analogie zur Definition der Normsichtweite  $V_N$  kann man eine schräge Normsichtweite  $V_{NS}$  folgendermaßen definieren (nach / 8/):

Die schräge Normsichtweite  $V_{NS}(\alpha)$  ergibt sich durch die Projektion des schrägen Sichtpfades  $R$  ( $\alpha$  ist der Erhebungswinkel) für 2% Strahltransmission auf den horizontalen Boden

$$V_{NS}(\alpha) = R(\tau_r = 2\%) \cos \alpha \quad (1)$$

Abbildung 1 zeigt die Verhältnisse.

In Abwandlung dieser Definition kann man nach Gleichung (1) meßtechnisch die Strecke  $R_{\alpha}(\tau_r = 2\%)$  zu erfassen trachten und mit dem Kosinus des Meßwinkels multiplizieren. Die SVR kann aus dieser schrägen Normsicht in Analogie zur RVR durch Verbindung mit Aussagen über die Lichtstärke der Anflugbeleuerung und das Luftlich bestimmt werden.

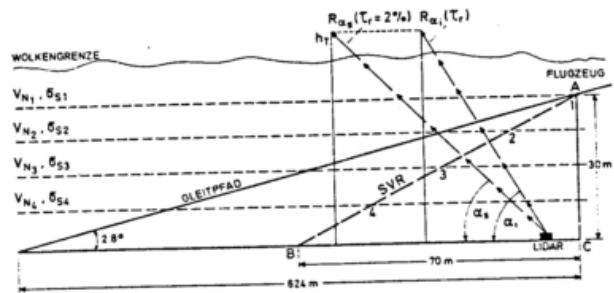


Abbildung 1: Meßanordnung für den Fall der streckenweise homogenen Schichtung in der Atmosphäre

## 3 IN DER PRAXIS GEFORDERTE PARAMETER

Die Bestimmung der Schrägsichtweite ist im Flughafenbereich hauptsächlich bei ungünstigen Sichtbedingungen wichtig, wie etwa bei Sichtweiten unter 1.5 km / 4/. Dies ist der Fall bei starkem Dunst und Nebel, bei niedrig hängenden Wolken und bei Niederschlag.

Diese Messungen sind in den untersten 100 m über der Landebahn auszuführen. Nimmt man als Beispiel die Abbildung 1 mit den Sichtweiten  $V_{N4} = 100 \text{ m}$ ,  $V_{N1} = 10 \text{ km}$  und eine dazugehörige Höhe der Nebelschicht von 30 m, so erhält der Pilot lediglich die Meldung "Runway Vsual Range ist 100 m". Er kann aber durch die geringe Dicke der Nebelschicht durchaus die Landelichter erkennen. Man kann sich auch folgendes Extrem vorstellen, daß die Bodennebelschicht nur 10 m vertikale Ausdehnung hat und der Pilot eines Großraumflugzeuges nach der Landung noch oberhalb des Nebels wäre. Für die Flughäfen existiert hinsichtlich der Runway Visual Range eine Einteilung in 3 Kategorien mit den in Tabelle 1 dargestellten Genauigkeiten.

Tabelle 1

Sichtkategorien mit Genauigkeitsgrenzen nach I.C.A.O.

Kategorie	RVR	Genauigkeiten	Wolkenbasis
III C	0		
III B	50 - 150 m	± 25 m	größer 0 m
III A	200 - 350 m	± 50 m	größer 0 m
II	400 - 750 m	± 50 m bis 500 m ± 100 m größer 500 m	größer 30 m
I	800 - 1400 m	± 100 m bis 1100 m ± 200 m darüber	größer 60 m

#### 4 LIDAR VERFAHREN

Für die Bestimmung der schrägen Normsicht könnte man im Prinzip Transmissionsmeter auf dem Gleitpfad aufstellen / 9/. Die dabei notwendig werdenden Türme im Anflugbereich stellen aber in jedem Fall eine große Gefahrenquelle dar. Der Einsatz von Fernmeßverfahren und hierbei der Lidar-Methoden bietet sich an.

Bei diesem Verfahren wird statt der Transmission, die Rückstreuung des Lichts als Funktion der Zeit gemessen, nachdem ein Laserpuls ausgesandt wurde. Das rückgestreute Licht enthält die Information über die Dichte der Aerosole entlang des Laserstrahls. Setzt man vereinfachend eine streckenweise homogene Atmosphäre voraus, was mit einer konstanten Rückstreuung auf den entsprechenden Strecken verbunden wäre, wird die Größe des Rückstreusignals durch das Produkt aus reziproker Entfernung im Quadrat und der Extinktion der Atmosphäre bestimmt. Wegen der bekannten Beziehung von Sichtweite und Extinktion kann die Sichtweite entlang des Laserstrahls durch exakte Analyse des Lidar Signals erhalten werden.

Abb. 2 dient zur Erläuterung des Lidar Prinzips. Im oberen Teil dieser Abbildung sind die Öffnungswinkel von Laser und Teleskop für diese Erklärung übertrieben groß dargestellt. Im Normalfall sind beide Achsen parallel (oder coaxial) angeordnet und die Winkel betragen einige Milliradian.

Der Laser sendet einen Lichtimpuls der Dauer  $\Delta t$  mit der Leistung  $F_0$  und der Wellenlänge  $\lambda$  in die Atmosphäre. Der Verlauf eines solchen Impulses ist in Abb. 2 gestrichelt angedeutet. Die Dauer des Impulses entspricht in der Atmosphäre einer geometrischen Ausdehnung von  $c \Delta t = \ell$  Metern.

Das Licht wird auf dem Weg durch die Atmosphäre gestreut und geschwächt. Ein Teil des Lichts wird von den Molekülen und Aerosolteilchen in Rückwärtsrichtung gestreut ( $\phi = 180^\circ$ ). Durch die übertrieben gezeichnete Darstellung der Abb. 2 ist auch der Rückstreuwinkel geändert dargestellt. Das zurückgestreute Licht kann durch einen neben dem Laser aufgestellten Teleskop mit Detektor empfangen werden. Die Empfängerfläche sei  $\bar{e}$  die empfangene Strahlungsleistung aus der Entfernung  $R$  ist bei der maximalen Entfernungsauflösung  $\Delta R = \ell/2$ :

$$F_0(\lambda, Ri) = F_0(\lambda) \ell \cdot \bar{e} \left( \beta_{SR}(\lambda, 180^\circ) + \beta_{SA}(\lambda, 180^\circ) \right) \cdot \zeta(R) \cdot \exp \left\{ -2 \int_0^R (\sigma_{SR}(\lambda) + \sigma_{SA}(\lambda) + \sigma_a(\lambda)) ds \right\} \quad (2)$$

Dabei ist  $F(\lambda Ri)$  = empfangene Strahlungsleistung  
 $F_0(\lambda)$  = ausgesandte Strahlungsleistung  
 $\ell$  = Laserpulslänge,  
 $\bar{e}$  = effektive Empfängerfläche,  
 $\beta_{SR}(\lambda, 180^\circ)$  = Molekül-Volumenrückstreukoeffizient.  
 $\beta_{SA}(\lambda, 180^\circ)$  = Aerosol-Volumenrückstreukoeffizient.  
 $\zeta(R)$  = Geometriefaktor

Um größere Signale zu erhalten und gleichzeitig das Signal/Rauschverhältnis zu verbessern, arbeitet man meistens nicht mit der maximalen Entfernungsauflösung  $\Delta R_{max} = \ell/2$  sondern mit  $\Delta R = c \Delta t' / 2$ , wobei  $\Delta t'$  die von der Empfänger-elektronik noch aufgelöste Impulsbreite bedeutet. Dann steht  $c \Delta t'$  anstelle von  $\ell$ .

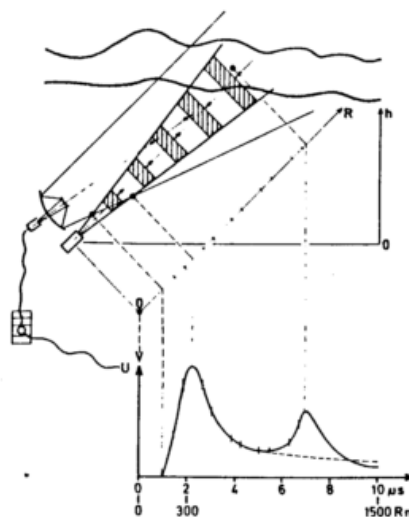


Abbildung 2: Lidar Prinzip

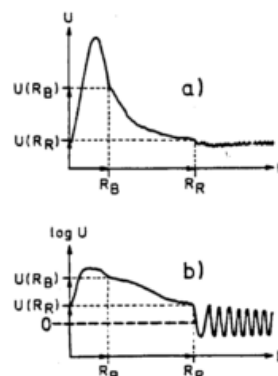


Abbildung 3: Prinzip des Zwei-Punkte-Verfahrens (linear- (a) und logarithmisch-(b) verstärktes Signal)

Mit den bekannten Gerätegrößen und den Detektorcharakteristiken bestimmt man mit dem Lidar die Kombination zweier Parameter, der Extinktion und der Rückstreuung. Das Signal U am Detektor ist

$$U(R) = \frac{K}{R^2} (\beta_{SR}(\lambda, 180^\circ) + \beta_{SA}(\lambda, 180^\circ)) \cdot \zeta(R) \cdot \exp\left\{-2 \int_0^R (\sigma_{SR}(\lambda) + \sigma_{SA}(\lambda) + \sigma_a) dr\right\} \quad (3)$$

wobei in K alle Systemparameter enthalten sind (Einheit  $V m^3 sr$ ).

Die Gleichung vereinfacht sich mit  $\beta_S(\lambda, 180^\circ) = \beta_{SR}(\lambda, 180^\circ) + \beta_{SA}(\lambda, 180^\circ)$  und bei voller Überlappung  $\zeta(R) = 1$  sowie mit der Einführung der Transmission

$$\tau^2 = \exp\left\{-2 \int_0^R (\sigma_{SR}(\lambda) + \sigma_{SA}(\lambda) + \sigma_a) ds\right\} \quad (4)$$

auf

$$U(R) = \frac{K}{R^2} \beta_S(\lambda, 180^\circ) \cdot \tau^2 \quad (5)$$

Man mißt mit einem Laserpuls die Extinktion bzw. die Rückstreuung zeitlich aufgelöst von einigen Metern bis zu einigen tausend Metern. Die Dauer einer Messung bis zu einer Entfernung von 1500m beträgt 10 Mikrosekunden. Diese kurze Zeit ist unter Umständen (z.B. bei Regen, starker Turbulenz ect.) nicht ausreichend, um den vom Auge gemittelten Zustand der Atmosphäre richtige Pulse im Abstand einiger Sekunden mitteln müssen. Für den Einsatz des Lidars wurde in den vergangenen Jahr folgende Fragen geklärt

- Kann der Rückstreckkoeffizient  $\beta_S$  als konstant oder zumindest stückweise konstant angesehen werden?
- Wie ist die Wellenlängenabhängigkeit der Extinktion zu berücksichtigen?
- Wie geht der Einfluß der Mehrfachstreuung in die Berechnung ein?
- Welcher Wellenlängenbereich ist im Hinblick auf die mögliche Augengefährdung auszuwählen?
- Wie kann ein Auswerteverfahren gefunden werden, der sich für Routineanwendungen eignet.

## 5 AUSWERTEVERFAHREN

Der Vorteil der Lidar Fernmeßtechnik liegt darin, daß die Meßrichtung leicht geändert werden kann, so könnte zum Beispiel auch entlang der in Abb.1 gezeichneten Linie (SVR) gemessen werden.

Die bisher genaueste Auswertemethode für das Rückstreusignal, die sogenannte Slope-Methode, erfordert einen großen elektronischen Aufwand

für die Signalspeicherung und im Anschluß daran eine rechnerische Bestimmung der Entfernungsabhängigkeit des Dichte der streuenden Teilchen. Die praktische Einführung der Methode scheitert an den notwendigen Personal- und Gerätekosten.

Aus der Lidar Gleichung (5) erhält man einen entfernungskorrigierten Signalverlauf, die sogenannte Lidar Signatur S(R) zu:

$$S(R_i) = \frac{U(R_i) R_i^2}{K} = \beta_S(R_i) \tau_i^2 \quad (6)$$

mit

$$\tau_i = \exp\left\{\int_0^{R_i} \sigma_e(r) dr\right\} \quad (7)$$

Zur Bestimmung der für die Sichtweitenbestimmung notwendigen Extinktion muß der Verlauf der Signatur S bestimmt werden.

Wenn man annimmt, daß die Rückstreuung  $\beta_S$  konstant ist innerhalb eines Entfernungsbereichs  $\Delta R = R_l - R_k$ , dann ist

$$\frac{1}{S} \frac{dS}{dR} = -2\sigma_e \quad (8)$$

Daraus erhält man mit Gleichung (1)

$$V_s' = - \frac{7.8 \cdot \Delta R}{\Delta \ln S(R_i)} \quad (9)$$

Für den Sonderfall einer absolut einheilichen Sichtweite im Meßbereich kann die Extinktion aus der Neigung der Kurven direkt bestimmt werden.

Ein weiteres Verfahren, welches die Kostenprobleme löst, ist nur mit einer zusätzlichen unabhängigen Sichtmessung eindeutig. Diese Methode, die Reichweitenmethode genannt wird, benutzt das Erreichen der Nachweisgrenze des Laserlichts als Kriterium. Die Entfernung, bei der die Nachweisgrenze erreicht wird, kann bei guter Sicht, also bei geringem Aerosolgehalt und damit bei geringer Rückstreuung gleich der Reichweite des Signals bei Nebel sein, wo in erster Linie die stärkere Extinktion das Signal bestimmt. Deshalb kann eine sichere Aussage nur durch eine weitere unabhängige Messung der Sicht erfolgen.

Abb. 3 a zeigt zur Verdeutlichung des Zwei-Punkte-Verfahrens nochmals ein Signal, wie man es bei Benutzung linearer Verstärkung für einen Laserpuls erhält

Man kann sich analog zur Slope Methode bei zwei Entfernungen  $R_B$  und  $R_R$  die zugehörigen Spannungswerte herausgreifen und erhält folgende Beziehungen für die Spannungswerte

$$U(R_B) = \frac{K}{R_B^2} \cdot \beta_s(R_B) \tau_{R_B}^2 \quad (10)$$

$$U(R_R) = \frac{K}{R_R^2} \cdot \beta_s(R_R) \tau_{R_R}^2 \quad (11)$$

Unter der Annahme einer homogenen Sichtweite, was bedeutet

$$\begin{aligned} \beta_s(R_B) &= \beta_s(R_R) = \beta_s \\ \sigma_s(R_B) &= \sigma_s(R_R) = \sigma_s \end{aligned} \quad (12)$$

erhält man eine Beziehung

$$\frac{U(R_R) \cdot R_R^2}{U(R_B) R_B^2} = \exp \{-2\sigma_s (R_R - R_B)\} \quad (13)$$

oder umgeformt

$$\sigma_s = \frac{1}{2(R_R - R_B)} \ln \frac{U(R_B) R_B^2}{U(R_R) R_R^2} \quad (14)$$

und mit Gl.(1)

$$V_s = \frac{7.82 \cdot \Delta R}{\ln \left( \frac{U(R_B) R_B^2}{U(R_R) R_R^2} \right)} \quad (15)$$

die nur noch 4 Meßgrößen enthält, von denen 2 durch die Technik vorgewählt werden können: die Meßspannungen  $U(R_B)$  und  $U(R_R)$  bei den Entfernungen  $R_B$  und  $R_R$ . Wenn man nun in Übereinstimmung mit Gl.(1) annimmt, daß die Strecke  $2(R_R - R_B)$  gleich der Strecke  $R$  ist, für die der Grad der gerichteten Transmission 2% beträgt und man weiter annimmt, daß diese 2% auf das Signal  $U(R)$  übertragen gerade der Rauschspannung  $U_R$  entsprechen, dann kann man hier die Reichweitenmethode mit der Slope-Methode verbinden. Man hat eine je nach Detektor und Verstärker bekannte Rauschspannung  $U_R$  und bestimmt wie bei der Reichweitenmethode mittels Zeitmessung eine zugehörige Rauschentfernung  $R_R$ . Weiterhin benötigt man als zweiten Punkt ein Signal  $U(R_B)$  am Beginn des Signalverlaufs bei der Entfernung  $R_B$ . Dies kann gewonnen werden durch eine einzige Spannungsmessung nach einer Zeit die der Entfernung  $R_B$  entspricht. Dieses ist eine bekannte Technik. Das Meßproblem bleibt somit die Messung der Entfernung  $R_R$ , hierfür bietet sich ein logarithmischer Verstärker in Abwandlung zur Torschaltung der Reichweitenmethode an. Abbildung 3b zeigt das logarithmisch verstärkte Signal. Bewirkt durch

die gleiche Verstärkung für positive wie negative Spannungen wird bei Erreichen der Rauschspannung ein Nulldruchgang beim logarithmisch verstärkten Signal erfolgen. Die Messung der Rauschentfernung reduziert sich zu einer bei Entfernungsmessern bekannten Start-Stop-Zählung.

Aufgaben des vorgeschlagenen Verfahren ist es, die Mehrdeutigkeit der Reichweitenmethode zu beheben und trotzdem praktikabel zu bleiben. Dazu wird ein zweiter Stützpunkt des Lidar Signals benötigt. Dieser zusätzliche Meßwert muß eine Aussage über die Größe der Rückstreuung in unmittelbarer Nähe des Empfängers erbringen. Der elektronische Aufwand der Speicherung eines Spannungswertes und dessen Verrechnung mit der Reichweite des Signals ist gering im Vergleich zur aufwendigen Slope-Methode. Der mögliche verbleibende Nachteil, daß Inhomogenitäten im Signalverlauf zwischen 1. und 2. Stützpunkt zu Fehlinterpretationen führen können, wird in den vorliegenden Verfahren durch Messung unter einem weiteren Winkel ausgeschaltet. Ein Algorithmus für den praktikablen Einsatz in Verbindung mit einem Laser-Wolkenhöhenmesser wird angegeben.

Die Meßwerte können vom zentralen Rechner (der Flughafenwetterwarte) korrigiert werden für Mehrfachstreuung und Wellenlänge (Frage b und c). Die Konstanz der Rückstreuung wird geprüft (Frage a). Weiterhin werden die Meßwerte verschlüsselt und können damit in die Meßnetz eingehen.

Eine Eingabe in gleicher Form wie für die RVR sollte vorgesehen werden.

## 6 ZUSAMMENFASSUNG

Für eine netzmäßige Erfassung der Schrägsicht waren mehrere Voraussetzungen zu erfüllen. Es bedurfte einer abgesicherten Definition zur Messung, die in Form der schrägen Normsicht (Ruppersberg, Weiss) geliefert wurde. Weiterhin war ein praktikables Auswerteverfahren nötig das es gestattet, ohne Großrechner die Fernmeßverfahren einzusetzen. Dies gelang durch das 2-Punkte-Verfahren.

Einem Einsatz steht nunmehr von der Seite der Physik nichts mehr im Wege, die Technik ist aufgerufen, geeignete, augensichere Laser zu stellen.

## 7 LITERATUR

- 1 Brown, R.T. (1973) "A New Lidar for Meteorological Application" J. Appl. Meteor., 12, 698-708.
- 2 Collis, R.T.H. Viezee, W. Uthe, E.E. Obianas, G. (1970) "Visibility Measurement for Aircraft Landing Operations" Stanford Research Institute, Final Report, Contract No. F 19 628-70-C-0083 for AFCL
- 3 Duntley, S.Q. (1948) "The Reduction of Apparent Contrast by the Atmosphere" J. Appl. Meteor., 38, 179-191.

- 4 FAA Report (1974) "Slant Range (SVR) Approach Light Contact Height (ALCH) Measurement System: Evaluation in Fog" Final Report FAA No. FAA-RD-74-7.
- 5 Hoffmann, H.-E. (1979) "Der Einfluß der Flughöhe und des Gesichtsfeldbegrenzung auf die Sichtbarkeit von Objekte am Boden und die maximale Sichtbarkeitflughöhe DFVLR-FB-79-35.
- 6 Höhn, D.H. (1975) "Atmospheric Vision 0.35  $\mu\text{m} \leq \lambda \leq 14 \mu\text{m}$  Applied Optics 14 (1975) 404-412.
- 7 Penndorf, R. Goldberg, B. Lufkin, D. (1952) "Slant Visibility" Air Force Surveys in Geophysics No. 21.
- 8 Ruppertsberg, G.H. Schellhase, R. (1979) "The Slant Meteorological Visibility" Optica Acta 26,699-709,1979.
- 9 Stahlenhof, A.H.C. (1974) " SlantVisibility during Fog Related to Wind Speed, Air Temperature and Stability. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B 22,351-361, 1974.
- 10 Weiss, I. (1977) "Meteorologie und Sichtweite" Vortrag und Bericht im Lehrgang" Sicht und Sichtmessung" der Carl Cranz Gesellschaft Heidelberg, 1977.

## MESOKLIP - EIN EXPERIMENT ZUR ERFASSUNG MESOSKALIGER STRUKTUREN

F. Fiedler, Meteorologisches Institut Universität Karlsruhe

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Beschreibung von atmosphärischen Zuständen über komplexen Geländeformen ist abhängig von einer Reihe von Voraussetzungen. Diese betreffen die Schließung von Kenntnislücken über in mesoskaligen Bereichen auftretende Vorgänge und die Erarbeitung empirischer Zusammenhänge für die Behandlung kleinskaliger Größen an geneigten Flächen.

Das Experiment MESOKLIP diente dem Ziel, über orographisch strukturiertem Gelände - dem Oberrheingraben - die in einem vierzehntägigen Zeitraum auftretenden Phänomene zu erfassen und gleichzeitig damit Datensätze für Anfangsbedingungen und Verifikationen von Modellrechnungen zu liefern.

Es werden zunächst die wichtigsten Phänomene, die im Zusammenhang mit orographischen Einflüssen auftreten, dargestellt, die Durchführung des Experiments erläutert und abschließend einige Ergebnisse anhand des Bodenwindfeldes vorgestellt.

### ABSTRACT

The description of atmospheric states over complex terrain is dependent upon several conditions. These concern the reduction of lack in the knowledge on mesoscale processes and the derivation of empirical relationships for the treatment of small scale processes on sloping terrain.

The aims of the experiment MESOKLIP were twofold: to visualize comprehensively phenomena in the mesoscale occurring within a period of 14 days and to achieve the necessary initial data sets for numerical mesoscale models and the means for their verifications. Some important mesoscale phenomena connected with orographic influences will be discussed. An overview on the experiment with some first results displayed with the surface wind field is given.

#### 1 MESOSKALIGE PHÄNOMENE ÜBER OROGRAPHISCH STRUKTURIERTEM GELÄNDE

Die Atmosphäre besitzt ein kontinuierliches Spektrum von Vorgängen beginnend von den ultralangen Wellen bis zu Abläufen in molekularen Größenordnungen. Dieses Spektrum findet man im wesentlichen auch über homogenem Untergrund wie den Ozeanen und ist die Folge von internen Instabilitäten des Systems.

Beim Überströmen von stark gegliederten Grenzflächen, erfährt die Atmosphäre Anstöße in einer großen Zahl, die die beobachtbaren Erscheinungen sehr komplex gestalten. Berge, die sich der Luftströmung in den Weg stellen, müssen überströmt oder umströmt werden. Dadurch werden zu den internen Vorgängen neue Vorgänge angeregt. Neben den horizontalen Umlenkungen der Strömung, die zu positiven oder negativen

Beschleunigungen führen, spielen hauptsächlich die auftretenden Vertikalbewegungen eine dominante Rolle in der Ausbildung mesoskaliger Variabilität der Atmosphäre.

Selbst kleine Erhebungen des Geländes sind häufig am Wolkenfeld erkennbar, da die Atmosphäre höchst empfindlich auf Vertikalbewegungen reagiert. Bei stabiler Dichteschichtung der Atmosphäre werden durch erzwungene Vertikalbewegungen Wellenbewegungen (Abb. 1) ausgelöst.

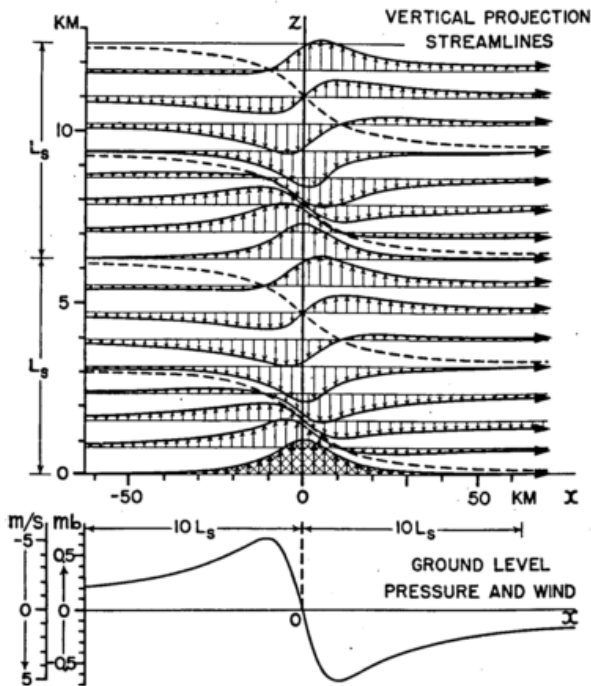


Abb. 1: Wellenbewegung im Lee eines Bergrückens bei hydrostatisch stabiler Atmosphäre (nach P. Queney, 1948)

Bei labiler Schichtung dagegen führen sie zur Auslösung von Folgeprozessen, die eng mit der Verteilung des Wasserdampfes verknüpft sind. Da innerhalb der unteren 2000 m mehr als die Hälfte des Wasserdampfes enthalten ist, führen geringe Vertikalumlagerungen zu Phasenübergängen und Wolkenbildung (siehe Abb. 2b), die häufig mit Niederschlag oder einer Verstärkung des Niederschlags verbunden ist. Im Lee der Berge (Abb. 2a) führt die durch Absinkbewegungen bedingte Auflösung der Wolken zu einer Verstärkung der horizontalen Variabilität. Die Besonnung der wolkenfreien Hänge leitet neue Prozesse ein, die infolge der Verstärkung von horizontalen Temperaturunterschieden ent-

stehen. Bei starker Bestrahlung setzen Hangaufwinde ein, die schließlich in größere organisierte Konvektionszellen einmünden und so zu lokal bedingten konvektiven Niederschlägen führen können. Nicht selten lassen sich bei der Überströmung von Bergen konvektive Zellen beobachten, wobei die erzwungene Vertikalbewegung als ein Triggermechanismus (Abb. 2c) auftritt, um das Kondensationsniveau zu erreichen.

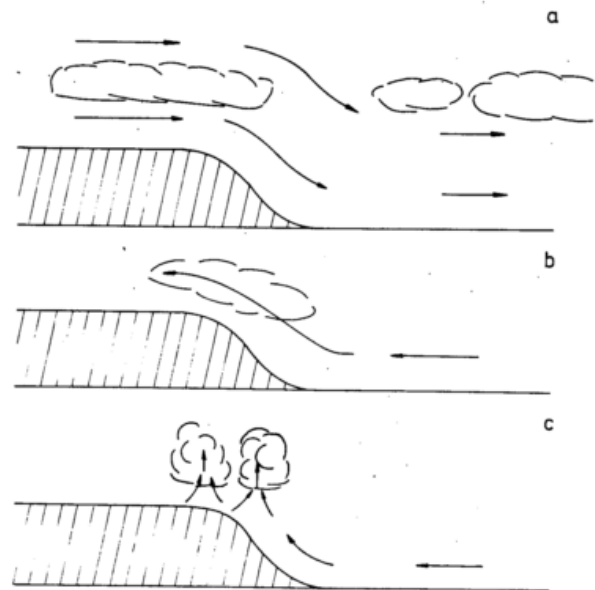


Abb. 2: Orographische Einflüsse auf das Wolkenfeld: (a) föhnige Auflösung, (b) Wolkenbildung durch erzwungenes Aufgleiten (c) Auslösung von Konvektion durch Aufgleiten

Neben den mit thermodynamischen Prozessen verbundenen Zustandsänderungen der Luft beim Überströmen von Bergen sind die rein dynamischen ebenso von Bedeutung.

Anhand einfacher statistischer Auswertungen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit wird dies qualitativ sofort deutlich. Selbst kleine Geländeunebenheiten erzeugen Staudrucke und Abweichungen vom hydrostatischen Gleichgewicht,

die zu Umlenkungen, d.h. Führungseffekten, Anlaß geben. Beobachtungen im Oberrheingraben geben dafür ein klassisches Beispiel.

## 2 ZIELSETZUNG UND DURCHFÖHRUNG

Für Lokalvorhersagen und im weiten Anwendungsfeld der Umweltmeteorologie, z.B. Verfrachtung und Ausbreitung von Schadstoffen, Abschätzung der Änderung des klimatischen Zustands einer Region infolge von größeren Landnutzungsänderungen oder Baumaßnahmen (Änderung der Nebelhäufigkeit, der Bewölkungsdichte, der Bewölkungsart, der Verdunstung, der Strahlungsflüsse, Induzierung von Sekundärzirkulationen aufgrund von horizontalen Temperaturgegensätzen, Änderung der Niederschlagshäufigkeit und -in-

tensität) ist es erforderlich, die in orographisch gegliedertem Gelände auftretenden Vorgänge zu identifizieren, ihr Zustandekommen physikalisch zu verstehen und sie durch Rechnungen zu simulieren.

Das Mesoskalige Klimaprogramm (MESOKLIP) im Oberrheingraben diene diesem Ziel. Es wurde dazu ein Experimentiergebiet im Oberrheingraben ausgewählt, das eine relativ einfache Orographie besitzt, die in Modellen (zum Unterschied zu einem isolierten Berg oder Talkessel) noch zweidimensional behandelt werden kann, aber die wesentlichen Einflußfaktoren enthält. Es umfaßt (siehe Abbildung 3) eine Steilstufe im Westen von 300 - 400 m vom Pfälzer Wald (Haardt) in den Oberrheingraben, ein ziemlich homogenes Stück des Oberrheintalgrabens und einen Geländeanstieg im Osten von rund 100 m mit geringer Neigung in den Kraichgau hinein.

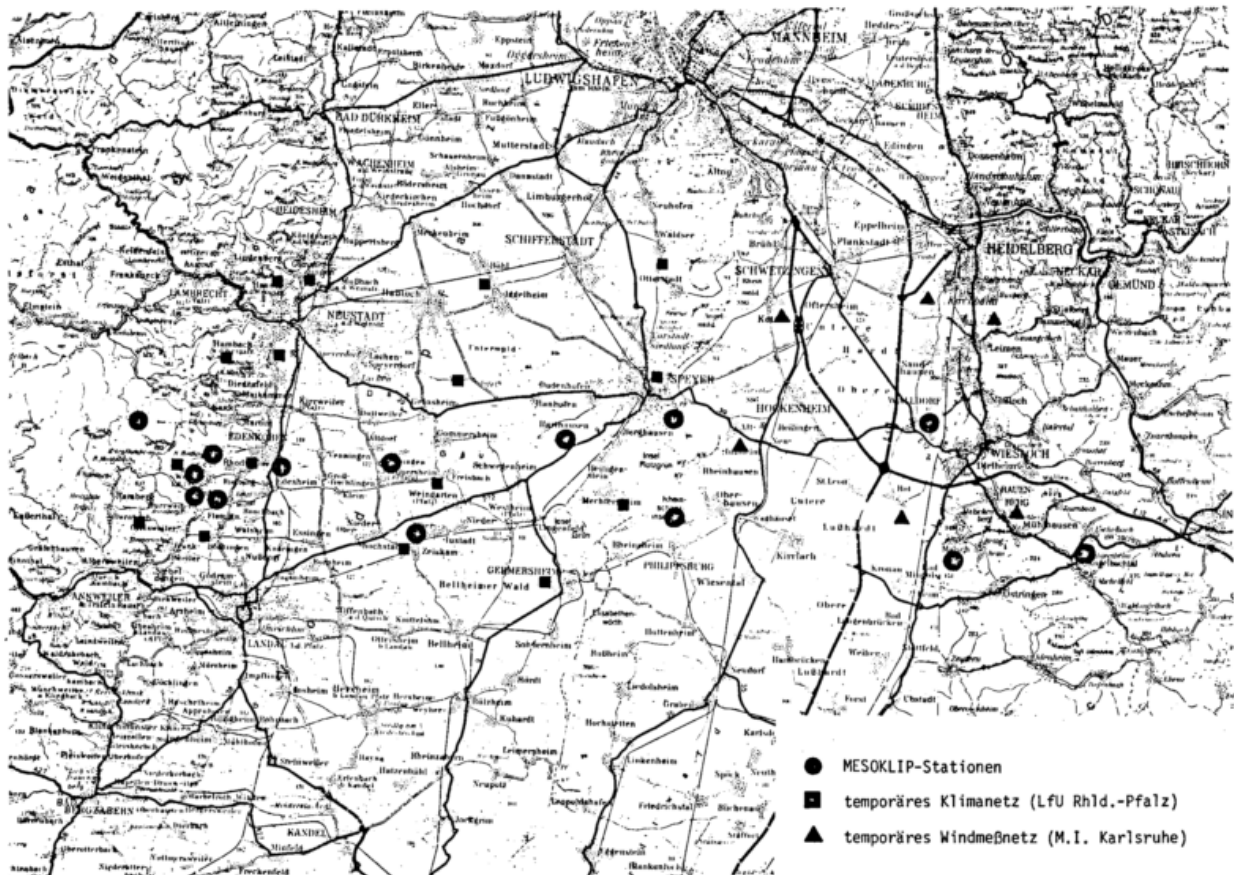


Abb. 3: Das Untersuchungsgebiet von MESOKLIP mit den eigetragenen Stationen

Dabei ist bei dreidimensionaler Betrachtungsweise die Wirkung des Geländeeinschnitts zwischen Odenwald und Schwarzwald auf die Strömungsverhältnisse von besonderem Interesse.

Die Zielsetzung von MESOKLIP richtete sich

- (1) auf die Erfassung des Orographieeinflusses auf das Strömungs-, Temperatur- und Feuchtefeld
- (2) auf die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Struktur von Sekundärzirkulationen
- (3) auf den Auf- und Abbau sowie der räumlichen Erstreckung von Inversionen und des Low-Level-Jets
- (4) auf die Erstellung von möglichst kompletten Datensätzen für die Verifizierung und Initialisierung numerischer Simulationsmodelle.

Um diese Ziele zu erreichen, wurden Meßnetze in verschiedenen Ebenen eingerichtet: ein Radiosonden- und Pilotballonnetz für die vertikale Sondierung mit hoher Auflösung der Wind-, Temperatur- und Feuchteverhältnisse bis etwa 3000 m Höhe quer über den Oberrheingraben auf der Höhe von Edenkoben bis Sinsheim (siehe runde Kreise in Abb. 3) und ein temporäres Bodenmeßnetz (siehe Quadrate und Dreiecke in Abb. 3). Das Bodenmeßnetz wurde teilweise durch mobile Meßwagen ergänzt, um eine Interpolation zwischen den einzelnen Stationen zu erleichtern und abzusichern. In größeren Höhen sind durch den Einsatz von vier Motorseglern, einem Motorflugzeug und einem Düsenflugzeug in verschiedenen Höhenstufen unterhalb 3000 m die horizontalen Verbindungen zwischen den etwa 5 - 10 km voneinander entfernten Radiosondenstationen geschaffen worden. Dazu konnten vom Flugzeug Falcon-Mystere in speziellen Situationen die Fluktuationen des turbulenten Zusatzfeldes von Wind, Temperatur und Feuchte zusammen mit den dadurch ausgelösten vertikalen turbulenten Flüssen gemessen werden.

Die Stationsdichte an der westlichen Steilstufe wurde gegenüber den anderen Regionen erhöht. Der Grund dafür liegt in der Zahl der Probleme, die für ein solches Gebiet noch offen sind. Dazu gehören das Verhalten der Grenzschicht an geneigten Hängen im Tagesverlauf, das Einströmen von flachen Seitentalwinden in den Rheintalgraben hinein bei stabiler Schichtung und die Zersörung der Inversionen durch Konvektion von den Hangzonen her.

Da einerseits zu erwarten ist, daß bei Anströmung mit höherer Geschwindigkeit verbunden mit zyklonalem Einfluß die rein dynamischen Führungseffekte der Orographie mit geringerem Tagessgang zutage treten und andererseits bei antizyklonalen Schwachwindlagen hauptsächlich die thermischen Inhomogenitäten durch Anregung von Konvektion an besonnten Hängen, durch Dichteströmungen an Hängen und in Tälern und durch Ausbildung von Inversionen wirksam werden, wurden zwei unterschiedliche Beobachtungszyklen definiert. Im ersteren Fall wurden Aufstiege mit Radiosonden alle drei Stunden, im zweiten Fall Aufstiegsserien mit einstündigem Abstand von jeweils 24-stündiger Dauer vorgesehen. Insgesamt konnten sieben Meßzyklen durchgeführt werden, die die Grundlage für die weiteren Auswertungen liefern. An vielen Stationen sind aufgrund von weitgehend automatisierten Datenerfassungen eine Reihe von Meßgrößen kontinuierlich für den gesamten MESOKLIP-Zeitraum (17.-29.9.1979) registriert worden. Eine detaillierte Beschreibung des Experiments liegt in einem Bericht (Fiedler und Prenosil, 1980) vor.

### 3 DAS BODENNAHE WINDFELD WÄHREND MESOKLIP

Anhand der Beobachtungen des bodennahen, temporären Windmeßnetzes sollen die aktuellen Verhältnisse einer durch Orographie bestimmten Situation erläutert werden. An den in Abbildung 3 mit einem Quadrat und mit einem Dreieck ge-

20.09. 1979

6.0 UHR

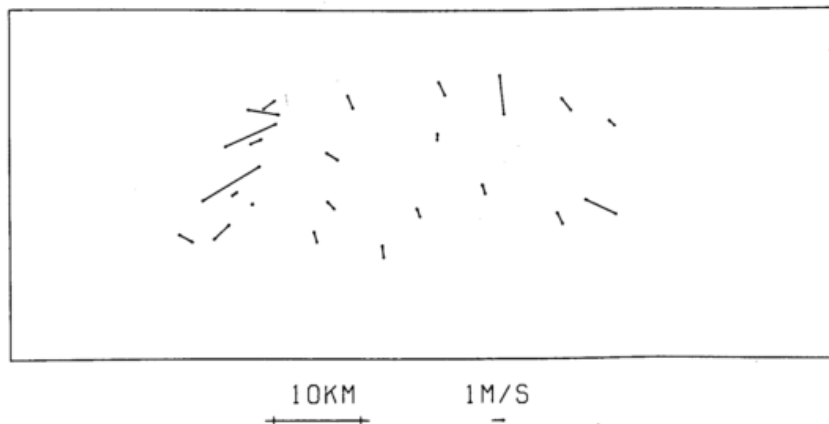


Abb. 4: Das Bodenwindfeld am 20.9.1979, 6.00 Uhr

Stationsorte: siehe Abb. 3 markiert durch Dreiecke und Quadrate und Station Edesheim

kennzeichneten Stationen wurden mit Woelfle-Windschreibern die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten registriert, die in Halbstundenmittelwerten ausgewertet wurden. In Abbildung 4 und 5 sind die Windwerte in Form von Pfeilen für den 20.9.1979 für den 6.00 Uhr und 18.00 Uhr Termin (Beginn des Halbstundenintervalls) dargestellt. Man erkennt zunächst, daß zum 6.00 Uhr Termin die höhergelegenen Stationen am westlichen Rand des Beobachtungsgebietes west- bis südwestliche Anströmung des Oberrheingrabens aufweisen, wie sie der synoptischen Lage des Tages entspricht. Das gesamte restliche Beobachtungsgebiet einschließlich der beiden in 230 m und 360 m über NN am östlichen Rand gelegenen Stationen zeigen eine süd- bis südöstliche Strömungsrichtung. Diese Situation erhält sich mit gewissen Schwankungen bis in die Mittagszeit. Danach setzt sich auch an den östlichen Stationen die Westströmung durch, wie es in Abbildung 5 für den 18.00 Uhr Termin deutlich wird.

Die gesamten Einzelbilder der Halbstundenwerte des Monats September 1979 sind zu einem Film zusammengefaßt worden, der die Wirkung der Orographie und der thermischen Schichtung in Abhängigkeit von der Anströmrichtung sichtbar werden läßt. Hauptmerkmale der Strömung in der überwiegenden Zeit sind:

- (1) eine kräftige Führung entlang des Tales,
- (2) wie in einem Flußlauf bilden sich an Geländehindernissen Nachlaufströmungen, die sich mit abgeschwächten Windgeschwindigkeiten oder Totzonen bemerkbar machen und empfindlich auf die Anströmrichtung reagieren, was in einer großen Variabilität des Betrages und der Windrichtung zum Ausdruck kommt.

Im Zusammenhang mit den Vertikalsondierungen sollte es möglich sein, aus mesoskaligen Konvergenz- und Divergenzgebieten Rückschlüsse auf Vertikalbewegungen zu ziehen, die Einfluß auf das Verhalten von Inversionen (Höhenänderung, Auflösung) und eventuell über die Bewölkung auf die gemessenen Strahlungsgrößen haben.

20.09. 1979 18.0 UHR

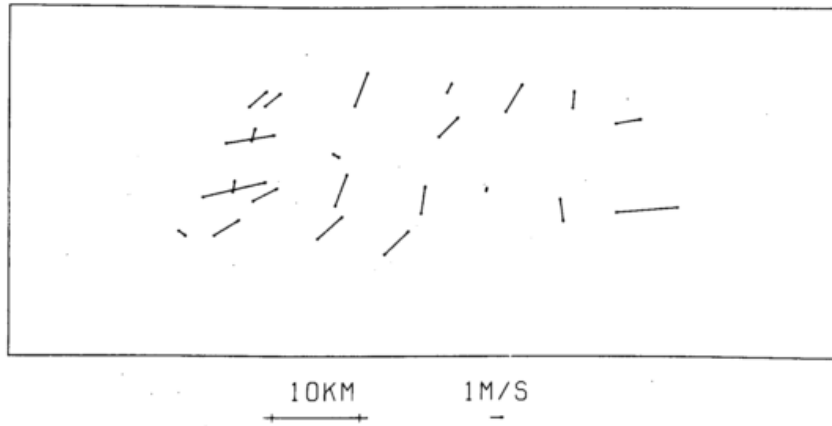


Abb. 5: Das Bodenwindfeld am 20.9.1979, 18.00 Uhr  
Stationsorte: siehe Abb. 3 markiert durch Dreiecke und Quadrate und Station Edesheim

#### 4 LITERATURVERZEICHNIS

Fiedler, F. und T. Prenosil

Das MESOKLIP - Experiment  
Wiss. Berichte des Meteor. Inst., Univers.  
Karlsruhe (1980, im Druck)

Queney, P.

The Problem of Air Flow over Mountains: A Summary of Theoretical Studies.  
Bulletin Americ. Meteor. Soc. 29, pp 16-26 (1948)

# EINFLUSS CHARAKTERISTISCHER GELÄNDESTrukTUREN AUF DIE STRÖMUNG AM OSTRAND DES OBERRHEINTALS

Karl Hörschele

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

## ZUSAMMENFASSUNG

Im MESOKLIP-Modellgebiet zeigt der vom Schwarzwald über den Kraichgau zum Odenwald verlaufende, klar abgegrenzte Rand des Rheingrabens einige typische Formen der Gliederung, die bei einer horizontalen Auflösung der topographischen Struktur um 2 km bis herunter zu 0,5 km zum Vorschein kommen:

- 1.) Einmündungen von Seitentälern,
- 2.) Steile, v-förmige Einschnitte,
- 3.) Hangzonen mit muldenförmigen Einbuchtungen.

Zur Untersuchung der möglichen Auswirkungen dieser verhältnismäßig kleinräumigen Strukturen auf das durch das Rheintal insgesamt bereits modifizierte Strömungsfeld betreiben wir seit 1978 ein Netz mit 10 Windmeßstellen (6-8 m bzw. 35 m ü.Gr.) bei Karlsruhe. Ein entsprechendes Meßnetz quer über den Rheingraben wurde 1979 zusätzlich im eigentlichen MESOKLIP-Meßgebiet eingerichtet. Die Ergebnisse der Langzeituntersuchungen im Karlsruher Gebiet und der Einzelanalysen für die Zeit des gemeinsamen Experiments zeigen, in Abhängigkeit von den großräumigen Bedingungen, den vorherrschenden und zum Teil weitreichenden Einfluß der orographischen "Randstörungen" auf die Luftströmung im Rheintal.

## ABSTRACT

In the model area of MESOKLIP the eastern border of Rhine valley has some typical structures with horizontal extensions in an order of magnitude of about 1 km. We study the effects of these comparatively small structures on the air flow by means of a network with 10 wind recording stations (6-8 m or 35 m above ground) near Karlsruhe since 1978. A similar network was installed in 1979 in the center of the MESOKLIP area from the western to the eastern border of Rhine valley. The results of long time records and of single events reveal the large influence of the structured border on the air flow and the dependance of large scale conditions.

## 1 EINLEITUNG

Die Strömung im Zentrum des Oberrheintals nördlich von Karlsruhe wird am Kernforschungszentrum Karlsruhe (200 m-Mast, Meßzeit >10 a) und in Philippsburg (120 m-Mast, Meßzeit > 5 a) kontinuierlich gemessen. In den Ergebnissen machen sich bereits die in einem groben topographischen Raster sichtbaren Strukturen des Talrandes bemerkbar, die mit horizontalen Ausdehnungen von einigen 10 km und Höhenunter-

schieden von einigen 100 m an die mittleren Dimensionen des Rheintals selbst herankommen. Die Erhebungen des nördlichen Pfälzerwalds und des Odenwalds und die Senke des Kraichgaus bestimmen neben dem jeweiligen Verlauf des Rheintals die Lage der Minima und Maxima der Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen in einer Entfernung, die an die Größenordnung ihrer horizontalen Dimensionen heranreicht.

Das zwischen 1976 und 1978 aufgebaute Meßnetz am östlichen Rand des Rheintals bei Karlsruhe sollte die möglicherweise vorhandenen, weniger weitreichenden Einflüsse der kleineren, im Vergleich zu Gebirgstälern wenig markanten Strukturen mit typischen horizontalen Ausdehnungen um 1 km bis 10 km erfassen.

## 2 MESSNETZ UND AUSWERTUNG

Die Anordnung der Meßstellen ist aus Abb. 1 und 2 zu ersehen. Die Meßgeräte, Windschreiber nach Woelfle, sind auf Stahlrohrmasten 6 - 8 m ü.Gr. angebracht; bei der Meßstelle "Durlach 1" etwa 4 m über dem Dach eines Hochhauses, 35 m ü.Grund.

Diese zentrale Meßstelle hat die Koordinaten  $48^{\circ} 59' 55''\text{N}$ ,  $8^{\circ} 28' 40''\text{E}$ . Der Meßmast Philippsburg liegt etwa 28 km in nördlicher, die Meßstelle am Meteorologischen Institut "Physikhochhaus", etwa 5 km in östlicher Richtung.

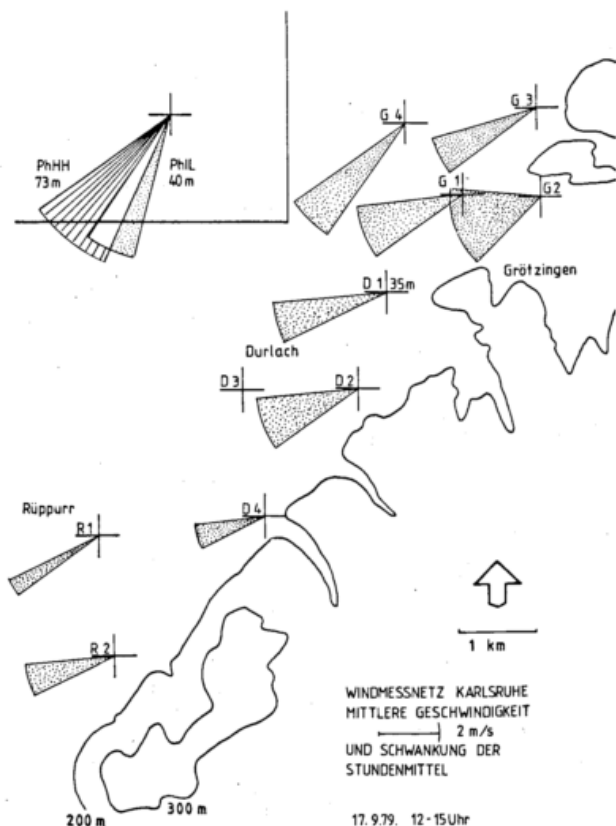


Abb. 1

Die Analogregistrierungen werden halbautomatisch als Stundenmittelwerte digitalisiert. Für die weitere Verarbeitung der Daten der einzelnen Meßstellen und auch für die Korrelation zwischen den Stationen stehen eine Reihe von Rechenprogrammen zur Verfügung.

## 3 ERGEBNISSE

### 3.1 GEMEINSAMES EXPERIMENT

Unter den im September 1979 vorherrschenden synoptischen Bedingungen konnten sich die aus den Langzeitmessungen bekannten typischen nächtlichen Strömungen aus der Randzone ins Rheintal einstellen. Der Vergleich von Einzelsituationen (Abb. 1 u. 2) in der Meßperiode 17./18.9. (Wettertyp II, antizykl. Westlage) zeigt die nachts vorhandene Entkopplung von der recht kräftigen SW-Strömung im Rheintal (in 300 m Höhe über Philippsburg um 14 m/s aus  $240^{\circ}$ ).

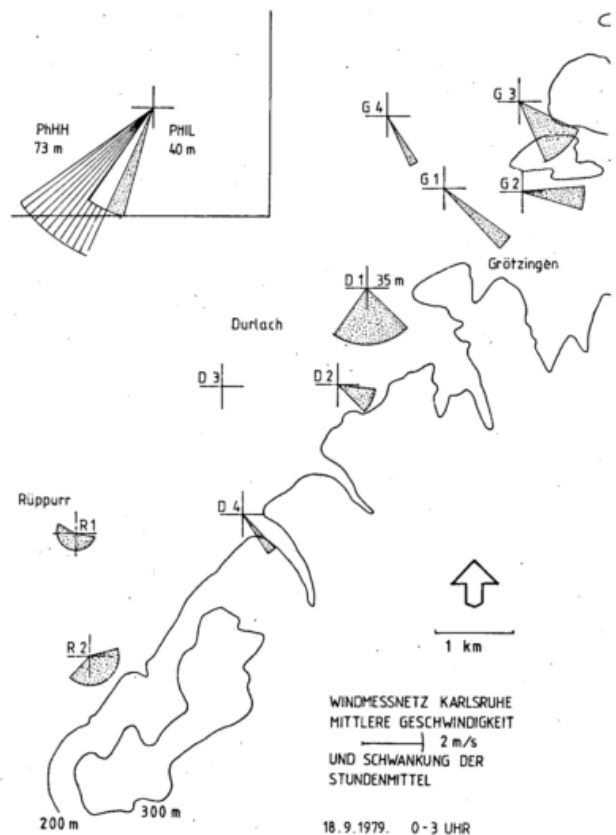


Abb. 2

### 3.2 LANGZEITMESSUNGEN

Im Jahresgang sind die Fälle mit "Bergwind" im Sommer am häufigsten, im Winter ist erwartungsgemäß die Andauer länger (Abb. 3a u. b). Im Beispiel G 1 ist das Einzugsgebiet der nächtlichen Strömung ein über eine Längenausdehnung von etwa 15 km sehr flach verlaufendes Tal. An dem steilen Einschnitt D 4 (s. Abb. 1 u. 2), mit einer Ausdehnung des Einzugsgebiets um 5 km, ist der Bergwind häufiger, die Ge-

schwindigkeiten sind höher, die Andauer kürzer. Weiter verkürzt ist die Andauer bei D 2, vor einer Hangmulde mit etwa 1 km Ausdehnung bei 100 m Höhenunterschied. Hier sind auch die Häufigkeiten des Auftretens und die Geschwindigkeiten der nächtlichen Strömung herabgesetzt.

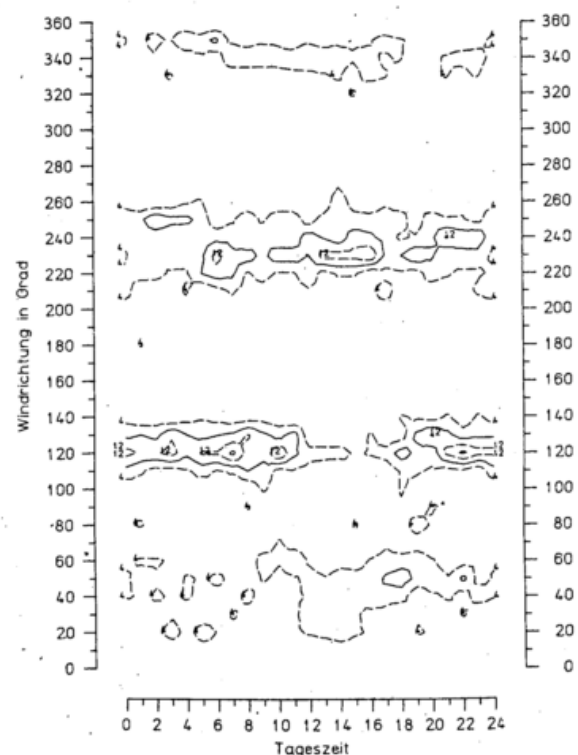
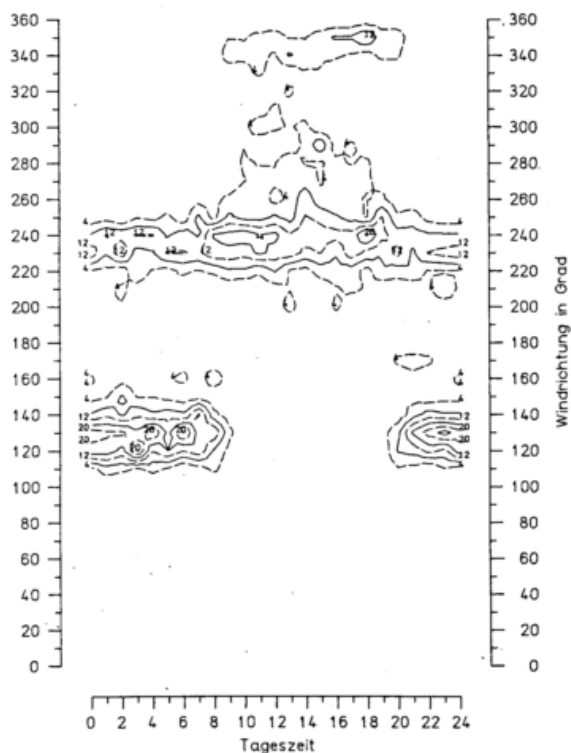


Abb. 3a: Tagesgang der Häufigkeit der Windrichtung (Stundenmittel in 10<sup>0</sup>-Klassen, Meßstelle G 1, Sommer, Juni, Juli, August 1978

Abb. 3b: Tagesgang der Häufigkeit der Windrichtung (Stundenmittel in 10<sup>0</sup>-Klassen, Meßstelle G 1, Winter, Dez. 1978, Jan., Febr. 1979

### 4 LITERATUR

SONNABEND, H-R.

HÜSCHELE, K.

Untersuchung der lokalen Windverhältnisse am Ostrand des Oberrheintales im Bereich des einmündenden Pfinztales bei Grötzingen  
Diplomarbeit, Karlsruhe 1979  
Das Windfeld der Stadt.  
Promet 9 (1979), Nr. 4, S.21-26

Barbara Hennemuth

Meteorologisches Institut der Universität München

Theresienstr. 37, 8000 München 2

ZUSAMMENFASSUNG

Aus Messungen während MESOKLIP werden für den Haardtrand Abschätzungen für die Zirkulation (Hangwindssystem) durchgeführt. Die beobachteten Windfelder stellen jedoch eine Überlagerung der dynamisch erzeugten und der thermischen Strömungen dar, wobei die Anströmrichtung eine große Rolle spielt.

ABSTRACT

From measurements during MESOKLIP for the slope of the Haardt the circulation (slopewind system) is estimated. The observed wind fields, however, are superpositions of the dynamically and thermally induced winds, where the direction to the slope is very important.

1 EINLEITUNG

Der Abfall des Pfälzer Waldes zum Rheintal bildet die westliche Begrenzung des mesoskaligen Untersuchungsgebietes während MESOKLIP. Eine untersuchenswerte Frage ist: welchen Einfluß hat der Gebirgsrand bei verschiedenen synoptischen Situationen auf die Strömung im Rheintal.

Der Haardtrand besteht typisch aus gewellten Hängen und in das Rheintal mündenden Seitentälern. Zur Untersuchung des Windfeldes hat die Münchner Gruppe während MESOKLIP je eine Pilotballonbasis am Hang des Blättersberges und am Ausgang des Modenbachtals sowie eine Energiebilanzstation am Blättersberg in 520 m ü NN betrieben, die den Einfluß des Untergrundes auf die darüberliegende Luft erfassen sollte (s. Abb. 1).

2 ENTSTEHUNG DES TAGESPERIODISCHEN ZIRKULATIONSSYSTEMS AM HANG

Thermisch erzeugte Windsysteme entstehen durch unterschiedliche Erwärmung der Luft vom Untergrund aus. Zur Abschätzung der horizontalen Temperaturgradienten betrachtet man den Wärmehaushalt eines Luftvolumens über dem Hang und

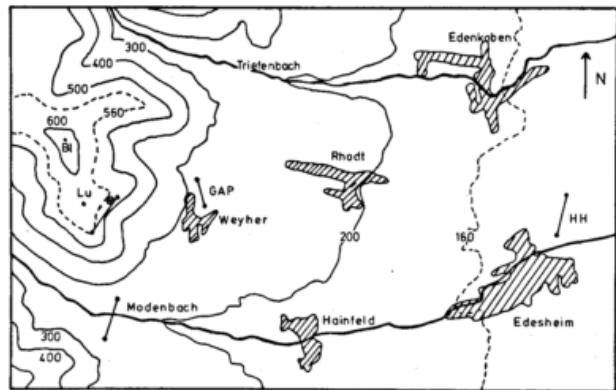


Abb. 1: Meßgebiet am Haardtrand während MESOKLIP mit den Pilotballonbasen der Münchner, Hamburger und Garmischer Gruppen. (⊗ Energiebilanzstation am Blättersberg)

über der Ebene in einer Höhe  $z$ , der sich vereinfacht darstellen läßt für die Rheinebene

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{\rho} c_p \hat{T} = \frac{\partial}{\partial z} H_3 + \frac{\partial}{\partial z} Q_3 \quad (1)$$

und für den Hang

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{\rho} c_p \hat{T} = \frac{\partial}{\partial z} H_3 + \frac{\partial}{\partial z} Q_3 + \frac{\partial}{\partial x} H_1 + \frac{\partial}{\partial x} Q_1 + \frac{\partial}{\partial z} \bar{\rho} \hat{w} c_p \hat{T} + \frac{\partial}{\partial x} \bar{\rho} \hat{u} c_p \hat{T}, \quad (2)$$

wobei  $H_1$  und  $Q_1$  bzw.  $H_3$  und  $Q_3$  der horizontale bzw. vertikale Strom fühlbarer Wärme und Strahlung sind. Kennt man die Divergenzen dieser Wärmeströme für jede Höhe  $z$ , so erhält man die horizon-

tale Temperaturdifferenz  $\Delta T(z)$ . Diese bewirkt einen Druckunterschied  $\Delta p(z)$ , den man durch Integration der vereinfachten dritten Bewegungsgleichung erhält

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \Delta p}{\partial z} + g \frac{\Delta T}{T_0} = 0, \quad (3)$$

wobei  $\rho_0$  und  $T_0$  die Dichte und Temperatur der ungestörten Atmosphäre sind. Aufgrund des horizontalen Druckgradienten stellt sich eine Zirkulation ein, die für Horizontalwind abgeschätzt werden kann (s. Abb. 2)

$$\frac{\partial c_H}{\partial t} = - \oint \frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_{HP} d\vec{s}. \quad (4)$$

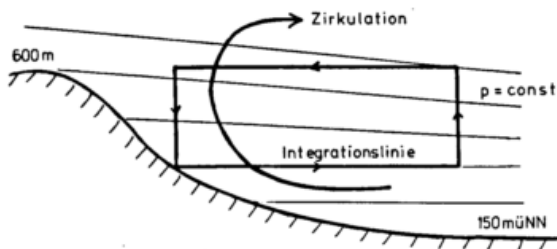


Abb. 2: Schema der Zirkulation aufgrund horizontaler Druckunterschiede. Für das MESOKLIP-Experiment wurde H direkt nach der in BUSINGER et al. (1971) angegebenen Methode aus dem Temperatur- und Windprofil berechnet. Die Abbildung 3 zeigt für den 17., 18. und 19.9.1979 den zeitlichen Verlauf von H, der Globalstrahlung G und der am Blättersberg gemessenen Windrichtung. Alle Tage weisen in Bodennähe ein Hangwindssystem auf, das weitgehend von dem Überströmungsfeld entkoppelt ist. Die Situation am 25.9. ist ähnlich.

Dem Wärmestrom H entspricht eine erwärmte Schicht von

$$\Delta z \Delta T = \frac{\sum H \Delta t}{\rho c_p}. \quad (5)$$

Für den 18.9. ergibt sich  $\Delta z \Delta T = 5.2 \cdot 10^3$  Km; GOLD (1963) gibt für Mittelengland  $4 \cdot 10^3$  Km an. Abgesehen von Vereinfachungen bei der Berechnung ist für den Hang ein höherer Wert zu erwarten (vgl. REINHARDT (1971)).

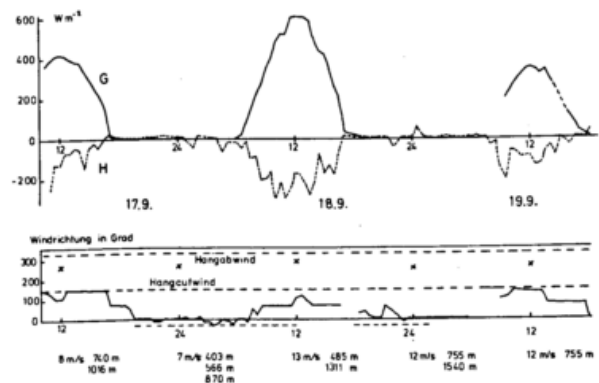


Abb. 3: Zeitlicher Verlauf des Stroms fühlbarer Wärme H, der Globalstrahlung G und der Windrichtung am Blättersberg am 17., 18. und 19.9.1979 sowie Windrichtung (x) und -geschwindigkeit aus dem Neustadt Aufstieg

Um Profile  $\Delta T(z)$  über dem Hang zu erhalten, werden drei einschneidende Annahmen gemacht:

- in der Höhe der Station am Blättersberg ist die Erwärmung der Luft über dem Rheintal zu vernachlässigen,
- der am Blättersberg hangsenkrecht bestimmte Strom fühlbarer Wärme erwärmt die Luft über dem Hang,
- die Wärmezufuhr vom Hang aus macht aus einem isothermen einen adiabatischen Temperaturverlauf.

Für den 18.9. erhält man so einen Temperaturverlauf über dem Hang von  $\Delta T(z) = \Delta T_0 + \gamma z$  mit  $\Delta T_0 = 10.2$  K und  $\Delta z = 1020$  m; die gemessene Temperaturamplitude beträgt 9 K. Für den 25.9. ergibt sich  $\Delta T_0 = 3.6$  K und  $\Delta z = 360$  m, die gemessene Temperaturamplitude beträgt 3.1 K.

In Kammhöhe berechnet sich eine horizontale Druckdifferenz nach

$$\Delta p(\Delta z) = - \frac{\rho g}{T_0} z (\Delta T_0 + \frac{\gamma z}{2}) \quad (6)$$

für den 18.9. zu  $\Delta p = 0.4$  mb und für den 25.9. zu  $\Delta p = 0.1$  mb. Aus der Zirkulation entlang den Linien eines Rechtecks mit  $\Delta x = 10$  km und  $\Delta z = (\text{Kammhöhe} - \text{Höhe der Meßstation})$  (vgl. Abb. 2) erhält man die Beschleunigung

$$\frac{\Delta u}{\Delta t} = \frac{1}{2} \left( - \frac{\Delta p}{\rho} \right) \frac{1}{\Delta x}, \quad (7)$$

die für den 18.9.  $6 \text{ ms}^{-1}/\text{h}$  und für den

25.9.  $2 \text{ ms}^{-1}/\text{h}$  beträgt. Die richtige Größenordnung der Werte rechtfertigt den Versuch einer groben Abschätzung.

### 3 BEOBACHTETE WINDFELDER

Die beobachteten Windfelder stellen eine Überlagerung aus dynamisch (durch die Überströmung des Gebirges) und thermisch induzierten Strömungen dar. Am 17., 18. und 19.9. herrschte eine kräftige westliche Überströmung vor ( $7 \dots 12 \text{ ms}^{-1}$  in Kammhöhe); dem Windfeld im Lee der Haardt überlagert sich das thermische Hangwindssystem, das tagsüber durch die Erwärmung der Luft vom Hang her erzeugt wird (s. Abb. 6). Nachts wird durch eine dynamische Aufwindkomponente der Hangabwind unterdrückt.

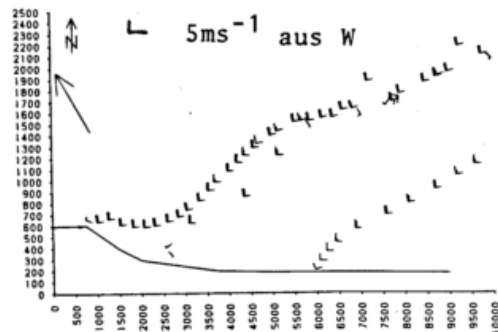


Abb. 5: Windfeld am 19.9. 10.00 MEZ am Haardttrand (W-E-Schnitt)

Am 25. und 26.9. herrscht eine schwache Parallelanströmung ( $2 \dots 4 \text{ ms}^{-1}$  in Kammhöhe) vor. Man kann ein schwaches Hangwindssystem erkennen, das sich trotz der geringen Wärmezufuhr durchsetzen kann. (s. Abb. 6). Im Modenbachtal ist am 25. und 26.9. ebenfalls ein schwaches Berg-Talwindssystem zu erkennen.

Eine genaue Analyse der Windfelder ist b.

### LITERATUR

BUSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E.F.

GOLD, E.

REINHARDT, M.E.

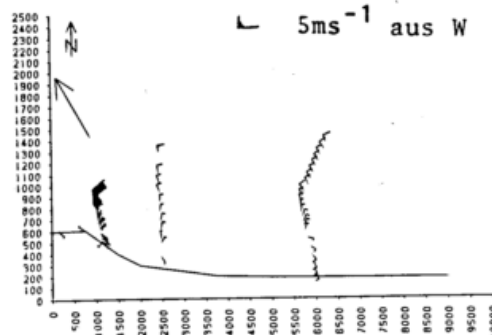


Abb. 6: Windfeld am 25.9. 6.15 MEZ am Haardttrand (W-E-Schnitt)

hinsichtlich der Reichweite und Mächtigkeit wird z.Zt. in einer Diplomarbeit von H.Semmler durchgeführt.

### 4 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Der Einfluß des Haardtandes auf die Strömung im Rheintal läßt sich aus den vorliegenden Messungen nur sehr lückenhaft abschätzen. Eine Westanströmung führt zu Wellenbildung hinter dem Pfälzer Wald mit Wellenlängen von  $\sim 4 \text{ km}$ ; am Hang bildet sich auch bei hohem Energieangebot im September nur dann ein Hangwind aus, wenn er mit der dynamisch erzwungenen Windkomponente zusammenfällt. Bei mäßiger Parallelanströmung ( $7 \text{ ms}^{-1}$ ) und geringem Tagesgang der Lufttemperatur (am 21.9.) ist kein Einfluß des Gebirges auf die Rheintalströmung zu erkennen; bei schwacher Parallelanströmung und schwachem Tagesgang bildet sich ein Hangwindssystem und in den Seitentälern ein Talwindssystem aus, das jedoch nicht weit in das Rheintal hineinreicht ( $\sim 1 \text{ km}$ ).

Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. Journ. Atm. Sciences 28 (1971), S.181-189

Maximum day temperatures and the Tephigram. Prof. Notes Met. Off. London, Nr. 63 (1963)

Aerologische Strukturen am Alpennordrand nach Flugzeugsondierungen. Ann. Met. Nr. 5 (1971), S. 89-91

TEMPERATUR- UND FEUCHTESTRUKTUREN ÜBER DEM OBERRHEINGRABEN WÄHREND MESOKLIP AUS  
SYNCHRONEN FLUGMESSUNGEN MIT 3 MOTORSEGLERN

Reinhardt, M.E.; Willeke, H.

DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen

Für 2 ausgewählte Meßtage während MESOKLIP wird die horizontale und vertikale Struktur des Temperatur- und Feuchtefeldes über dem Oberrheingraben dargestellt. Die synchronen, höhengestaffelten Flugmessungen erlauben Strukturaussagen über das Verhalten der atmosphärischen Grundsicht und deren Tagesgang.

Das von den Motorseglern erfasste Höhenband erstreckte sich von 300 m NN bis 1500 m NN.

Einer der beiden Meßtage, der 27.9.1979, erlaubt insbesondere einen Vergleich der Temperatur- und Feuchteschichtung der Motorsegler mit der aus einer LIDAR-Fernmessung gewonnenen Aerosolschichtung quer über den Oberrheingraben.

# TEMPERATURINVERSIONEN AN VERSCHIEDENEN ORTEN DES OBERRHEINTALES

Gebhard Mast

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

## ZUSAMMENFASSUNG

Es werden die Temperatur- und Windfelder der atmosphärischen Grenzschicht während Strahlungsnächten im Oberrheintal untersucht. Die Messungen wurden im September 1979 im Rahmen des MESOKLIP - Experimentes durchgeführt.

Die Bodeninversionsobergrenze erfährt eine sprunghafte Änderung von ungefähr 150 m bis 400 m über Grund, wo sie dann liegen bleibt. Mit diesem Anwachsen der Inversion verbunden ist eine starke Beschleunigung der Luft in Talrichtung, die zur Ausbildung eines Grenzschichtstrahles führt.

## ABSTRACT

The temperature- and windfields of the atmospheric boundary layer during nights with strong radiation in the area of the Oberrheintal are investigated by means of experimental data, measured during the MESOKLIP-Experiment in September 1979.

The analysis of the data shows a quick extension of the upper boundary of the surface inversion from 150 m to 400 m above ground. Correlated with this lifting of the inversion is a strong acceleration of the air in the direction of the valley, that causes the development of a Low Level Jet.

## 1 EINLEITUNG

Die Entwicklung von Bodeninversionen während der nächtlichen Abkühlung war in den letzten Jahren oft Gegenstand intensiver Untersuchungen. Bisher wurden Messungen hauptsächlich in Gebirgstälern oder über ebenem Gelände durchgeführt. Das MESOKLIP-Experiment, das im September 1979 im Oberrheintal durchgeführt wurde, ermöglicht es, die Auswirkung eines breiten Tales auf mesoskalige Strukturen der Grenzschicht zu erforschen. Während dieses Experimentes wurden quer zur Talrichtung an mehreren Stellen die meteorologischen Parameter am Boden und durch Ballonsondierungen bis in größere Höhen erfaßt.

In dieser Arbeit werden einige Ergebnisse von MESOKLIP von den Stationen Philippsburg und Malsch/Wiesloch aufgezeigt, die auf den stündlich bzw. halbstündlich durchgeführten Radiosonden- und Pilotballonaufstiegen basieren.

Der Begriff Inversion wird verwendet, wenn der Gradient der potentiellen Temperatur größer als  $1\text{C}/100\text{ m}$  ist. Alle Höhenangaben sind Werte über Grund.

## 2 ERGEBNISSE

Als Beispiel werden die Verhältnisse in der Nacht vom 17./18.9. diskutiert. Anhand von Zeit-Höhenschnitten (Abb. 1-3) sind die Temperatur- und Windverhältnisse in Philippsburg und Malsch dargestellt. Die Wetterlage war eine gradientstarke antizyklonade Westlage.

Die Ausbildung der Bodeninversion beginnt an beiden Stationen etwa 1 Stunde vor Sonnenuntergang und wächst schnell auf eine Mächtigkeit von 150 m an. Ungefähr 1 Stunde nach Inversionsbeginn erreicht der Gradient der potentiellen Temperatur ein vorläufiges Maximum. Gegen 21 Uhr wird die Inversionsobergrenze an beiden Stationen wahrscheinlich durch turbulente Durchmischung auf etwa 400 m angehoben und bleibt, abgesehen von kurzen Unterbrechungen, in dieser Höhe liegen. Somit füllt die Inversion das Tal bis in die Höhe der Randgebirge aus. Ergebnisse der Station Schanzelturm im Pfälzer Wald zeigen für die Nacht Inversionshöhen von etwa 200 m.

Im Laufe der Nacht nimmt die Windgeschwindigkeit zu und erreicht in 250 m Höhe Werte von über 15 m/s, die nicht allein durch die Verstärkung des synoptischen Druckgradienten erklärt werden können. Der große Gradient der Windgeschwindigkeit erzeugt Turbulenz, die in der zweiten Nachthälfte die bodennahe Luftschicht durchmischt und dadurch den Bereich der stärksten Inversion auf 200 m anhebt. Dieser Effekt ist in Philippsburg stärker ausgeprägt als in Malsch, wo lokale Windsysteme einen Einfluß auf die Temperatur- und Windverhältnisse nehmen.

Der zeitliche Verlauf des Windvektors in 200m Höhe (Abb. 4) zeigt zwischen 17 Uhr und 20 Uhr die Bewegung auf einem Trägheitskreis, der durch die Störung des Kräftegleichgewichts eines Luftteilchens bei nachlassenden Reibungskräften am Abend und in der Nacht erklärt werden kann (Blackadar, 1957). Ab 22 Uhr erfährt die Strömung eine Beschleunigung in nordöstliche Richtung.

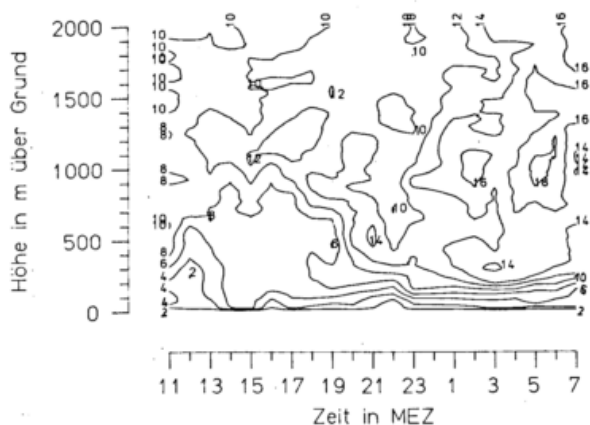


Abb. 1: Isoplethen der Windgeschwindigkeit in m/s in Philippsburg vom 17./18.9.1979

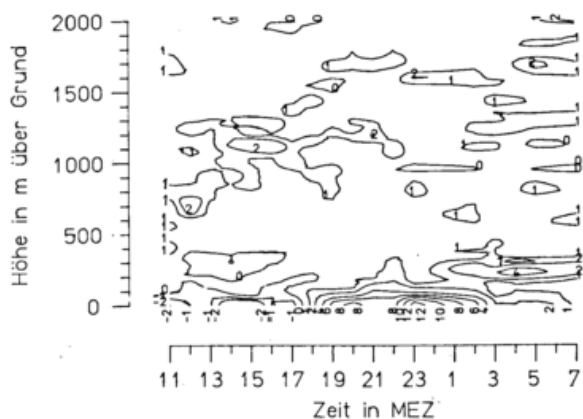


Abb. 2: Isoplethen des Gradienten der potentiellen Temperatur in C/100 m in Philippsburg vom 17./18.9.1979

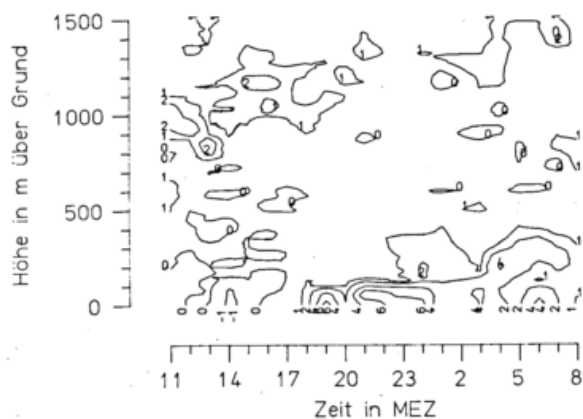


Abb. 3: Isoplethen des Gradienten der potentiellen Temperatur in C/100 m in Malsch vom 17./18.9.1979

Da kurz zuvor die Inversionsobergrenze auf 400 m angehoben worden ist, scheint die daraus sich ergebende Entkopplung der Talluftschichten von der Strömung oberhalb der Randgebirge die Voraussetzung zu sein für die beobachtete Beschleunigung. Die geringe Neigung des Rheintales nach Nordosten scheidet als Ursache der Beschleunigung aus. Vielmehr dürfte in der Trägheitsbewegung der Talluft, die durch die Randgebirge begrenzt und somit kanalisiert wird, zusammen mit den Hangabwinden an den Talrändern, die Ursachen dafür zu suchen sein. Auffallend ist die periodische Bewegung der Strömung, die relative Maxima der Windgeschwindigkeit um 3 Uhr, 5.30 Uhr und 7.30 Uhr zeigt. Die Schwingungsdauer dieser Bewegung ist allerdings mit ungefähr 2,5 Stunden nur ein Bruchteil der Trägheitsschwingungsdauer, die in unseren Breiten etwa 18 Stunden beträgt. Eine weitere Klärung der dynamischen und thermodynamischen Vorgänge kann erst dann erfolgen, wenn die Daten aller Stationen, an denen bei MESOKLIP gemessen wurde, herangezogen werden.

### 3 LITERATUR

BLACKADAR, A.K.

KLÖPPEL, M.; STILKE, G.

ROTH, R.; KOTTMEIER, C., LEGE, D.

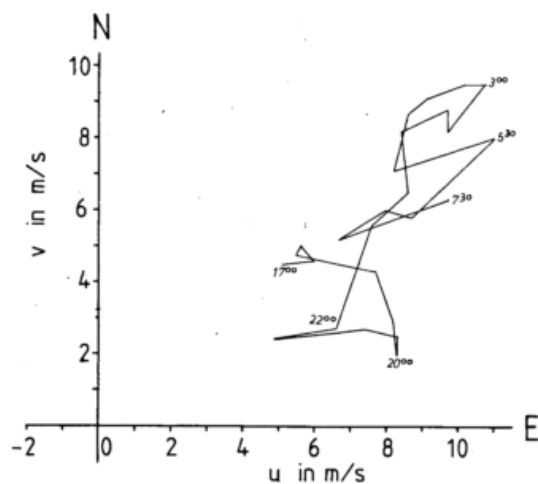


Abb. 4: Zeitlicher Verlauf des Windvektors in Philippsburg in 200 m Höhe. Die Zahlen an der Kurve sind Zeiten in MEZ.

Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 38 (1957) S. 283 - 290.

Untersuchungen der Vorgänge beim Auf- und Abbau von Bodeninversionen. Hamburger Geophys. Einzelschr., Reihe A, H 38 (1978).

Die lokale Feinstruktur eines Grenzschichtstrahlstroms.

Meteorol. Rdschau 32 (1979), S. 65 - 72.

Helmut Mayer

Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München

#### ZUSAMMENFASSUNG

Anhand der Kartierung der Oberflächenalbedo  $a$  im Oberrheingraben auf Grund von topographischen Karten und  $a$  - Werten aus der Literatur wird die mit dieser Methode zusammenhängende Problematik erläutert.

#### ABSTRACT

The surface albedo  $a$  has been traced out in the Upper Rhine valley based on topographical maps and values for  $a$  from the literature; the problems of this method are explained.

#### 1 EINLEITUNG

Bei der Behandlung von meteorologischen Prozessen in der Atmosphäre kommt der Oberflächenalbedo  $a$  eine große Bedeutung zu. Von der bei OTTERMAN (1977) zusammengefaßten Begründung sei hier nur erwähnt, daß  $a$  ein Maß dafür ist, wieviel auf die Erdoberfläche gelangende Strahlungsenergie von ihr wieder reflektiert wird; d.h. über  $a$  kann eine Aussage gemacht werden, welcher prozentuale Anteil der Einstrahlung zur Umsetzung in andere Energiearten (z.B. latente oder fühlbare Wärme) zur Verfügung steht. Außerdem beeinflusst die räumliche Verteilung von  $a$  entscheidend die Zirkulation in den unteren Atmosphärenschichten, so daß aus anthropogenen Veränderungen der Erdoberflächenbedeckung und damit der Oberflächenalbedo auch Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation zu erwarten sein dürften.

Deshalb hat man sich in den letzten Jahren verstärkt darum bemüht, gerade im Hinblick auf die modellmäßige Beschreibung der atmosphärischen Zirkulation die globale und regionale Verteilung der mittleren Oberflächenalbedo in bestimmten Jahreszeiten zu ermitteln. Dabei wird  $a$ , der prozentuale Anteil der kurzwelligen Reflexstrahlung an der, nahe der Erdoberfläche gemessenen Globalstrahlung, im allgemeinen über den gesamten Wellenlängenbereich von ca. 300 nm

bis 3000 nm integral betrachtet; Abhängigkeiten von der Sonnenhöhe oder der Dicke der durchstrahlten Atmosphäre werden explizit nicht berücksichtigt.

#### 2 METHODEN ZUR KARTIERUNG DER OBERFLÄCHENALBEDO

Die flächenmäßige Verteilung der Oberflächenalbedo läßt sich im wesentlichen nach zwei verschiedenen Methoden bestimmen:

- über Strahlungsmessungen mit Satelliten und Flugzeugen einschließlich erforderlicher Berechnungen des Strahlungstransports in verschiedenen Atmosphärenarten (u.a. RASCHKE und PREUSS, 1979) und vergleichender Bodenhebungen;
- aus der Kenntnis der flächendeckenden Verteilung der verschiedenen Oberflächenbedeckungsarten und der Zuordnung zu den entsprechenden, aus der Literatur entnommenen repräsentativen Werten von  $a$  (u.a. BAUMGARTNER et al., 1976).

Ein wesentlicher Vorteil der Satelliten- bzw. Flugzeugmethode liegt darin, daß die so erstellte Verteilung von  $a$  weitgehend auf aktuellen Meßwerten über den zum Flugtermin vorhandenen realen Oberflächenarten beruht, und daß damit auch abgelegene Gebiete, wie Ozeane,

Wüsten etc., erfaßt werden können. Ein Nachteil, speziell bei den Satellitenmessungen, liegt neben dem Kostenfaktor darin, daß die Flächenauflösung recht grob ist, so daß die Ergebnisse teilweise den Einfluß von Wolkenstrukturen enthalten und somit verfälscht sind.

Die andere Methode, die sogenannte Bodenmethode, hat den Vorteil, daß mit verhältnismäßig geringem finanziellen Aufwand in relativ kurzer Zeit die Verteilung der mittleren Oberflächenalbedo flächendeckend erfaßt werden kann. Die Aufnahme der Oberflächenbedeckung läßt sich je nach verfügbarem Grundlagenmaterial in einem genügend engmaschigen Raster durchführen, so daß damit eine ausreichende Arbeitsgrundlage auch für mesoskalige Probleme entsteht.

### 3 OBERFLÄCHENALBEDO IM OBERRHEINGRABEN

#### 3.1 Ergebnisse

Im Rahmen des DFG - SPP "Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle" wurde  $a$  im Oberrheingraben, etwa zwischen Karlsruhe und Mannheim, nach der von BAUMGARTNER et al. (1976) im globalen Scale erprobten Methode für den Sommerzustand der Erdoberfläche kartiert. Dazu wurden topographische Karten im Maßstab 1 : 50 000 verwendet und eine Rasterweite von 2 cm gewählt. Insgesamt wurden 17 verschiedene Oberflächenarten berücksichtigt, je Rasterquadrat aber maximal nur 7. Bei der in der Abbildung 1 enthaltenen Verteilung der verschiedenen Oberflächenarten im Untersuchungsgebiet sind jeweils 4 Quadrate des ursprünglichen Feinrasters zu einem Rohraster mit 4 cm Rasterweite zusammengefaßt. Die in jedem Rasterquadrat stehende Ziffer gibt die darin flächenmäßig dominierende Oberflächenart an.

Den im Feinraster erfaßten verschiedenen Oberflächenarten wurden repräsentative Mittelwerte von  $a$  aus der Literatur zugeordnet; nach einer gewichteten Mittelung erhielt man dann einen Wert für  $a$  in jedem Rasterquadrat. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 2 im Rohraster dargestellt, wobei in jedem Rasterquadrat der gerundete Mittelwert von  $a$  (in %) enthalten ist.

#### 3.2 Diskussion

Die Problematik der Kartierung von  $a$  nach der Bodenmethode besteht im wesentlichen aus folgenden Punkten:

##### - Erfassung der Erdoberflächenbedeckung

Entnimmt man die flächendeckende Verteilung der verschiedenen Erdoberflächenbedeckungen aus topographischen Karten, so können die Abgrenzungen zwischen den verschiedenen Oberflächenarten aus den Karteninhalten allein häufig nur ungenau getroffen werden. Außerdem geben die Karten nicht immer den aktuellen Stand der Erdoberflächenbedeckung wieder. Durch die Typisierung der verschiedenen Oberflächenarten werden zusätzlich, besonders bei Vegetationen, die Einflüsse verschiedener Strukturen von gleichen Typen unterdrückt.

##### - Meßwerte für $a$

Die Literatur enthält von den einzelnen Oberflächenarten unterschiedlich viele Werte für  $a$ , so daß der repräsentative Mittelwert für  $a$  nicht immer diese Funktion erfüllt, da er auf zu wenigen Einzelwerten beruht. Für Weingärten und Hopfen konnten z.B. sogar keine Meßwerte gefunden werden; hier mußte man sich dann mit einer Einzelmessung bzw. einer Schätzung behelfen. Bei allen Vegetationsformen besteht auch die Problematik, daß die Meßwerte von  $a$  in direktem Bezug zum jahreszeitlichen Wachstumsrhythmus und zur Bestandsgeometrie stehen.

Es zeigt sich also, daß die Bodenmethode ebenfalls mit Schwierigkeiten behaftet ist. Die sich aufdrängende Frage, welche der hier erwähnten Methoden zur Kartierung von  $a$  nun am geeignetsten sei, kann pauschal nicht beantwortet werden, da es sehr entscheidend ist, für welchen Zweck, für welches Gebiet, für welchen Zeitraum und mit welcher räumlichen Auflösung die flächendeckende Verteilung von  $a$  in welcher Genauigkeit benötigt wird.

##### ANMERKUNG

Für die Förderung dieser Untersuchung durch die DFG unter Ma 749/3 sei hier vielmals gedankt.

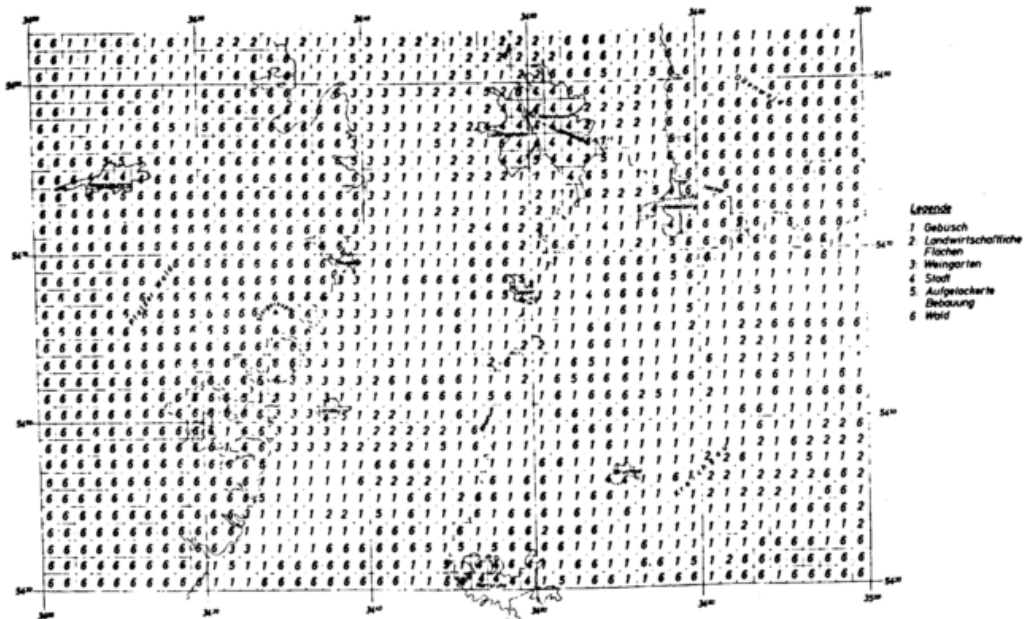


Abb. 1: Rastermäßige Verteilung der dominierenden Oberflächenarten im Oberrheingraben

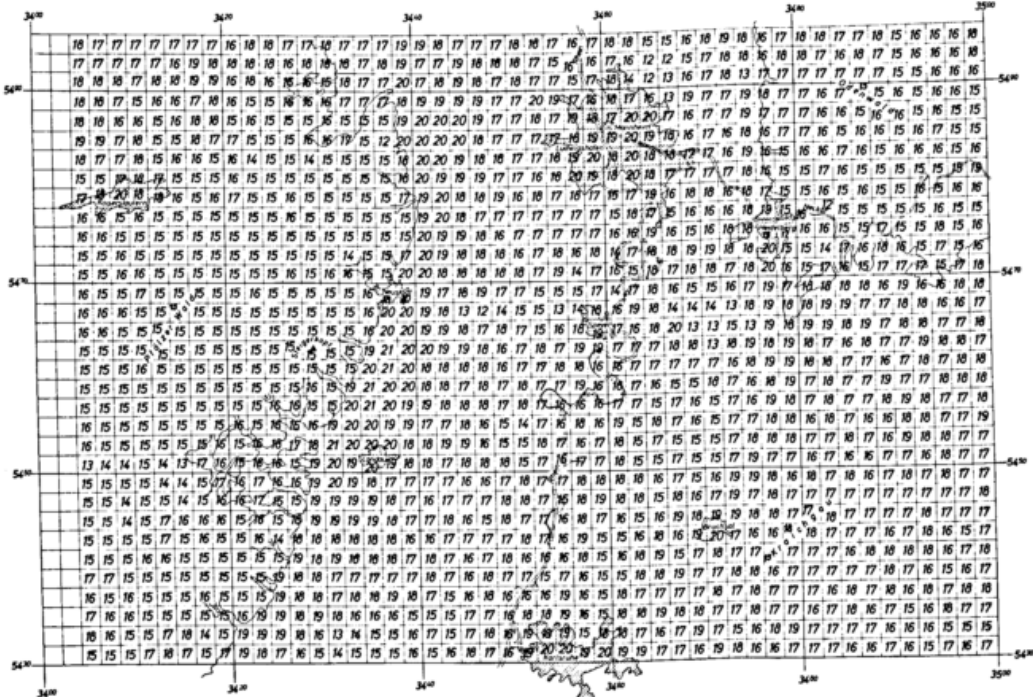


Abb. 2: Rastermäßige Verteilung der Oberflächenalbedo a (in %) im Oberrheingraben

LITERATUR

BAUMGARTNER, A.; MAYER, H.; METZ, W.

OTTERMAN, J.

RASCHKE, E.; PREUSS, H. J.

Globale Verteilung der "Oberflächenalbedo".  
 Meteorol. Rdsch. 29 (1976), S. 38-43.  
 Anthropogenic impact on the albedo of the earth.  
 Climatic Change 1 (1977), S. 137-155.  
 The determination of the solar radiation budget  
 at the earth's surface from satellite measure-  
 ments. Meteorol. Rdsch. 32 (1979), S. 18-28.

H. MALBERG, G. BÖKENS, G. FRATTESI

BERLIN

Zusammenfassung/Abstract: Anhand vierjähriger Herbstdaten wird ein Vergleich verschiedener Methoden der geostrophischen Windbestimmung (Dreiecksmethode, Regression, Feldanalyse des Luftdrucks) durchgeführt. Danach werden Zusammenhang von Bodenwind und geostrophischem Wind im Oberrheingraben untersucht und mittlere orographische Effekte diskutiert.

Based on the data of four falls a comparison of different methods (triangle, regression, field analysis of pressure) is made to estimate the geostrophic wind. Then the relationship between surface and geostrophic wind in the upper Rhine valley is investigated and some orographic effects are discussed.

### 1. Einleitung

Betrachten wir die allgemeine Bewegungsgleichung  $\frac{d\mathbf{v}_h}{dt} = -\alpha \nabla_h p - 2 \Omega \times \mathbf{v} + \alpha \mathbb{F}$ ,

so folgt aus ihr für den beschleunigungsfreien, geradlinigen und reibungsfreien Fall der geostrophische Wind, bei dem sich nur noch Druck- und Corioliskraft balancieren. Der geostrophische Wind ist somit eine recht einfache Strömungsform; er ist gewissermaßen die großräumige Grundströmung, die durch lokale und mesoskalige thermische und dynamische Effekte zum beobachteten Bodenwind modifiziert wird.

Besonders in topographisch stärker gegliederten Gebieten können die zusätzlichen Effekte eine solche Ausprägung erfahren, daß die entstehenden Strömungsverhältnisse zur großräumigen (geostrophischen) Grundströmung stark modifiziert, wenn nicht sogar abgekoppelt erscheinen.

### 2. Aufgabenstellung

Begleitend zu den MESOKLIP-Messungen haben wir

für den Herbst den mittleren mittäglichen Zusammenhang zwischen geostrophischer Grundströmung und beobachtetem Bodenwind im Oberrheingraben untersucht (Zeitraum 1975-78). Der Bodenwind ist eine täglich gemessene Größe und wurde den Veröffentlichungen des DWD entnommen (13-Uhr-Termin).

Wie aber erhält man eine physikalisch richtige Aussage über die geostrophische Grundströmung? Ist es gleichgültig, welche Methode zur geostrophischen Windbestimmung benutzt wird, oder aber führen verschiedene Methoden zu unterschiedlichen Ergebnissen? Um diese Frage zu klären, wurden für den vierjährigen Zeitraum drei Methoden einander gegenübergestellt.

### 3. Methodenvergleich zur geostrophischen Windbestimmung

#### 3.1 Die Dreiecksmethode

Bei der Dreiecksmethode werden drei Stationen so gewählt, daß das von ihnen aufgespannte Dreieck den Punkt, für den der geostrophische Wind bestimmt werden soll, im Zentralbereich einschließt. Von den Druckbeobachtungen an den drei Eckpunkten wird durch lineare Interpolation der Druckgegensatz in x- und y-Richtung bestimmt und daraus über die geostrophischen Beziehungen Richtung und Stärke des geostrophischen Windes.

#### 3.2 Das Regressionsverfahren

Beim Regressionsverfahren wird das Bodendruckfeld durch einen Polynomansatz

$$p(x,y) = b_1 x^2 + b_2 x + b_3 y^2 + b_4 y + b_5 xy + b_6$$

d.h. durch eine Fläche 2. Ordnung beschrieben, wobei die Koeffizienten  $b_i$  nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelt werden. Je

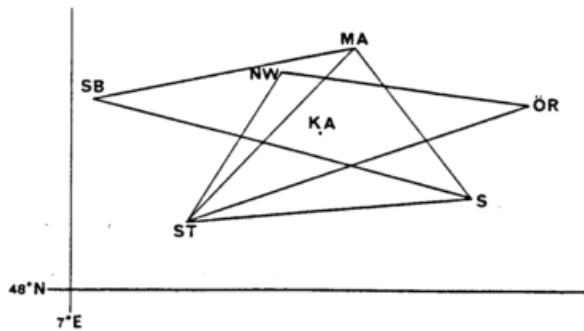


Abb. 1 Lage der Dreiecke

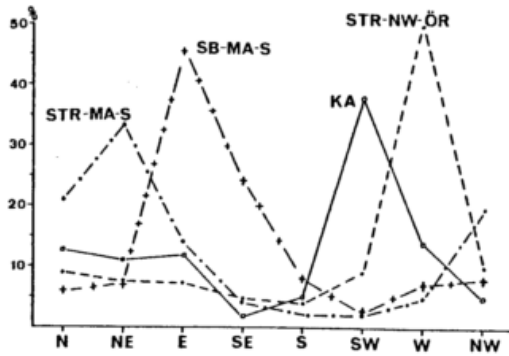


Abb. 2 Geostroph. Windverteilung nach Dreiecksmethode

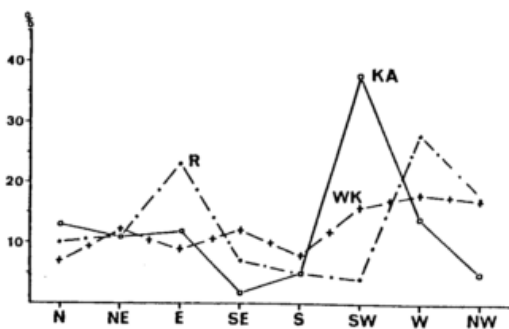


Abb. 3 Geostroph. Windverteilung nach Regressions- und Wetterkarten-Methode

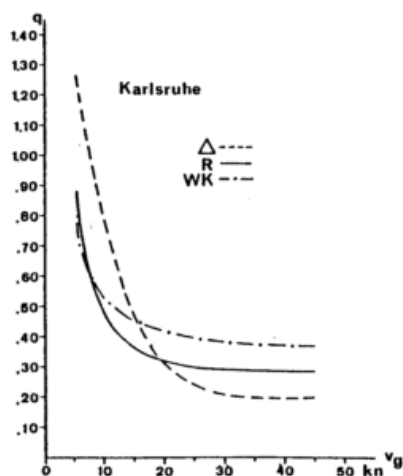


Abb. 4 Methodenvergleich für den Windquotienten

mehr Druckwerte zur Verfügung stehen, um so stabiler wird das Verfahren. Bei unseren Berechnungen für den Oberrheingraben wurden mindestens 9 Werte verwendet. Aus der Druckverteilung erhält man durch Gradientenbildung wieder die Komponenten  $V_{xg}$  und  $V_{yg}$  und damit Richtung und Stärke des geostrophischen Windes.

### 3.3 Die Wetterkartenmethode

Bei der Wetterkartenmethode wird die (subjektive) Feldanalyse des Bodendruckfeldes, im vorliegenden Fall die Berliner 13-Uhr-Regionalkarte, benutzt, um aus Isobarenverlauf und Isobaren-drängung Richtung und Stärke des geostrophischen Windes zu bestimmen.

### 3.4 Ergebnisse

Alle 3 Methoden wurden für den Punkt "Karlsruhe" angewandt. Um festzustellen, inwieweit die Wahl des Dreiecks das Ergebnis mitbestimmt, wurden ferner 3 verschiedene Dreiecke verwendet (Abb. 1).

In Abbildung 2 ist die mittlere geostrophische Windrichtungsverteilung nach der Dreiecksmethode neben den beobachteten Windrichtungen dargestellt. Wir erkennen: Jedes Dreieck liefert eine andere Verteilung, wobei das Häufigkeitsmaximum bei Nordost, Ost bzw. West liegt!

Abbildung 3 zeigt die geostrophische Windverteilung (neben der beobachteten), wie sie sich nach der Regressions- und Wetterkartenmethode ergibt. Im ersten Fall erhalten wir zwei Maxima (West und Ost), im zweiten einen stark geglätteten Verlauf mit einem breiten Maximum um West.

Der Vergleich der Geschwindigkeitsbeträge wird anhand des Quotienten von beobachtetem zu geostrophischem Wind ( $q = V_b / V_g$ ) vorgenommen (Abb. 4). Die Dreiecksmethode liefert bei gradientenschwachen Lagen die größten  $q$ -Werte, d.h. die geringsten geostrophischen Winde, bei gradientstarken Lagen die niedrigsten  $q$ -Werte und somit größten geostrophischen Windbeträge. Bei der Wetterkartenmethode ist es genau umgekehrt; hier kommt zum Ausdruck, daß die Isobaren bei starken Druckgegensätzen aufgelockerter gezeichnet werden, als es der Realität entspricht.

Die Regressionsmethode entspricht an gradient-schwachen Tagen dem Wetterkartenverfahren und liegt an gradientstärkeren zwischen den beiden anderen Methoden.

Fazit: Die Ergebnisse der Dreiecksmethode hängen stark von der Wahl des Dreiecks ab; sie liefert nur bei linearen Druckänderungen zuverlässige Werte; auch ist sie sehr anfällig gegen fehlerhafte Druckbeobachtungen oder lokale dynamische Druckeffekte.

Die Wetterkartenmethode ist in orographisch gegliederten Regionen wegen des "deformierten" Isobarenverlaufs schwer anwendbar und zeigt eine Abhängigkeit von der Wetterkartenanalyse.

Am sichersten zur Erfassung der geostrophischen Grundströmung erscheint die Regressionsmethode; sie gleicht aus, ohne die Haupteffekte zu unterdrücken und ist relativ stabil gegen einzelne fehlerhafte Druckwerte. Allerdings müssen genügend Meßwerte auf nicht zu großem Raum zur Verfügung stehen.

#### 4. Mittlere Strömungsverhältnisse im Oberrheingraben

##### 4.1 Nord-Süd-Schnitt

In Abbildung 5 ist die mittlere geostrophische Windverteilung im Herbst längs des Oberrheingrabens anhand von Mannheim, Karlsruhe und Freiburg dargestellt. Wir finden Maxima bei West und Ost sowie Minima um Nord und Süd. Die beobachteten Windverteilungen (Abb. 6) korrespondieren mit ihrem Maximum bei Südwest gut zur westlichen Grundströmung. Anders ist es bei Ostlagen. Nur Karlsruhe weist dort ein sekundäres Maximum auf. Abgekoppelt von der Grundströmung erscheint die Strömung in Freiburg, wo wie ein ausgeprägtes sekundäres Maximum bei Nordwinden beobachtet; auch Nordwest ist sehr häufig.

Die Windquotienten (Abb. 7) zeigen dagegen an allen drei Punkten einen einheitlichen Verlauf.

##### 4.2 West-Ost-Schnitt

Die mittlere geostrophische Windverteilung für Mannheim, Neustadt/W. und Weinbiet ist nahezu identisch (Abb. 8), nicht aber die beobachte-

te (Abb. 9). Der geostrophischen Grundströmung entsprechend hat Mannheim einen reibungsbedingten Südwestwind als Maximum. In Neustadt/W. zeigt das West-Maximum den Führungseffekt des Seitentales, während sich in Weinbiet die Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe auswirkt. Diese wird auch bei Ostlagen deutlich, da im Tal das Maximum bei Nordost bzw. Nord, in der Höhe bei Ost liegt.

Die Windzunahme mit der Höhe wird in Abbildung 10 deutlich. Weinbiet (556m) weist ab  $V_g=20$  km doppelt so große  $q$ -Werte auf wie Neustadt/W. und Mannheim, d.h. der Wind ist dort bei gleichem Druckgegensatz doppelt so stark wie im Tal. Analoges gilt im südlichen Oberrheingraben beim Vergleich zwischen Freiburg und Feldberg/Schw. (1493m), (Abbildung 11).

Wie Abbildung 12 zeigt, ist bei geostrophischem Westwind die vorherrschende beobachtete Windrichtung infolge normaler Ablenkung Südwest (a); bei geostrophisch Nord weht dagegen der Bodenwind am häufigsten aus Nord, d.h. wird die Strömung durch das Rheintal kanalisiert (b).

Bei östlichen geostrophischen Winden fehlen östliche Bodenwinde weitgehend (c); es erfolgt eine Ablenkung  $90^\circ$  und mehr auf Nord bis Nordwest, z.T. bis auf West. Auch bei geostrophischem Südwind ist mit Ablenkungswinkeln von  $90^\circ - 180^\circ$  eine starke Entkoppelung der Bodenströmung von der Grundströmung festzustellen (d); hingegen ist auf dem Feldberg geostrophisch Süd überwiegend mit Südwind verbunden (e).

Die Abbildungen bringen somit einerseits den Kanalisierungseffekt des Oberrheingrabens und andererseits das mittägliche Zirkulationsrad des Tal- und Bergwindensystems sehr deutlich zum Ausdruck.

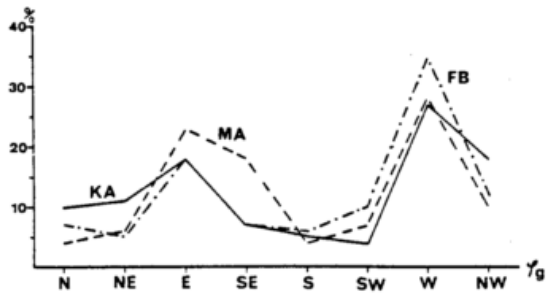


Abb. 5 Geostroph. Windverteilung längs des Oberrheingrabens

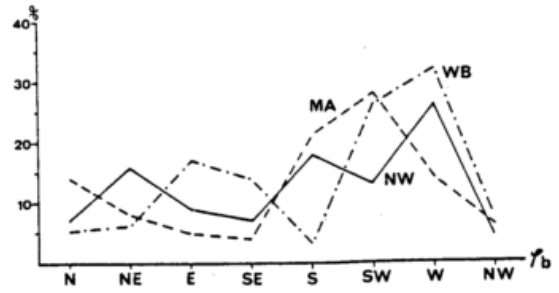


Abb. 9 Beobachtete Windverteilung quer zum Oberrheingrabens

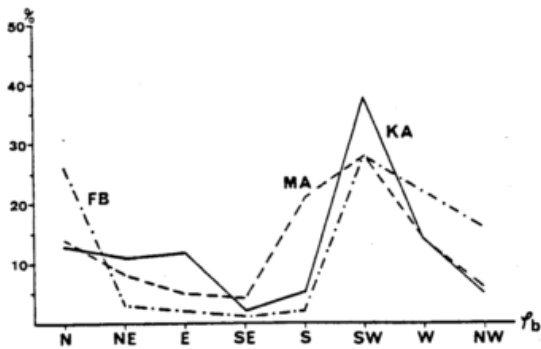


Abb. 6 Beobachtete Windverteilung längs des Oberrheingrabens

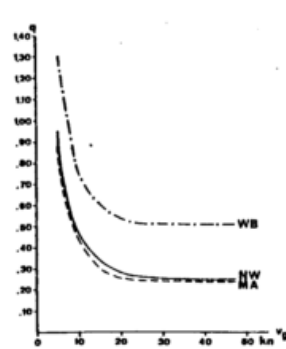


Abb. 10 Vergleich der q-Werte Neustadt/Mannheim zu Weinbiet

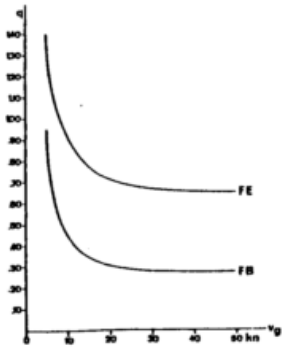


Abb. 11 Vergleich der q-Werte Freiburg zu Feldberg/Schw.

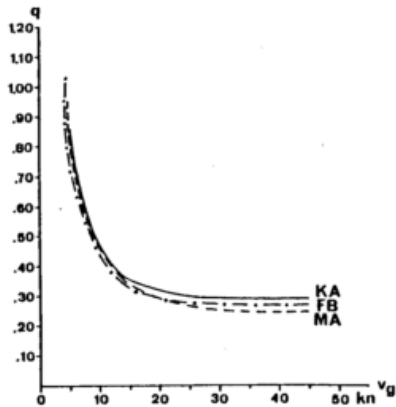


Abb. 7 Mittlerer Windquotient längs des Oberrheingrabens

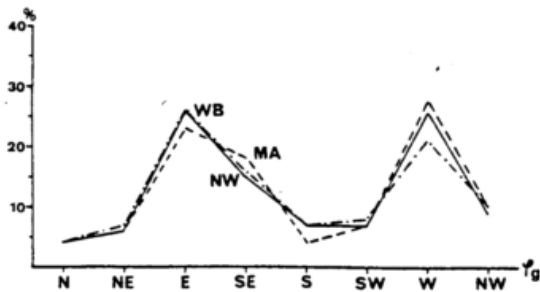
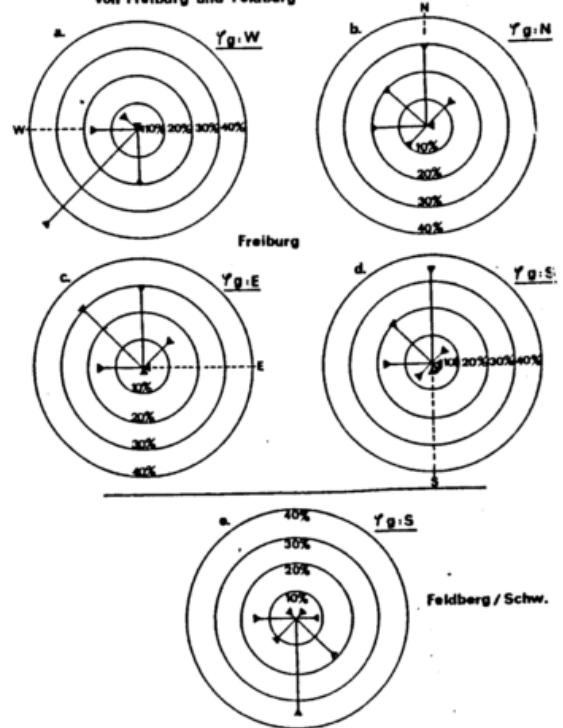


Abb. 8 Geostr. Windverteilung quer zum Oberrheingrabens

Abb. 12 Geostroph./ beobachtete Windrichtungen von Freiburg und Feldberg



## ALPINE WINDSYSTEME: BEOBACHTUNGEN UND MODELLE

I. Vergeiner, E. Dreiseitl

Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck

Dynamik und Thermodynamik orographisch induzierter bzw. orographisch modifizierter Strömungs- und Windregime stehen im Vordergrund unseres Interesses. Unser Untersuchungsgebiet ist hauptsächlich das Inntal mit den Gebirgsketten, die es im Süden und Norden einrahmen, einschließlich des bayrischen Alpenvorlands. Dieses Gebiet hat den Vorteil, von klassischen Föhn- und Talwindstudien gut überdeckt zu sein, aber den Nachteil seiner sehr komplexen Topographie. Numerische Modelle haben sich bisher nur für den Fall erzwungener Überströmung (hochreichender Föhn) einigermaßen bewährt. Ausgehend von neueren mehrjährigen Klimareihen von Stationen im Inntal und längs eines Hang-Querschnitts, von speziellen Feldmessungen seit 1977 (Doppelvisierungen des Talwindsystems, Meßfahrten, Wärmebilanz, Vertikalsondierung der Temperatur) und von einer möglichst vollständigen Verwertung der Daten des relativ dichten synoptischen Netzes inklusive der Berg- und Paßstationen, versuchen wir, modellmäßige, überschaubare Vorstellungen über die wichtigsten Strömungsregime und den zugehörigen Wetterablauf zu gewinnen.

# DER EINFLUSS GROSSER STADTGEBIETE AUF DAS WINDFELD

Peter Martin Keuler

Institut für Meteorologie, Universität Mainz, 6500 Mainz, Saarstraße 21

## 1 ZUSAMMENFASSUNG

Stadtgebiete modifizieren das großskalige Windfeld aufgrund ihrer thermischen und mechanischen Eigenschaften. Ein im Raum Frankfurt/Main installiertes dichtes Meßnetz gestattete eine detaillierte Untersuchung spezieller Stadteffekte. So wurde festgestellt, daß gerade große Stadtgebiete bei schwachgradientigen Strahlungswetterlagen einen beschleunigenden Effekt auf das Windfeld haben. Dies führt zu höheren Windgeschwindigkeiten im Stadtgebiet als im Umland.

Cities modify the larger windfields because of its mechanical and thermal properties. A dense net of meteorological stations in the area of Frankfurt/Main allowed it to do some investigations in special effects of the city. It was found that even great cities during general calm weather conditions tend to generate an accelerated windfield. This leads to higher windvelocities in the city then in the surrounding.

## 2 EINLEITUNG

Der Windgeschwindigkeit in Stadtgebieten kommt infolge der direkten Beeinflussung des Wohlbefindens der dort lebenden Menschen eine besondere Bedeutung zu. Im Allgemeinen führt die Bebauung von Gelände zu einer Verminderung der Windgeschwindigkeit infolge der erhöhten Rauigkeit. Die Folge ist u.a. eine geringere Durchmischung von Schadstoffen (Bartels, Keuler 1979) und somit eine abnehmende Luftqualität. Chandler hat schon 1965 für London festgestellt, daß Stadtgebiete nicht immer eine Windgeschwindigkeitsabnahme bewirken. Es gibt Wetterlagen (Lee, 1979), wo gerade im Stadtgebiet höhere Windgeschwindigkeiten auftreten als im Umland. Aufgrund vorliegender Windregistrierungen des Deutschen Wetterdienstes, die in einem dichten Meßnetz im Raum Frankfurt/Main durchgeführt wurden (RPU, 1972, 1974, 1977), konnten diese Fälle für einen einjährigen Zeitraum untersucht werden.

## 3 MESSUNGEN

Es wurden Stundenmittel der Windgeschwindigkeit für den Zeitraum März 1974 bis Februar 1975 ausgewertet. Vergleichstation im Umland war der Flughafen Frankfurt/Main, etwa 12 Kilometer vom Stadtgebiet entfernt. Im Stadtgebiet wurden die Windregistrierungen von vier Meßstellen unterschiedlicher Exposition untersucht, und zwar die Fälle mit höheren Windgeschwindigkeiten als am Flughafen Frankfurt/Main.

## 4 HÄUFIGKEIT DER FÄLLE MIT HÖHEREN WINDGESCHWINDIGKEITEN IM STADTGEBIET ALS IM UMLAND

In Abbildung 1 wird zunächst ein Überblick gegeben wie oft die Windgeschwindigkeit im Stadtgebiet höher ist als im Umland. An der Meßstelle Hauptfriedhof sind dies bis zu 41 % der Fälle pro Monat im Mai, während "Oberlindau" nur selten 10 % der Fälle aufweist. Unterschiedliche Häufigkeiten werden hier durch lokale Effekte in der Umgebung der Meßstation

bewirkt. Insgesamt zeigt Abbildung 1, daß die Fälle mit höheren Windgeschwindigkeiten im Stadtgebiet relativ häufig auftreten und berücksichtigt werden sollten.

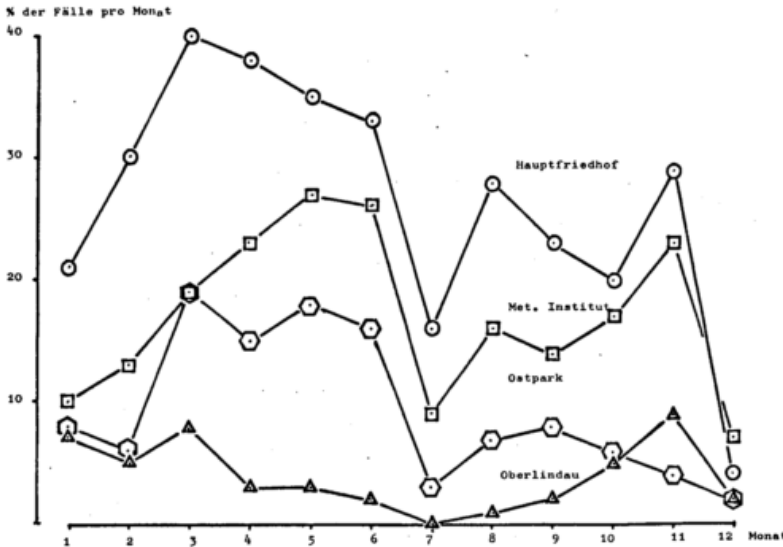


Abb. 1: Häufigkeit der Fälle pro Monat (%) mit höheren Windgeschwindigkeiten im Stadtgebiet von Frankfurt/Main als am Flughafen Frankfurt/Main (Zeitraum 3/74 - 2/75)

5 ZEITLICHE ABHÄNGIGKEIT DES AUFTRETENS HÖHERER WINDGESCHWINDIGKEITEN IM STADTGEBIET VON FRANKFURT/MAIN ALS AM FLUGHAFEN FRANKFURT

Einen ausgeprägten Tagesgang zeigten die Messungen an der Station Meteorologisches Institut. Die größte Anzahl höherer Windgeschwindigkeiten traten in den Nachtstunden auf, während nachmittags ein Minimum in Abbildung 2 zu erkennen ist.



MF7

Abb.2: Häufigkeit der Fälle mit höheren Windgeschwindigkeiten an der Stadtstation Meteorologisches Institut gegenüber dem Flughafen Frankfurt/Main in Abhängigkeit von der Uhrzeit (Zeitraum 3/74 - 2/75)

6 AUSBREITUNGSKLASSEN NACH KLUG/MANIER UND FÄLLE MIT HÖHERER WINDGESCHWINDIGKEIT IM STADTGEBIET ALS IM UMLAND

Erwartungsgemäß kommen höhere Windgeschwindigkeiten im Stadtgebiet am häufigsten bei den Klassen 1 und 2 vor. Stabile Schichtungen, insbesondere bei schwachgradientigen Hochdruckwetterlagen, führen zu großen Temperaturunterschieden zwischen Stadt und Umland (Bartels, Keuler, 1978), was zu einer Zirkulation zum Stadtgebiet (Bornstein, 1972) hin führt.

Tab. 1: Ausbreitungsklassen nach Klug/Manier und Anzahl der Fälle mit höheren Windgeschwindigkeiten an der Stadtstation Hauptfriedhof als am Flughafen Frankfurt/Main.

Abszisse: Ausbreitungsklassen von 1= sehr stabil bis 6 = sehr labil  
 Ordinate: Windgeschwindigkeitsdifferenz in 1/10 m/s

	1	5	10	15	20	25																					
1	64	69	84	68	48	58	48	39	24	40	38	33	15	16	28	12	13	7	12	6	4	4	4	5	5	..	
2	59	60	91	61	52	48	54	42	42	21	20	17	15	17	8	5	10	4	6	5	3	3	..	1	..	..	..
3	30	46	18	20	15	24	16	9	10	7	6	3	4	1	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
4	34	38	33	25	23	17	24	11	10	6	6	3	3	2	4	2	2	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
5	28	28	24	21	23	16	15	21	11	17	7	9	6	4	3	3	2	1	..	..	..	..	..	..	..	..	..
6	15	22	13	20	18	9	21	7	5	9	5	2	3	1	1	3	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
7	..	1	..	..	2	1	2	1	..	1	..	1	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..

7 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Höhere Windgeschwindigkeiten im Stadtgebiet als im Umland können folgende Ursachen haben:

- Düseneffekte infolge der natürlichen oder künstlichen Umgebung
- Kleinräumige Zirkulation durch Leewirbel an Gebäuden
- Großräumige Zirkulation durch regionale Temperaturunterschiede

Es wurde festgestellt, daß während schwachgradientiger Hochdruckwetterlagen bei Windgeschwindigkeiten unter 3.0 m/s am Flughafen Frankfurt/Main, im Stadtgebiet die Windgeschwindigkeiten im Mittel um 1.0 m/s höher sind. Bornstein (1975) berücksichtigte diese Effekte in seinem URBMET-Modell und kam zu übereinstimmenden Ergebnissen. Durch städte-

planerische Maßnahmen können die beschriebenen positiven stadtklimatologischen Effekte unterstützt werden, so daß gerade bei großräumig windschwachen Wetterlagen die Stadtgebiete noch ausreichend belüftet werden. Diese sind u.a. Grüngürtel um stark bebaute Gebiete, Parks in den Innenstädten, Trabantenstädte mit niedriger Bebauung und große Abstände zwischen hohen Gebäuden.

## 8 LITERATUR

Bartels, H., Keuler, P.M.

Meteorologische Statistiken und Messungen zu den Tracer- Experimenten. Arbeitsbericht, Regionale Planungsgemeinschaft Untermain, Frankfurt/Main (1979).

Ein Auswerteverfahren für Infrarotaufnahmen der Topographie, Bewuchs und Bebauung berücksichtigt. Berichte zum Symposium Flugzeugmeßprogramm (1978) Forschungsbericht W 78- 04 des Bundesministeriums für Forschung und Technologie, S. 191 - 195

Bornstein, R.D. et al

Recent observations of urban effects on winds and temperatures in and around New York City. American Meteor. Soc. (1972), pp. 28-33.

The two dimensional URBMET urban boundary layer model. Journal of appl. Meteor.(1975), Vol. 14, No. 8, pp 1459 - 1477.

Chandler, T.J.

The climate of London. Hutchinson of London, (1965) pp 66 - 81.

Lee, D.O.

The influence of atmospheric stability and the rural heat island on urban-rural wind speed differences. Atm. Environm.,(1979), Vol. 13, pp. 1175 - 1180.

Regionale Planungsgemeinschaft Untermain

Lufthygienisch meteorologische Modelluntersuchung der Region Untermain. Regionale Planungsgemeinschaft Untermain, Frankfurt/Main, Arbeitsberichte 1972,1974,1977.

# NÄCHTLICHE WINDMAXIMA IN DER GRENZSCHICHT ÜBER DER NORDDEUTSCHEN TIEFEBENE

Christoph Kottmeier, Dieter Lege und Rainer Roth

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

Anhand eines Einzelfalls wird die Entwicklung eines nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms beschrieben. Aus 159 Einzelprofilen werden mittlere normierte Profile des Temperaturgradienten, der vektoriellen Windscherung, der Windgeschwindigkeit und der Richardsonzahl berechnet, die den typischen vertikalen Aufbau der Grenzschicht beim Auftreten von Windmaxima verdeutlichen. Auf die synoptischen Randbedingungen wird hingewiesen.

A case study is used to describe the development of a nocturnal jet. Composite profiles of temperature gradient, windshear, windspeed and Richardson number, constructed from 159 single profiles, show the typical vertical structure of the planetary boundary layer during the occurrence of low level jets. The prevailing synoptic conditions are described.

## 1 EINLEITUNG

Im Zeitraum von Oktober 1978 bis Mai 1980 fanden in der Norddeutschen Tiefebene an den Sendemasten Gartow 1 und Sprakensehl 1 der Deutschen Bundespost zeitweise Messungen von Vertikalprofilen der Windgeschwindigkeit, Windrichtung, der Feucht- und Trockentemperatur bis ca. 300 m Höhe statt. Ziel der Messungen war es, Erkenntnisse über das Auftreten, die Häufigkeit und die Feinstruktur von Grenzschichtstrahlströmen bei verschiedenen Wetterlagen zu gewinnen. Das Datenmaterial besteht aus ca. 2000 Profilsätzen mit 5 m Höhenauflösung, die sich auf 71 untersuchte Nächte verteilen. In dieser Zeit konnte an 22 Nächten ein Maximum der Windgeschwindigkeit innerhalb von 300 m Höhe nachgewiesen werden.

## 2 EIN EINZEL FALL

Das typische Erscheinungsbild eines nächtlichen Grenzschichtstrahlstroms zeigt Abbildung 1. Es handelt sich um Messungen aus der Nacht vom 14. 4. 80 auf den 15. 4. 80, die durch eine blockierende Hochdrucklage über dem europäischen Raum gekennzeichnet war, wobei das Meßgebiet in einer südöstlichen Strömung lag.

Abends um 19. 00 h sind die Windgeschwindigkeiten im gesamten Höhenintervall bis 300 m noch deutlich untergeostrophisch. Die Windgeschwindigkeiten nehmen bis Mitternacht zu. Gegen 1. 00 h werden mit ca. 14 m/s schon in 130 m Höhe die größten Windgeschwindigkeiten in dieser Nacht gemessen, das ist etwa das 1. 6-fache des geostrophischen Windes am Boden.

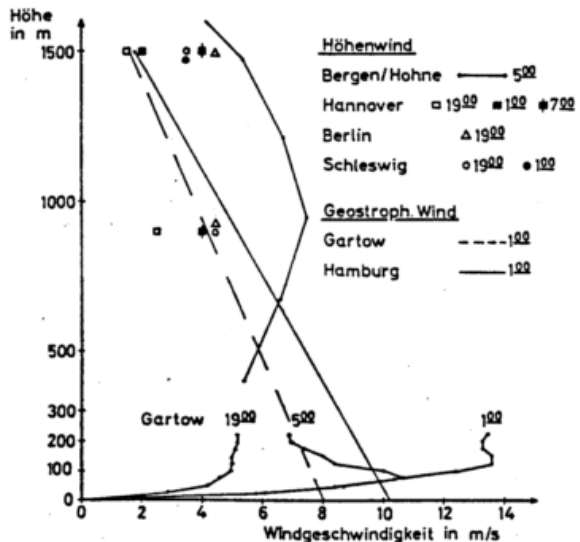


Abb. 1: Lokale zeitliche Entwicklung eines Grenzschichtstrahlstroms am 14. 4. - 15. 4. 1980 in Gartow

Ein deutlich ausgeprägtes Maximum innerhalb 300 m ist bis zu diesem Termin nicht zu erkennen, doch lassen die Höhenwindmessungen der drei nächstgelegenen Radiosonden (Hannover, Schleswig, Berlin) auf eine Abnahme der Windgeschwindigkeit in größeren Höhen auch am Meßort schließen. Im weiteren Verlauf nimmt oberhalb von 80-100 m in Gartow die Windgeschwindigkeit ab, und zwar in größeren Höhen stärker, so daß sich bis 5. 00 h ein Maximum von 11 m/s in 80 m Höhe ausgebildet hat. Unterhalb 80 m ändert sich das Windprofil von Mitternacht bis in die Morgenstunden kaum.

Abbildung 2 zeigt, daß die Entwicklung des Windmaximums an den Aufbau einer kräftigen Bodeninversion gekoppelt ist. Schon in den frühen Abendstunden reicht sie bis 80 m Höhe und wächst bis Mitternacht auf etwa 150 m Höhe an. Danach bleibt die Inversionshöhe und auch der Temperaturgradient weitgehend konstant, bis nach Sonnenaufgang der Abbau der Inversion vom Boden her beginnt.

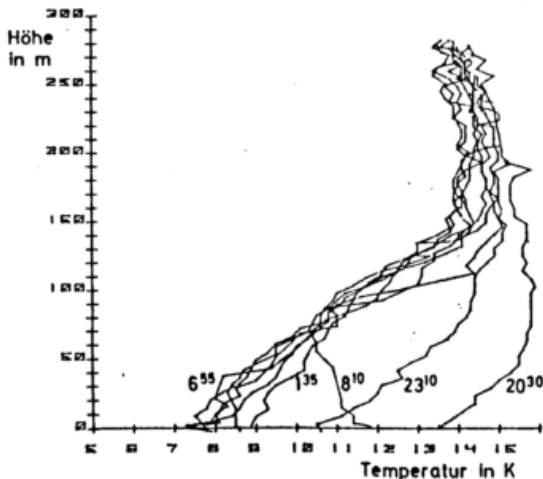


Abb. 2: Zeitliche Entwicklung des Temperaturprofils am 14.4. - 15.4.80 in Gartow

Berechnungen des Profils der Richardsonszahl ergeben, daß schon in den frühen Abendstunden die kritische Richardsonszahl ( $Ri_{krit} \approx 0.25$ ) oberhalb 50 m Höhe überschritten wird, ein Indiz dafür, daß die Reibungskräfte hier schon sehr klein geworden sind. Daraus, und aus der zeitlichen Entwicklung des Windgeschwindigkeitsprofils, kann auf eine Trägheitsschwingung geschlossen werden, die schon von Blackadar (1957) zur Erklärung von Windmaxima in der Grenzschicht benutzt wurde. Ihre Schwingungsdauer liegt für Norddeutschland bei etwa 15 Stunden. Die Zeitspanne vom Beginn der Abkühlung am Boden, ca. 2 - 3 Stunden vor Sonnenuntergang (SU 19.23 h) bis zum Erreichen der größten Windgeschwindigkeit, beträgt in diesem Fall 8 - 9 Stunden, in etwa in Übereinstimmung mit der Dauer einer Halbschwingung.

Der Morgenaufstieg der Radiosonde des geophysikalischen Meßzuges Bergen/Hohne, ca. 100 km westsüdwestlich von Gartow, läßt neben dem in Gartow gemessenen Maximum in 80 m Höhe, in 900 m Höhe ein weiteres Windmaximum erkennen (Abb. 1). Beide Maxima können durch den mit der Höhe abnehmenden geostrophischen Wind in Verbindung mit dem durch die Trägheitsschwin-

gung beeinflussten Teil des Windprofils, in dem die Windgeschwindigkeit nach Mitternacht abnehmen muß, erklärt werden. Dieser Teil liegt zwischen der Höhe, wo zu Beginn der Trägheitsschwingung die ageostrophischen Abweichungen verschwinden und der Höhe, wo etwa ab Mitternacht im Temperaturprofil, sowie im Windprofil, ein quasistationärer Zustand erreicht wird, wie ihn auch Modelle von Delage (1974), Wyngaard (1975) und Brost und Wyngaard (1978) zeigen. Bis in diese Höhe wird auch die kritische Richardsonszahl nicht überschritten. Das Windmaximum in 80 m Höhe wird schließlich durch die einsetzende vertikale Durchmischung ca. 3 Stunden nach Sonnenaufgang abgebaut.

Beachtenswert ist in Abbildung 1 die deutliche Abnahme des geostrophischen Windes mit der Höhe. Unter solchen Bedingungen zeigen auch Modellrechnungen von Wippermann (1973) eine Verstärkung von Maxima im Windprofil bei stabiler Schichtung.

### 3 MITTLERE VERTIKALPROFILE

In Anlehnung an ein Verfahren von Mahrt et. al. (1979) wurden aus 159 Einzelprofilen mit der Höhe des Windmaximums normierte Profile des Temperaturgradienten  $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ , der vektoriellen Windscherung  $|\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}|$ , der Richardsonszahl  $Ri$  und der Windgeschwindigkeit  $v$  berechnet. Die Windgeschwindigkeit ist zusätzlich mit der Windgeschwindigkeit im Maximum normiert (Abb. 3).

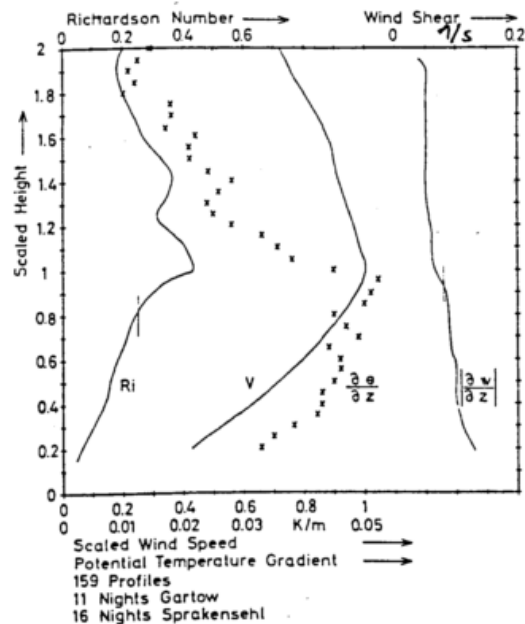


Abb. 3: Normierte mittlere Profile bei Grenzschichtstrahlströmen

Auffallend ist, daß auch bei mittleren Profilen unter der Höhe 1 die Richardsonzahl den Wert 0.25 überschreitet, was auf sehr kleine turbulente Diffusionskoeffizienten hinweist.

Der Gradient der potentiellen Temperatur nimmt bis zur Höhe des Maximums der Windgeschwindigkeit zu, um darüber hinaus abrupt abzufallen. Der Betrag der vektoriellen Windscherung nimmt mit der Höhe kontinuierlich ab. Die normierten mittleren Profile zeigen den typischen Vertikalaufbau bei Grenzschichtstrahlströmen, der in Einzelfällen noch ausgeprägter sein kann, wie bei Roth, Kottmeier und Lege (1978) beschrieben. Es handelt sich um eine Reibungsschicht, gekennzeichnet durch unterkritische Richardsonzahlen, einem kleineren Temperaturgradienten, sowie durch quasistationäre Verhältnisse, eine Zwischenschicht, in der der Temperaturgradient zunimmt und die kritische Richardsonzahl überschritten wird. Der Übergang zwischen diesen beiden Schichten ist bei einzelnen Profilen oft an einem deutlichen Knick im Temperaturprofil zu erkennen. Darüber befindet sich die entkoppelte Schicht, in der häufig ausgeprägte Trägheitsschwingungen zu beobachten sind.

#### 4 SYNOPTISCHE BEDINGUNGEN

Die meisten Grenzschichtstrahlströme bildeten sich unter antizyklonalem Einfluß, wenn sich ausstrahlungsbedingt kräftige Bodeninversionen aufbauen konnten. Bevorzugt waren Situationen, wo das Meßgebiet am Rande des entsprechenden Hochdruckgebietes oder Hochkeils gelegen war. Hier konnte bei mittleren Druckgradienten ( $6 \text{ m/s} < |\nabla p| < 11 \text{ m/s}$ ) die kritische Richardsonzahl noch überschritten werden, wobei die ageostrophischen Abweichungen im Gegensatz zum schwachgradientigen Zentrum noch genügend große Amplituden bei Trägheitsschwingungen erzeugen können. Für die Mehrzahl der Nächte mit Grenzschichtstrahlströmen lag das Meßgebiet in einem Bereich negativer Baroklinität mit einem thermischen Wind, der eine Komponente entgegengesetzt zum geostrophischen Wind am Boden aufwies. Die Vorhersage des Auftretens eines Grenzschichtstrahlstroms wird daher im wesentlichen eine Vorhersage der Stabilität, der Baroklinität und der Druckverteilungen sein. Andererseits zeigt der Vergleich von Messungen an zwei 70 km entfernten Masten, daß die lokale Ausprägung nicht vom synoptischen Scale bestimmt werden muß, sondern daß vermutet werden kann, daß hierfür orographisch bedingte Einflüsse wesentlich werden können. Für die Norddeutsche Tief-

ebene scheint dabei bei südwestlichen bis südlichen Strömungen die Nähe des Mittelgebirgsrandes von Bedeutung zu sein.

#### 5 LITERATUR

BLACKADAR, A.K.:

Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bull. Am. Meteorol. Soc. 38, 283 - 290, 1957.

BROST, R.A., WYNGAARD, J.C.:

A model study of the stably stratified planetary boundary layer. J. Atm. Sci. 35, 1427 - 1440, 1978.

DELAGE, Y.:

A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 100, 351 - 364, 1974.

MAHRT, L., HEALD, R.C., LENSCHOW, D.H. STANKOV, B.B., TROEN, I.:

An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. Bound. -Layer Meteor. 17, 247 - 264, 1979.

ROTH, R., KOTTMEIER, C., LEGE, D.:

Die lokale Feinstruktur eines Grenzschichtstrahlstroms. Meteorol. Rdsch. 32, 65 - 72, 1979.

WIPPERMANN, F.:

Numerical study on the effects controlling the low level jet. Beitr. Phys. Atm. 46, 137 - 154, 1973.

WYNGAARD, J.C.:

Modeling the planetary boundary layer - extension to the stable case. Bound. -Layer Meteor. 9, 441 - 460, 1975.

BEMERKUNGEN ZUR ENTSTEHUNG, INTENSIVIERUNG UND  
VORHERSAGE VON WIRBELSTÜRMEN AUS SYNOP-  
TISCHER UND ENERGETISCHER SICHT

Dietwalt Fuchs

Amt für Wehrgeophysik

Tornadoes may develop like similar vortices over conflagrations and mainly in rotating thunderstorms. Additionally, strong positive vertical velocity shear, associated with vigorous updrafts in thundercloud clusters, can generate strong horizontal velocity shear at their flanks, in which the typical subscale vortex will form, recognizable as a hook-echo on the radar screen. Sudden circulation around an almost vertical axis leads to tremendous pressure fall by the effect of centrifugal forces. Therefore, a large product between instability energy and vertical velocity shear - increasing instability due to lifting by horizontal divergence and positive vorticity advection aloft must be considered, too - indicates tornadic situations.

### 1 ENTSTEHUNG UND INTENSIVIERUNG

Da ein Tornado immer an konvektive Bewölkung gekoppelt ist, jedoch nicht gleichzeitig mit ausfallendem Niederschlag auftritt, wird die Entstehung dieser Wirbelstürme in Nähe von Aufwindschloten angenommen.

1.1 Die konvektive Instabilität sei so extrem, daß die in Bodennähe radial konvergierende Luft durch turbulente Schwankungen einen Drehsinn erfährt, der im Aufwindkanal eine Weile beibehalten wird. Diese Form stationärer Wirbelströmung wird gelegentlich auch über Buschbränden, tätigen Vulkankratern usw. beobachtet (REYE, 1872, pp 5-20).

1.2 Hohe Windgeschwindigkeiten im mittleren und oberen Niveau sowie ausgeprägte zyklonale Vorticity können die gesamte Gewitterwolke in zyklonale Rotation versetzen (FUJITA, 1973), sodaß Fliehkräfte ein lokal begrenztes Druckminimum in der Wolke nach der Gleichung

$$c \iiint \frac{v^2}{r} \cdot \frac{\partial v}{F} = \Delta p \quad *)$$

hervorrufen. Fällt dieses zeitlich und räumlich mit dem Aufwindschlot zusammen, entsteht ein Tornado, der so schnell zieht wie die erzeugende Gewitterwolke.

1.3 Aneinandergereihte konvektive Wolkenklumpen sowie isolierte Superzellen nehmen nicht sofort den Impuls der hochtroposphärischen Strömung an, sofern sie schnell genug aufschließen. Vertikale Windrichtungsänderung bewirkt demnach eine Bewegungs-komponente der Gewittertürme senkrecht zur Höhenströmung. Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe bewirkt, daß die Quellwolkenkomplexe seitlich umströmt und an der Obergrenze überströmt werden, wie vorausseilende Cirrostratusfelder beweisen. So entsteht an den Außenflanken - im small-scale - ex-

treme horizontale Windgeschwindigkeitsscherung, die den als Haken-Echo auf dem Radarschirm erkennbaren Anfahrwirbel mit 5 - 10 km Durchmesser (Tornado-Zyklone) begünstigt.

1.4 Die Intensivierung der so entstandenen Wirbelröhre zum vollentwickelten Tornado mit Bodenkontakt geschieht nach Augenzeugenberichten innerhalb weniger Minuten. Der extreme Bodendruckgradient beschleunigt die niedertroposphärischen Luftpartikel - trotz Reibung - auf destruktive Geschwindigkeiten. Corioliskräfte leiten auch im unteren Niveau zyklonale Drehung ein, so daß der zentrale Wirbelschlauch oder Wirbeltrichter umströmt, aber kaum aufgefüllt wird.

### 2 MÖGLICHKEIT DER TORNADO-VORHERSAGE

Aus den erläuterten Zusammenhängen resultiert die Vereinfachung eines in USA gebräuchlichen Vorhersagekonzepts (MILLER, 1972): Tornadobildung steht bevor, wenn das Produkt zwischen effektiver Labilitätsenergie (Auftriebsenergie) und vertikaler Windscherung im meso-scale möglichst hohe Werte aufweist. Natürlich kann die Labilitätsenergie meist nur näherungsweise bestimmt werden, da Radiosondenaufstiege nur alle 6 oder 12 Stunden stattfinden. Ist hochtroposphärische Horizontaldivergenz und/oder positive Vorticity-Advektion (PVA) beteiligt, die zu linienhaften Hebungsvorgängen Anlaß gibt, muß die latente Labilität berücksichtigt werden. Untrügliches Merkmal ist hierbei die Abnahme der pseudopotentiellen Äquivalenttemperatur mit der Höhe (EMMRICH, 1975, 1976). Die häufig zitierte trockene Zwischenschicht ist jedoch kein notwendiges Kriterium der Tornado-Situation.

Über Mitteleuropa bringen die Großwetterlagen TRW und SWZ im Sommerhalbjahr meist die kritischen synoptischen und aerologi-

schen Bedingungen (PVA, Labilität bei kräftigen südwestlichen Höhenwinden), wie eigene vorläufige, oberflächliche Untersuchungen mitteleuropäischer Tornado-Lagen zeigten.

Um das Tornado-Risiko bei weniger typischen Wetterlagen einzuschätzen, benutze man ein Diagramm, das auf der Abszisse die effektive Labilitätsenergie, auf der Ordinate die vertikale Windscherung enthält. Hyperbeln markieren dann jeweilige Energiekonzentrationen. Die aktuellen Parameter werden mit denjenigen vergangener Tornado-Lagen verglichen, um festzustellen, wie schwer die Gefahr einzustufen ist. Es muß allerdings noch geprüft werden, wie gut die aufgetretenen Tornado-Intensitäten mit dem durch die Hyperbeläste postulierten Energiekonzentrationen korrelieren. Das Diagramm liefert vorab zwei wichtige, empirisch bestätigte Aussagen:

- bei schwachgradientigen Wärmegewitterlagen (schwache Höhenwinde) tritt zwar Hagel, aber kein Tornado auf
- in scheinbar harmloser postfrontaler Konvektion bei mäßiger Labilität und in Wintergewittern (starke Höhenwinde) sind durchaus Tornados möglich.

#### LITERATUR:

EMMRICH, P.: Die Ursachen für das Gewitterunwetter im Raum Stuttgart am 15.08.1972, Berichte des DWD Nr 135 (1975) S. 73-83 und Bemerkungen zur Hagelfront vom 17. und 18. August 1974, Met. Rundschau 29, April 1976, S. 54-61

FUJITA, T.T.: Proposed mechanism of tornado formation from rotating thunderstorm, preprints 8th Conf. Severe Local Storms, DENVER, Boston, Mass., pp 191-196, 1973

MILLER, R.C.: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force, Technical Report 200, Air Weather Service (MAC), USAF, 1972

REYE, T.: Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen. Verlag C. Rümpler, Hannover 1872, S. 5 -20, S. 55 - 75

#### \*) Erläuterungen zur Formel

- $\iiint dV$  = Volum-Integral über sämtliche Luftpunkte des in Drehung<sub>3</sub> versetzten Luftzylinders ( $m^3$ )
- $C$  = dimensionslose Konstante
- $W'$  = Rotationsgeschwindigkeit eines Luftpunktes; gleichzeitig turbulente Zusatzgröße im meso-scale ( $\frac{m}{s}$ )
- $\rho$  = Luftdichte ( $\frac{kg}{m^3}$ )
- $x$  = Abstand eines jeweiligen Luftpunktes von der vertikalen Achse der Wirbelröhre (m)
- $F$  = Grundfläche der Wirbelröhre ( $m^2$ )
- $\Delta p$  = Partialdruck bzw. Druckverminderung im Zentrum der Wirbelröhre ( $\frac{kg}{s^2 \cdot m}$ )

## SIMULATIONSMODELLE IN DER MESOSKALIGEN METEOROLOGIE

D. Etling

Institut für Meteorologie und Klimatologie  
Universität Hannover

**ZUSAMMENFASSUNG:** Die mesoskalige Meteorologie befaßt sich mit Phänomenen, welche eine typische horizontale Erstreckung von etwa 20 km - 200 km haben. Sie werden deshalb durch die Kurzfristmodelle der Wetterdienste mit ihrer Horizontalauflösung von etwa 300 km nicht erfaßt. Auf der anderen Seite der Modellskala können Konvektionsmodelle oder Grenzschichtmodelle nur einen Teilaspekt des Mesoscales beschreiben. Die für mesoskalige Phänomene typische Zwischenstellung zwischen großräumigen und kleinräumigen atmosphärischen Bewegungsformen schlägt sich auch in den Simulationsmodellen nieder. Es werden einige charakteristische Modellmerkmale dargestellt, wobei auf spezielle Probleme der mesoskaligen Modellierung eingegangen wird. Anwendungsgebiete für mesoskalige Modelle werden ebenfalls aufgezeigt.

### 1 EINLEITUNG

Die Simulierung atmosphärischer Phänomene hat in den wissenschaftlichen Arbeiten der letzten 20 Jahre einen breiten Raum eingenommen, nicht nur hinsichtlich der numerischen Wettervorhersage, sondern auch als Möglichkeit, mit der Atmosphäre zu experimentieren. Der letzte Punkt ergibt sich aus dem großen Aufwand für Feldexperimente zur Beobachtung und Messung atmosphärischer Vorgänge. Während anfänglich vorwiegend die Modellierung der synoptischen Vorgänge und der atmosphärischen Grenzschicht im Vordergrund stand, hat man sich in den letzten Jahren verstärkt mit Phänomenen der mesoskaligen Meteorologie befaßt. Darunter versteht man solche Vorgänge deren horizontale Erstreckung etwa 20 km - 200 km beträgt. In diesen Bereich fallen z.B. thermisch bedingte Zirkulationen wie Land-See-Wind oder

die städtische Wärmeinsel und auch die Strömung über unregelmäßiges Gelände. In diesem Zusammenhang kommen auch Leezellen hinter Gebirgen als mesoskaliges Phänomen in Betracht.

In Bild 1 ist einmal versucht worden, die in der Meteorologie bekannten Modelle in ein Scale-Diagramm einzuordnen. Man erkennt, daß die Mesoscale-Modelle die Lücke schließen zwischen den Prognosemodellen der Wetterdienste auf der einen, und den Konvektions- bzw. Grenzschicht-Modellen auf der anderen Seite. Den Übergang zu den Kurzfristmodellen mit ihrer horizontalen Auflösung von etwa 300 km stellen die zur Zeit entwickelten Regional-Vorhersagemodelle dar, welche eine aktuelle Wettervorhersage mit einer Auflösung von etwa 50 km liefern sollen. Auf der anderen Seite der Skala ergänzen Konvektionsmodelle den unteren Bereich des

Mesoscales bei etwa 10 km horizontaler Ausdehnung der Bewegungsvorgänge.

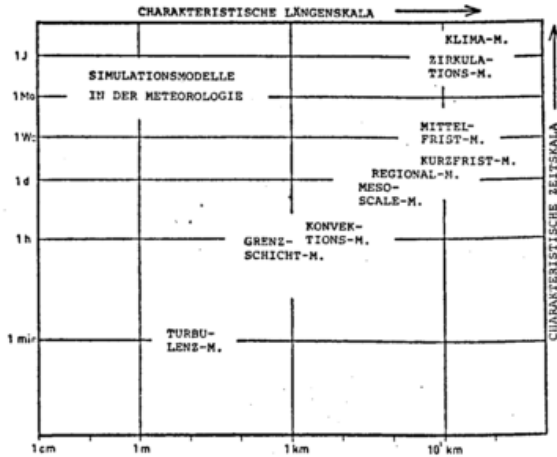


Bild 1: Scale-Diagramm für Simulationsmodelle in der Meteorologie

Wegen der Verbindung zu großräumigen und kleinräumigen atmosphärischen Vorgängen ergeben sich bei der Modellierung des Mesoscales besondere Aspekte hinsichtlich der Modellstruktur, auf welche im folgenden Abschnitt näher eingegangen wird.

## 2 MODELLSTRUKTUR

Im weiteren beschränken wir uns auf solche Modelle, welche keine Rückkopplung mit synoptischen Vorgängen zu simulieren versuchen, sondern großräumige Parameter wie Druckfeld (geostrophischer Wind) und Temperaturfeld als gegebene Randbedingungen für mesoskalige Windsysteme vorgeben. Wegen der vielfältigen Aufgabenstellung sind in den letzten Jahren die verschiedenartigsten Mesoscale-Modelle entwickelt worden. Diese können hier nicht alle gegenübergestellt werden, vielmehr sollen häufig verwendete Modellgleichungen angegeben werden, welche auch den Unterschied zu Prognosemodellen oder

Konvektionsmodellen deutlich machen.

### 2.1 Modellgleichungen

Für die Modellierung subsynoptischer Vorgänge ist es zweckmäßig, zunächst einen synoptischen Grundzustand zu definieren, welcher dann als Randbedingung im Mesoscalemodell verwendet wird. Für diesen Grundzustand sollen die statische Grundgleichung und die geostrophische Windbeziehung gelten:

$$\mathbf{V}_g = \frac{1}{\hat{\rho} f} \mathbf{k} \times \nabla \hat{p} \quad ; \quad \frac{\partial \hat{p}}{\partial z} = -g \hat{\rho}$$

Die thermodynamischen Variablen, Druck  $p$ , Dichte  $\rho$  und potentielle Temperatur  $\theta$  werden aufgespalten in einen synoptischen Anteil  $\hat{p}, \hat{\rho}, \hat{\theta}$  und einen mesoskaligen Anteil  $\bar{p}, \bar{\rho}, \bar{\theta}$ , also  $p = \hat{p} + \bar{p}$ ,  $\theta = \hat{\theta} + \bar{\theta}$  usw. Der Grundzustand soll horizontal homogen und stationär sein, wobei die potentielle Temperatur  $\hat{\theta}$  von der Höhe  $z$  abhängen kann.

Zur Ausfilterung von Schallwellen soll von der Boussinesq-Approximation Gebrauch gemacht werden, sodaß sich als Modellgleichungen für die mesoskaligen Variablen ergeben:

Die Bewegungsgleichungen für die drei Komponenten  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$  der Windgeschwindigkeit, die Kontinuitätsgleichung für inkompressible Strömungen (je nach Problemstellung kann hier auch die anelastische Approximation verwendet werden) der erste Hauptsatz der Thermodynamik und eine Bilanzgleichung für Luftbeimengungen, wobei es sich um Wasserdampf oder Schadstoffe handeln kann. Letzteres wird bei der Anwendung von Mesoscale Modellen in der Ausbreitungsrechnung benötigt. Bei der Aufstellung der Gleichungen sind die molekularen Flüsse gegenüber den turbulenten Flüssen bereits vernachlässigt worden.

Es ergeben als Bewegungsgleichungen, Kontinuitätsgleichung, erster Hauptsatz und Diffusionsgleichung:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{u} = f(\bar{v} - \bar{u}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \nabla \cdot \bar{v}'u' \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{v} = -f(\bar{u} - \bar{v}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - \nabla \cdot \bar{v}'v' \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{w} = g \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - \nabla \cdot \bar{w}'w' \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \bar{v} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla (\bar{\theta} + \bar{\theta}') = Q_{\theta} - \nabla \cdot \bar{v}'\theta' \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{c} = Q_c - \nabla \cdot \bar{v}'c' \quad (6)$$

Die verwendeten Symbole haben die übliche Bedeutung;  $Q_{\theta}$  sind die diabatischen Wärmequellen wie Strahlung und Kondensationsprozesse,  $Q_c$  sind die Quellen für die Konzentration  $c$  der Luftbeimengungen bzw. für den Wasserdampf. Auf die Parameterisierung der turbulenten Flüsse  $\bar{v}'u'$  usw. wird in einen folgenden Abschnitt gesondert eingegangen. Die hier dargestellten Modellgleichungen gelten für sogenannte nicht-hydrostatische Modellatmosphären, d.h. der Druck  $\bar{p}$  ist ein rein dynamischer Druck. Die Vereinfachung der obigen Gleichungen zu einem hydrostatischen Modell wird im nächsten Kapitel behandelt.

Zu den Modellgleichungen gehören noch die entsprechenden Randbedingungen. Da die Simulation mesoskaliger Phänomene für ein begrenztes Gebiet der Atmosphäre erfolgt, sind sowohl seitliche

Randbedingungen erforderlich, als auch solche für die Unter- und Obergrenze der Modellatmosphäre. Die Art der jeweilig verwendeten Randbedingung hängt von der spezifischen Aufgabenstellung des Problems ab. An dieser Stelle sollen nur einige typische Randbedingungen angegeben werden. Dazu ist in Bild 2 für ein zweidimensionales Strömungsfeld das Integrationsgebiet für ein Mesoskaliges Phänomen wie Überströmung eines Hügels mit den entsprechenden Randbedingungen für Wind und Temperatur dargestellt.

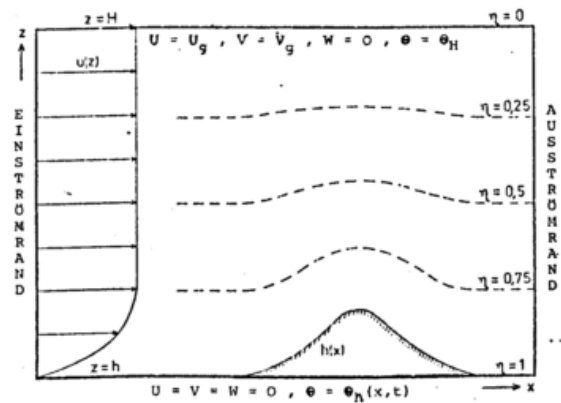


Bild 2: Integrationsgebiet für ein Mesoscalemodell mit typischen Randbedingungen und ein dem Gelände angepaßten Koordinatensystem

Die Untergrenze des Modelles liegt in der Höhe  $h$  der jeweiligen Topographie; die Randbedingungen am Boden gelten bei Annahme einer Prandtl-Schicht für die Rauigkeitslänge  $z_0$  oberhalb  $h$ . Im vorliegenden Beispiel wird die potentielle Temperatur am oberen Rand aus dem synoptischen Wert vorgegeben, während am unteren Rand der Tagesgang o.ä. der Temperatur vorgegeben wird. Statt letzterem verwenden einige Modelle auch eine Energiebilanzgleichung für die Erdoberfläche.

Für die seitlichen Ränder gibt man am

Einströmrand das Windprofil der ungestörten Strömung vor (z.B. aus der Lösung der Grenzschichtgleichungen), während für den Ausströmrand meist das Verschwinden der Normalableitungen gefordert wird.

## 2.2 Hydrostatische Approximation

Mit den Gleichungen (1)-(6) haben wir zwar genügend Beziehungen für die 6 Variablen  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{p}, \bar{\theta}, \bar{c}$ , jedoch steht für den Druck  $\bar{p}$  keine separate Gleichung zur Verfügung. Zur Lösung dieses nicht hydrostatischen Gleichungssystems muß noch aus den Bewegungsgleichungen (1)-(3) unter Verwendung von (4) eine Balance-Gleichung für den Druck  $\bar{p}$  erhalten werden, welche folgende Struktur besitzt:

$$\nabla^2 \bar{p} = F(\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{\theta}) \quad (7)$$

Die numerische Lösung dieser Balancegleichung zu jedem Zeitschritt erfordert bekanntlich einen großen Rechenaufwand, weshalb die meisten Modelle in der mesoskaligen Meteorologie von der hydrostatischen Approximation Gebrauch machen. Bei dieser, von der numerischen Wettervorhersage bekannten Methode, wird der Druck aus der statischen Grundgleichung bestimmt. Statt der dritten Bewegungsgleichung (3) hat man dann :

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = g \hat{p} \frac{\bar{\theta}}{\bar{\theta}_0} \quad (8)$$

Damit steht aber keine prognostische Gleichung für die Vertikalgeschwindigkeit  $w$  mehr zur Verfügung. Bei hydrostatischen Modellen muß deshalb die Vertikalgeschwindigkeit auf diagnostischem Wege aus der Kontinuitätsgleichung (4) gewonnen werden.

Der Unterschied zwischen nicht-hydrostatischen und hydrostatischen Modellen besteht also in der verschiedenen Berechnung von Druckfeld und Vertikalge-

windigkeit. Für den dynamischen Anteil des Gleichungssystems verwenden: nicht-hydrostatisches M.: (1)-(3), (7) hydrostatisches M.: (1), (2), (4), (8)

Die einfache Berechnung des Druckes aus (8) wird aber mit einer zusätzlichen Gleichung für das hydrostatische Modell erkauft: da statische Druckänderungen durch Erwärmung oder Abkühlung und der damit verbundenen Ausdehnung oder Schrumpfung vertikaler Luftsäulen zu Stande kommen, muß man eine freie Oberfläche in dem Modell zulassen. Die Höhe  $H$  dieser freien Oberfläche ändert sich mit der Zeit, sodaß man eine prognostische Gleichung für  $H$  benötigt. Diese wird meist aus der Kontinuitätsgleichung abgeleitet und hat folgendes Aussehen:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = - \int_h^H \left[ \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right] dz \quad (9)$$

Bei nicht-hydrostatischen Modellen verwendet man eine feste Oberfläche in einer Höhe  $H$ ; hier wirken Temperaturunterschiede über den Auftriebsterm direkt auf die Vertikalgeschwindigkeit während der (jetzt dynamische) Druck für die Balance des Geschwindigkeitsfeldes verantwortlich ist.

Die Frage, ob zur Simulation mesoskaliger Phänomene hydrostatische Modelle ausreichen, ist noch nicht eindeutig beantwortet. Für großräumige Vorgänge wird die hydrostatische Approximation täglich mit Erfolg in den Prognosemodellen der Wetterdienste angewendet. Auf der anderen Seite steht eindeutig fest, daß zur Simulation von kleinräumigen Konvektionsvorgängen (Cumulus Konvektion, Tornado) nicht hydrostatische Modelle verwendet werden müssen.

Für den Mesoscale hängt dies vom jeweiligen Problem ab. So wird die Land -

See-Wind Zirkulation oder die urbane Wärmeinsel meist mit hydrostatischen Modellen simuliert. Spielen jedoch stärkere Wärmequellen eine Rolle, oder sollen Rückströmungsvorgänge im Lee eines Hügels erfaßt werden, sind nicht hydrostatische Modelle vorzuziehen. Auch ist der jeweilige Gitterabstand des numerischen Verfahrens zu berücksichtigen, d.h. je kleiner die verwendete Maschenweite  $\Delta x$  ist, um so eher können auch nicht-hydrostatische Effekte simuliert werden.

Als Beispiel für ein hydrostatisches Modell sei dasjenige von Pielke (1973) genannt; ein nicht-hydrostatisches Modell, welches sogar auf die Filterung von Schallwellen verzichtet und die vollständigen primitiven Gleichungen verwendet, ist das von Tapp und White (1976).

### 2.3 Parameterisierung

Die Modellgleichungen (1)-(6) sind in der angegebenen Form noch nicht vollständig, da in ihnen noch Divergenzen turbulenter Flüsse auftreten. Für diese müssen entweder zusätzliche Gleichungen aufgestellt werden, oder über eine Parameterisierung eine Verknüpfung zu den gemittelten Variablen hergestellt werden. Dieses Problem ist bereits aus den Modellen für die atmosphärische Grenzschicht bekannt. Da nun aber Mesoscalemodelle auf Grund ihrer Aufgabenstellung die Grenzschicht als einen wesentlichen Teil einschließen liegt es nahe, die aus der Grenzschichttheorie bekannten Parameterisierungen zu verwenden. Dies wird auch bei allen Mesoscalemodellen so gehandhabt, weshalb hier nur noch einmal die prinzipiellen Möglichkeiten aufgeführt werden.

Betrachten wir beispielsweise den turbulenten Impulsfluß  $\overline{w'u'}$ , so ergeben

sich als Schließungsmöglichkeiten:

(a) Gradientansatz:  $\overline{w'u'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$

(b) prognostische Gleichung für  $\overline{w'u'}$  :  

$$\frac{\partial \overline{w'u'}}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \overline{w'u'} = \dots\dots$$

Bei der Schließung erster Art nach (a) müssen jetzt noch Angaben über den turbulenten Diffusionskoeffizienten  $K_m$  gemacht werden. Dieser wird in den Modellen entweder als Funktion der Höhe vorgeschrieben oder mit dem Mischungswegansatz verknüpft:

$$K_m = K_m(z) \quad \text{oder}$$

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right| \quad \text{oder}$$

$$K_m = l \sqrt{E}$$

Hierbei ist E die turbulente kinetische Energie. Für den Mischungsweg  $l(z)$  muß noch der Verlauf mit der Höhe nach einem der in der Literatur bekannten Ansätze vorgegeben werden.

Nähere Einzelheiten zur Hierarchie von Schließungsmethoden findet man bei Mellor und Yamada (1974). Wegen des großen Aufwandes bei der Schließung zweiter Art nach (b) verwenden die meisten Mesoscalemodelle den Gradientansatz in einer der oben angegebenen Form.

Wegen der begrenzten vertikalen Auflösung der Modelle wird bei der numerischen Lösung für die unterste Schicht, meist zwischen 20 m und 50 m, die Existenz einer Prandtl-Schicht angenommen. In dieser Schicht werden Wind- und Temperaturprofil als logarithmisch angesehen, also z.B.:

$$\bar{u}(z_p) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z_p}{z_0}$$

$z_p$  ist die Höhe der Prandtl-Schicht. Die thermische Schichtung wird durch die Profilmfunktionen  $\phi_m$  und  $\phi_h$  berücksichtigt.

Die aufgeführten Parameterisierungen

werden aus der Grenzschichttheorie übernommen, d.h. sie gelten eigentlich für stationäre und horizontal homogene Verhältnisse. Gerade das letztere wird man bei der Simulierung mesoskaliger Vorgänge aber selten finden, man ist vielmehr an der Auswirkung von Geländeinhomogenitäten auf eine Strömung interessiert. Deshalb muß man überlegen, ob die verwendeten Parameterisierungen für Mesoscalemodelle angebracht sind. Da aber z.Z. keine besseren Vorschläge in der Literatur zugänglich sind, ist es vernünftig, als ersten Schritt auf die bekannten Ergebnisse der Grenzschichttheorie zurückzugreifen.

#### 2.4 Lösungsmethoden

Praktisch alle nichtlinearen Modelle der Art wie in 2.1 beschrieben, werden mit Hilfe von Differenzenverfahren numerisch integriert. Dabei handelt es sich um Gitterpunktmodelle, deren horizontale Auflösung ( $\Delta x, \Delta y$ ) zwischen 1 km und 10 km beträgt. In der Vertikalen wird meist eine variable Auflösung gewählt, mit kleinerem Gitterabstand in der Grenzschicht.

Bei der Formulierung der Differenzgleichungen, dem Aufbau des Rechengitters, sowie bei den Lösungsverfahren findet man praktisch alle bekannten Methoden wieder, welche bereits bei der numerischen Wettervorhersage oder für Grenzschicht- und Konvektionsmodelle verwendet worden sind. Deshalb soll an dieser Stelle auf eine Darstellung der Lösungsmethoden verzichtet werden.

Auf ein Spezialproblem soll aber noch hingewiesen werden. Bei der Überströmung von unregelmäßigem Gelände (Täler Hügel usw.) bereitet der Einbau der Topographie und der unteren Randbedingung in einem normalen karthesischen  $x, y, z$ -Koordinatensystem Schwierigkeiten.

Man geht daher meist zu solchen Koordinatensystemen über, bei welchen der untere Rand genau mit der Topographie der Erdoberfläche zusammenfällt.

Aus der numerischen Wettervorhersage ist zu diesem Problem das  $\sigma$ -Koordinatensystem bekannt:  $\sigma = p/p_0$ ,  $p_0$  ist der Druck am Erdboden. Diese Methode wird aber nur bei wenigen Mesoscalemodellen verwendet, z.B. bei Anthes und Warner (1978).

Meist verwendet man fest vorgegebene, dem Terrain folgende Koordinaten, wie z.B.:

$$\eta(x, y, z) = \frac{H - z}{H - h(x, y)}$$

Der Verlauf einer Fläche  $\eta = \text{konstant}$  ist als Beispiel in Bild 2 dargestellt. Für  $z=h$  ist  $\eta=1$ , der Erdboden, d.h. die Topographie des Geländes fällt immer mit einer Koordinatenachse zusammen, wodurch der Einbau der unteren Randbedingung sehr einfach wird. Die Obergrenze des Modelles bei  $z=H$  fällt ebenfalls mit einer  $\eta$ -Fläche zusammen. Der Übergang auf das  $x, y, \eta$ -System macht allerdings eine Transformation der Modellgleichungen (1)-(6) nötig, was gelegentlich zu komplexeren Formulierungen führt.

### 3 ANWENDUNGSGEBIETE

Die Vielzahl der atmosphärischen Phänomene welche sich im mesoskaligen Bereich abspielen, schlägt sich auch in der Auswahl der Untersuchungen nieder, welche sich mit der Simulierung des Mesoscales befassen. Ein Schwerpunkt der Modellierung liegt auf der Überströmung von unregelmäßigem Gelände, z.B. Über- und Umströmung einzelner Berge und Hügel oder die kanalisierende Wirkung langgestreckter Täler. Hierbei kann zusätzlich noch lokale Unterschiede in der Bodenrauigkeit

oder in der Temperatur am Erdboden berücksichtigt werden.

Ein weiteres großes Gebiet ist die Simulation thermisch bedingter Zirkulationen mittlere und kleinerer Ausdehnung. Hierzu gehören der Land-See-Wind die urbane Wärmeinsel, Berg-Tal-Wind und andere lokale Windsysteme. Diese Phänomene werden gelegentlich auch als horizontale Konvektion bezeichnet, im Gegensatz zur vertikalen Konvektion, wie z.B. Cumuluskonvektion u.ä. Letztere könnten zwar mit einem nicht-hydrostatischen Mesoscalemodell bei entsprechender feiner Auflösung auch simuliert werden, jedoch sollen diese Modelle hier als Konvektionsmodelle bezeichnet werden.

Bei einer stabil geschichteten Atmosphäre können auch Leewellen oder Föhn-effekte mit Hilfe von Mesoscalemodellen simuliert werden.

Die Simulation der oben aufgeführten Beispiele atmosphärische Bewegungsvorgänge dient aber nicht nur dem besseren Verständnis der physikalischen Ursachen solcher Phänomene, sondern hat zum großen Teil auch praktische Anwendungsmöglichkeiten. Einige solcher Gebiete sind z.B.:

- Regionale Wettervorhersage
- Ausbreitungsvorgänge
- Windenergie
- Klimaänderungen

Die regionale Wettervorhersage mit Hilfe von Mesoscalemodellen knüpft an die numerische Wettervorhersage an. Hier sind bereits erste Experimente durchgeführt worden, z.B. von Carpenter (1978). Wegen der Wechselwirkung mit dem synoptischen Scale sollten diese Modelle als separate Gruppe der Regionalen Vorhersagemodelle aufgefaßt werden.

Das Problem der Ausbreitung von Schadstoffen in unregelmäßigem Gelände und über größere Entfernungen hinweg (Regionaltransport) hat zum großen Teil zur Entwicklung von Mesoscalemodellen geführt. Hierbei können entweder mit Hilfe der simulierten Windfelder Trajektorien berechnet werden, oder durch simultane Lösung der Transportgleichung (6) das Konzentrationsfeld direkt erhalten werden.

Für das Problem der Windenergie werden Mesoscalemodelle verstärkt zur Standortfrage herangezogen. In diesem Fall werden die Gebiete mit maximaler Windausbeute den berechneten Windfeldern entnommen, wobei die verschiedensten synoptischen und klimatischen Verhältnisse mit berücksichtigt werden können.

Neben dem Problem des globalen Klimas wird in jüngster Zeit auch der Änderung des Klimas im Regionalen und lokalen Bereich Beachtung geschenkt. Hier interessiert z.B. die Auswirkung antropogener Wärmequellen oder von Änderungen der Oberflächenbeschaffenheit durch Rodung usw. auf das Klima in der Umgebung dieser Änderungen. In diesem Zusammenhang hat man auch den Begriff des Stadtklimas geprägt, und ein Teil der Mesoscalemodelle beschäftigt sich mit dem Einfluß großer Städte auf meteorologische Vorgänge, z.B. Bornstein(1975)

Insgesamt bieten sich für Modelle zur Simulation mesoskaliger Vorgänge in der Atmosphäre eine große Anzahl von Untersuchungsmöglichkeiten, was auch in der steigenden Zahl Veröffentlichungen zum Ausdruck kommt. Durch die Verbindung zu den Prognosemodellen der Wetterdienste auf der einen und zu Grenzschicht- und Konvektionsmodellen auf der anderen Seite, gestaltet sich die Struktur von Mesoscalemodellen äußerst vielfältig.

Aus diesem Grund konnte hier nicht auf alle existierenden Modelle und ihre Unterschiede eingegangen werden. Vielmehr sind gewisse Modellstrukturen aufgezeigt worden und die Anwendungsmöglichkeiten der Modellierung mesoskaliger Phänomene angedeutet worden.

#### 4 LITERATUR

Anthes, R.A. and T.T. Warner: The development of hydrostatic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon.Weath.Rev.* 106 (1978), 1028-1045.

Bornstein, R.D.: The two-dimensional URBMET urban boundary layer model. *J.Appl.Met.* 14 (1975), 1459-1477.

Carpenter, K.M.: An experimental forecast using a non-hydrostatic mesoscale model. *Quart.J.R.Met.Soc.* 105 (1979), 629-655.

Mellor, G.L. and T. Yamada: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J.Atmos.Sci* 31 (1974), 1791-1806.

Pielke, R.A.: a three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida. *Mon.Weath.Rev.* 102 (1974), 115-138.

Tapp, M.C. and P.W. White: A non-hydrostatic mesoscale model. *Quart.J.R.Met.Soc.* 102 (1976), 277-296.

# ANWENDUNGEN EINES NUMERISCHEN MODELLS FOR DIE OBERSTRÖMUNG MESOSKALIGER GELÄNDEFORMEN

Thomas Prenosil

Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe

## Zusammenfassung

Es wird ein zweidimensionales numerisches Simulationsmodell vorgestellt, das den Einfluß mesoskaliger Geländeformen auf das atmosphärische Strömungsfeld beschreibt. Aus den Modell-ergebnissen für die Oberströmung des Oberrheintalgrabens und der deutschen Nordseeküste werden Einzelphänomene anhand synoptischer Beobachtungsdaten zahlenmäßig bestätigt.

## Abstract

We present a two-dimensional numerical model which simulates the influence of mesoscale terrain on the atmospheric flow patterns. Some of the predicted phenomena which arise from the simulation of the airflow over the Rhine valley and the German North Sea coast are verified by synoptic routine data.

## 1 MODELLBESCHREIBUNG

Die im folgenden dargestellten Ergebnisse basieren auf einem zweidimensionalen numerischen Modell, das nicht-hydrostatische Effekte beschreiben kann und zur Schallfilterung die anelastische Approximation benutzt:

$$\nabla \cdot \mathbf{w} = 0 .$$

Zur Erfassung orographischer Einflüsse werden die Modellgleichungen in einem Koordinatensystem formuliert, das dem Gelände folgt (BECKER, 1978). Dazu wird mittels einer Koordinatentransformation eine verallgemeinerte Vertikalkoordinate  $\eta$  definiert, die sich aus der kartesischen Koordinate  $z$ , der festen Modellobergrenze  $H$  und der Orographiehöhe  $h(x)$  ergibt:

$$\eta = \frac{H - z}{H - h(x)} .$$

Das Modell prognostiziert die drei Komponenten des Geschwindigkeitsvektors  $\mathbf{w}$ , die potentielle Temperatur, den hydrostatischen Druckanteil, den dynamisch bedingten Stördruck, die Luftdichte und die Höhe der reibungsbedingten atmosphärischen Grenzschicht (DEARDORFF, 1974). Die Ankopplung eines parameterisierten Wolkenmodells (DORWARTH, 1979) ermöglicht zusätzlich die Bestimmung von Wasserdampf, Wolkenwasser, Regenwasser und Eis gemäß dem erweiterten Kessler'schen Schema (KESSLER et al., 1963).

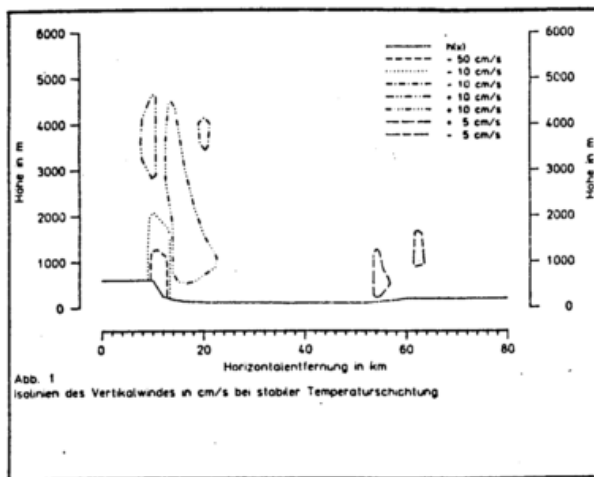
## 2 ERGEBNISSE

Das Simulationsmodell wurde im Rahmen des MESOKLIP-Experimentes (Herbst 1979) auf einen West-Ost-Schnitt durch den Oberrheingraben längs der Linie Edenkoben/Haardt bis Sinsheim/Kraichgau (Abb. 1 und 2: unterste Kurve) sowie für das Küstenexperiment (Herbst 1981) auf einen Geländeschnitt senkrecht zur deutschen

Nordseeküste zwischen Bremerhaven und Cuxhaven (Abb. 3: unterste Kurve) angewendet. Als großräumiger Antriebsmechanismus war dem Modell jeweils ein geostrophischer Wind von  $10 \text{ ms}^{-1}$  entlang des Schnittes aufgeprägt, wobei die Luftströmung links in Form einer Ekman-Spirale in das Integrationsgebiet eintrat. Die Modellobergrenze wurde in 6000 m ü. NN. angenommen.

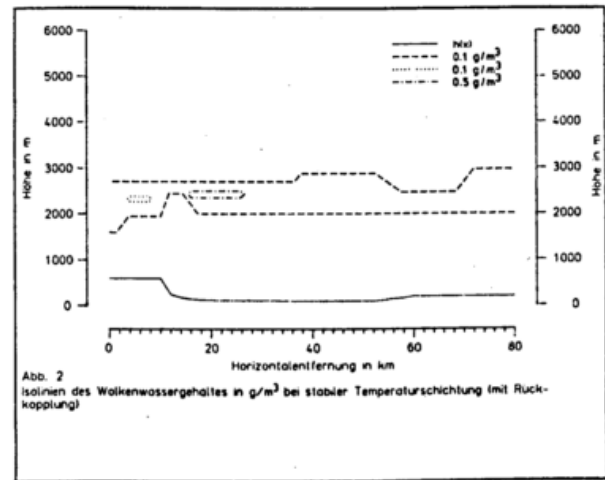
## 2.1 Oberrheintalgraben

Bei stabilen Schichtungsverhältnissen (Zunahme der potentiellen Temperatur um 3 K pro km) zeigt das errechnete Vertikalwindfeld nach 75 Minuten Simulationszeit deutliche Wellenphänomene am Haardt-Abbruch (siehe Abbildung 1). Gleichzeitig entsteht im Lee der Haardt ein markantes Geschwindigkeitsminimum im Bodenwindfeld. Die Geschwindigkeitsverminderung im Vergleich zur Hangoberkante beträgt etwa 46 %. In der Rheintalmitte weist der Bodenwind eine Drehung um ca.  $18^\circ$  im Sinne eines Kanalisierungseffektes auf.



Die orographisch bedingte Modifikation einer 1 km dicken Stratusdecke wurde sowohl ohne als auch mit Rückkopplung zwischen Geschwindigkeitsfeld und hydrologischem Zyklus berechnet. Die durch die Phasenübergänge bewirkten Vertikalbeschleunigungen führen insbesondere zu einer

Verstärkung der Föhnluke am Haardt-Abbruch (siehe Abbildung 2).



## 2.2 Küste

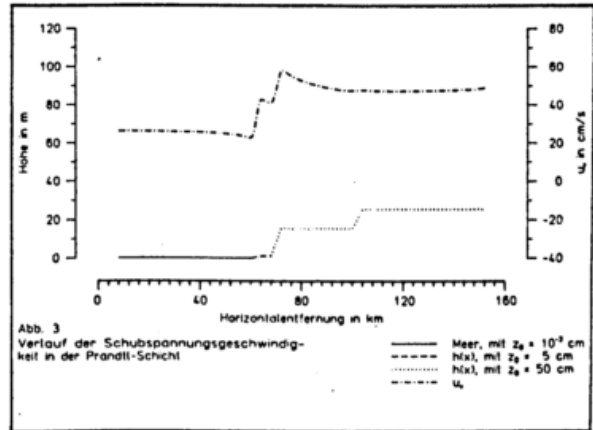
Abbildung 3 bezieht sich auf die Strömungsverhältnisse nach drei Stunden Simulationszeit bei neutraler Temperaturschichtung. Die Schubspannungsgeschwindigkeit am Boden reagiert unmittelbar auf Rauigkeitssprünge. Gleichzeitig wächst die Grenzschicht mit zunehmender Rauigkeit von 900 m über See allmählich auf 1300 m über Land an, während am Boden eine deutliche Geschwindigkeitsabnahme um 41 % auftritt. Die Winddrehung über Land erreicht  $8^\circ$  in 50 km Abstand zur Küste.

## 3 VERGLEICH MIT MESSUNGEN

Um einen groben Eindruck von der Qualität des Modells zu erhalten, wurden Messungen in 10 m Höhe über Grund von synoptischen Beobachtungsstationen des Deutschen Wetterdienstes (Europäischer Wetterbericht, 1978 und 1979) herangezogen. Folgende Routinestationen standen dabei entlang der ausgewählten Schnitte zur Verfügung: Weinbiet, Neustadt/Weinstr. und Mannheim für den Rheintalschnitt sowie Helgoland, Cuxhaven, Bremerhaven, Hamburg, Soltau,

Lüchow und Hannover für den Küstenschnitt. Bei Wetterlagen, die ungefähr den Modellbedingungen entsprachen, waren die Modellergebnisse in guter Übereinstimmung mit den Messungen:

- (a) ca. 42 % betrug der Abschattungseffekt der Haardt (Weinbiet-Neustadt, 12 GMT, August 1979), (b) ca. 20<sup>0</sup> ergab sich für den Kanalisierungseffekt des Rheintales (Weinbiet-Mannheim, 12 GMT, August 1979) und (c) ca. 36 % wurde als rauigkeitsbedingte Abbremsung über Land beobachtet (Helgoland-Cuxhaven etc., 12 GMT, September/Okttober 1978).



#### Literaturverzeichnis

Becker, H.G.

Deardorff, J.W.

Deutscher Wetterdienst

Dorwarth, G.

Kessler, E.;  
Feteris, P.J.;  
Newburg, E.A.

Eine Hierarchie atmosphärischer Prognosemodelle unter Einschluß orographisch bedingter Einflüsse. Diplomarbeit, Johannes Gutenberg Universität, Mainz (1978).

Three dimensional study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 7(1974), 81-106.

Europäischer Wetterbericht, Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes. Jg. 3, Nr. 244-304 (1978) und Jg. 4, Nr. 182-243 (1979).

Die Parametrisierung der Niederschlagsbildung in mesoskaligen Modellen. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (1979).

Role of microphysical processes in shaping vertical profiles of precipitation and cloud. *Proc. Weather Radar Conf.*, Amer. Meteorol. Soc., Cambridge (1963).

ERSTE ERGEBNISSE EINER SIMULATION DER MESOSKALIGEN WINDVERHÄLTNISSE IM DEUTSCHEN NORDSEE-KOSTENGEBIET MIT DEM UNIVERSITY OF VIRGINIA MESOSCALE MODEL (UVMM) UND VERIFIKATION DURCH BEOBSACHTUNGEN

Lutz Blumhagen , Hans-Wilfried Jubelt , Günther Warnecke

Institut für Geophysikalische Wissenschaften der Freien Universität Berlin

Das UVMM von PIELKE und MAHRER (1975) wurde mit einer Gitterweite von 8 km auf die nordwestdeutsche Küstenregion für eine Auswahl von Strahlungswetterlagen mit großräumig homogenem Windfeld jeweils unterschiedlicher Richtung (während der Sommermonate 1976/77) angewandt. Die Simulation wurde mit stündlichen Beobachtungen des synoptischen Meßnetzes sowie zusätzlichen Stationen verglichen. Das Modell zeigt u.a. eine deutliche Abhängigkeit des Seewind-Einflusses vom Verlauf der Küste sowie von der dazu relativen Richtung der Grundströmung - in weitgehender Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Bei der Verifikation ergab sich die Notwendigkeit einer Modellanpassung an die nichtstationären Windverhältnisse unserer Breiten. Exemplarische Ergebnisse werden im einzelnen vorgestellt und diskutiert.

The University of Virginia Mesoscale Model (PIELKE and MAHRER, 1975) has been applied to the northwest German coastal region with a mesh interval of 8 km for a selection of undisturbed days (summers of 1976 and 1977) characterized by different homogeneous synoptic wind fields. The Simulations were compared with hourly observations of the synoptic network and supplementary stations. In general, the model impressively exhibits the mesoscale influence of an irregular coastline on a homogeneous synoptic scale wind pattern, in good accordance with observations. During the verification process it became necessary to adapt the UVMM to the non-stationary wind conditions of our mid-latitudes. Examples of simulation will be presented and discussed in detail.

## 1 EINFÜHRUNG

Die Anwendung eines dreidimensionalen Mesoscale-Modells z.B. auf das Küstengebiet der Deutschen Bucht hat ihre Motivation in der Bereitstellung von konsistenten Windfeldern für Ausbreitungsrechnungen von Luftverunreinigungen, die verschiedenen topografischen Randbedingungen genügen. Diese Bodenrandbedingungen sind im betrachteten Gebiet:

- unterschiedliche Rauigkeit (Land/Wasser)
- unterschiedliche Erwärmung (Wassertemperatur konstant)

Das verwendete University of Virginia Mesoscale Model (UVMM) - als Weiterentwicklung

des von PIELKE (1973) erstellten dreidimensionalen Modells zur Simulation der Seewindzirkulation über Süd-Florida - in der von ROHNER und BLUMHAGEN für die FU Berlin aufbereiteten Version berücksichtigt in Anbetracht der relativ flachen Landschaft Niedersachsens und Schleswig-Holsteins keine orografischen Effekte.

Aus dem Datenmaterial der Simulation können mit Hilfe von Plotter-Routinen die räumlichen Verteilungen einzelner meteor. Variabler in Horizontal- und Vertikalschnitten dargestellt werden.

## 2 ABRISS DER PHYSIK DES MODELLS

Eine ausführliche Darstellung des Modells findet sich bei ROHNER (1977), so daß hier nur kurz darauf eingegangen wird.

Das UVMM ist ein prognostisches und hydrostatisches Modell, das in der verwendeten Version eine Auflösung von 33x36 Gitterpunkten in einer horizontalen Schicht hat (wovon die inneren 25x28 eine äquidistante Gitterweite von 8 km haben) mit insgesamt 7 Niveaus, von denen zwei in der planetarischen Grenzschicht liegen (in 50 und 100 m Höhe) und die oberste in 4820 m.

Ausgehend von den Grundgleichungen

- EULERSche Bewegungsgleichungen
- Erster HS der Thermodynamik
- inkompressible Kontinuitätsgleichung
- Erhaltungssatz für die spezifische Feuchte vernachlässigt es molekulare Diffusion von Impuls, Wärme und Feuchte, sämtliche Strahlungseffekte sowie Phasenumwandlungen des Wasserdampfes.

Die zur Berechnung der turbulenten Transporte verwendeten Austauschkoefizienten werden in einen horizontalen und einen vertikalen Anteil aufgespalten; unter Berücksichtigung der thermischen Schichtung werden die vertikalen Austauschkoefizienten innerhalb der PRANDTL-Schicht proportional der Höhenkoordinate  $z$  gesetzt und in der EKMAN-Schicht durch einen Polynomansatz nach O'BRIEN (1970) parametrisiert. Es wird dabei eine zeitliche Änderung der Grenzschicht- und der PRANDTL-Schichthöhe zugelassen und nach der Methode von DEARDORFF (1974) berechnet. Die vertikalen Austauschkoefizienten werden sowohl für Land- als auch für Wasseruntergrund getrennt berechnet und dann an jedem Gitterpunkt mit der Land-Wasser-Verteilung gewichtet. Die horizontalen Austauschkoefizienten werden so gebildet, daß der „numerische Lärm“ unterdrückt wird.

### 3 EINGABEDATEN

Nachdem die Land-Wasser-Verteilung an jedem Gitterpunkt für die Fläche eines Gitterquadrats eingelesen wurde, geschieht die Initialisierung der Simulation im wesentlichen

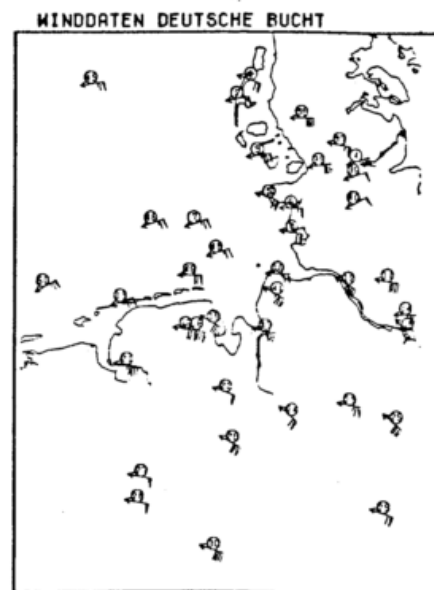
durch die Vorgabe eines homogenen geostrophischen Windfeldes sowie der vertikalen Verteilung der potentiellen Temperatur und der spez. Feuchte (jeweils ein repräsentativer Wert pro Schicht zwischen den Niveaus). Die Bodentemperatur ist zu Anfang homogen; der Aufbau der Temperaturamplitude über Land wird durch dreistündliche Werte beschrieben, die nach einer quadratischen Interpolation für jeden Zeitschritt abgefragt werden.

In Erweiterung des UVMM soll eine zeitliche Änderung auch des geostrophischen Windes zugelassen werden, der wie oben upgedatet und nach D.HEIMANN (Programm CITYMET) in das Programm eingearbeitet werden wird. Dies wird die Anwendung des Modells über die streng stationäre synoptische Lage hinaus möglich machen.

### 4 ERGEBNISSE

Im folgenden werden Resultate der Simulation eines der noch unter der Voraussetzung der Stationarität des geostrophischen Windes gerechneten Fälle gezeigt und im untersten Niveau mit den verfügbaren Windmeßwerten verglichen.

Abb. 1 zeigt die Meßdaten der Stationen der Wetterämter Schleswig, Bremen, Hannover (Einstundenmittel) und des Seewetteramtes sowie

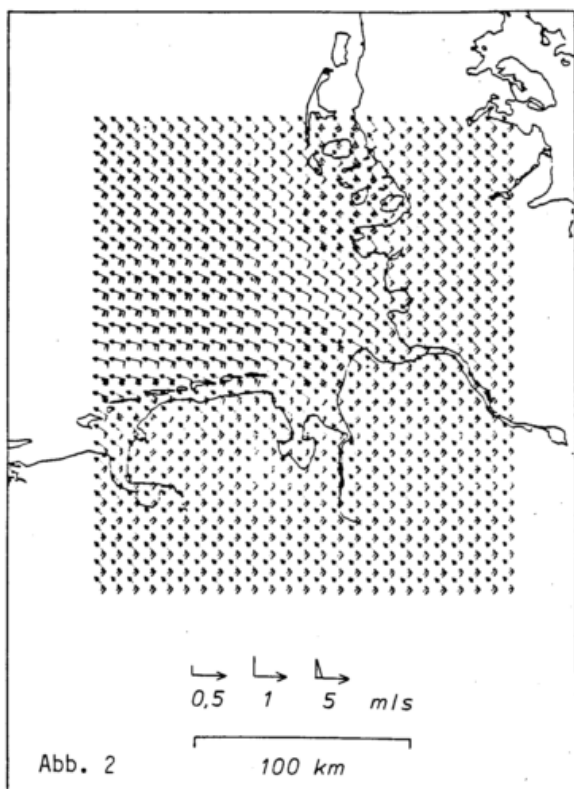


13.06.77 19 MEZ

Abb. 1

des Geophysikalischen Dienstes der Bundeswehr (10 min Mittel) vom 13.6.77 um 12 GMT. Die Stationspositionen befinden sich an den Tangentenpunkten der Windpfeile mit den Kreisen der Kennziffern. Ein Fiederstrich bedeutet einen Geschwindigkeitsbetrag von  $1 \text{ ms}^{-1}$ . Auf eine Normierung der Meßwerte entsprechend unterschiedlichen Bodenrauigkeiten und Meßhöhen wurde verzichtet.

Abb. 2 zeigt das prognostizierte Windfeld nach 9 Stunden Simulation (12 GMT). Für den 13.6.77 wurde eine geostrophische Windgeschwindigkeit in 1500 m Höhe von  $8 \text{ ms}^{-1}$  aus SE



DEARDORFF, J. (1974)

O'BRIEN, J. J. (1970)

PIELKE, R. A. (1973)

PIELKE, R. A., MAHRER, Y. (1975)

ROHNER, H. (1977)

( $140^\circ$ ) sowie eine lineare geostroph. Windscherung vorgegeben. Das Rückdrehen des Windes über Wasser wird qualitativ wiedergegeben, wenn es auch mit ca.  $20^\circ$  geringer als gemessen ausgefallen ist (ca.  $40^\circ$ ). Auch ein Rechtsdrehen des Windes zwischen Festland und Sylt wird angedeutet. Vom Modell prognostizierte Minima der Windgeschwindigkeit bei konvexen Landumrissen lassen sich nicht eindeutig belegen.

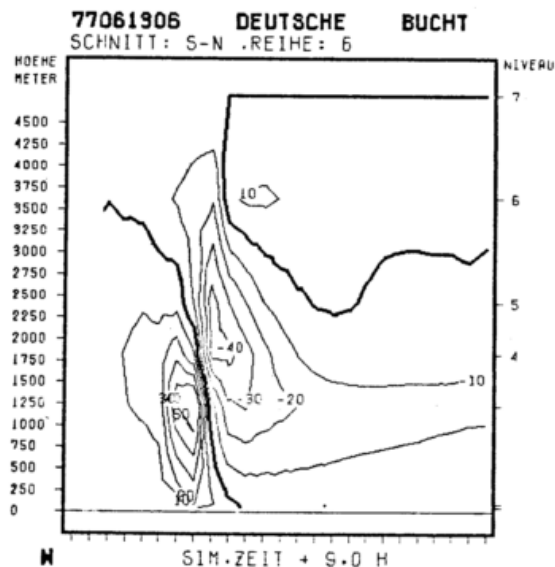


Abb. 3 ist ein N-S-Vertikalschnitt quer zur ostfriesischen Küste bei Borkum (die Länge der Grundfläche beträgt 100 km); sie zeigt ein Band gegenläufiger Vertikalbewegungen in der Konvergenzzone im Küstenbereich.

Die Ergebnisse weiterer Simulationen für andere Anströmrichtungen der Küste werden vorbereitet.

Three-dimensional Numerical Study of the Height and Mean Structure of a heated Planetary Boundary Layer  
Boundary Layer Meteorology, 7, pp 81 - 106

A Note on the Vertical Structure of the Eddy Exchange Coefficient in the Planetary Boundary Layer  
J A S, 27, pp 1213 - 1215

A Three Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes over South Florida  
Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University

Representation of the Heated Planetary Boundary Layer in Mesoscale Models with Coarse Vertical Resolution  
J A S, 32, pp 2288 - 2308

Beschreibung und Übernahme des UVMM sowie eine exemplarische Anwendung auf das norddeutsche Küstengebiet  
Dipl. arbeit, Inst. Geoph. Wiss., FU Berlin

Friedhelm Wallbaum

Institut für Meteorologie der Technischen Hochschule Darmstadt

## 1 EINLEITUNG

Das nichthydrostatische numerische Mesoscale-Modell FITNAH II ermöglicht die Berechnung von atmosphärischen Strömungs- und Temperaturfeldern über topographisch gegliedertem Gelände. Synoptische Eingabegrößen für eine Simulation sind der geostrophische Wind und die potentielle Temperatur in Höhe der oberen Modellberandung.

## 2 MODELLBESCHREIBUNG

Die Variablen des vorliegenden Modells sind die Geschwindigkeitskomponenten  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ ,  $\bar{w}$ , die Druckstörung  $p'$  und die potentielle Temperatur  $\bar{\theta}$ . Zu ihrer Berechnung stehen folgende Gleichungen zur Verfügung :

Die Bewegungsgleichungen:

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla \cdot (\overline{\rho u' w'}) \quad (1)$$

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla \cdot (\overline{\rho v' w'}) \quad (2)$$

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = \frac{g}{\bar{\theta}_0} (\bar{\theta} - \tilde{\theta}) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla \cdot (\overline{\rho w' w'}) \quad (3)$$

Die Kontinuitätsgleichung für ein anelastisches Medium:

$$\frac{\partial}{\partial x} (\overline{\rho u}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{\rho v}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\rho w}) = 0 \quad (4)$$

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik für adiabatische Prozesse:

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} + \frac{1}{\bar{\rho}} \nabla \cdot (\overline{\rho \theta' w'}) = 0 \quad (5)$$

Die in den Gleichungen (1), (2), (3) und (5) auftretenden Korrelationsprodukte werden mit einem Gradientansatz unter Anwendung der PRANDTL'schen Mischungs-

weghypothese durch skalige Größen ersetzt. Für den vertikalen Diffusionskoeffizienten für Impuls erhält man:

$$k_{mv} = l^2 \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| \quad (6)$$

mit:

$$l = \frac{l_a}{\Phi} \quad (7)$$

Für den adiabatischen Mischungsweg soll der Ansatz von BLACKADAR gelten:

$$l_a = \kappa (z-h) \left( 1 + \frac{\kappa(z-h)}{l_\infty} \right)^{-1} \quad (8)$$

Für die Abhängigkeit des Mischungsweges von der thermischen Schichtung werden empirische Ansätze verwendet:

$$\begin{aligned} \text{Rif} > 0 : \Phi &= 1 + 4.7 \text{ Rif} && \text{(OBUKOV)} \\ \text{Rif} < 0 : \Phi &= (1 - 15 \text{ Rif})^{-0.25} && \text{(ELLISON)} \end{aligned} \quad (9)$$

mit:

$$\text{Rif} = \text{Ri} \text{Pr}_t^{-1} \quad (10)$$

Die reziproke turbulente PRANDTL-Zahl wird in Abhängigkeit von der Höhe über Grund empirisch vorgegeben:

$$\begin{aligned} z-h < z_D : \text{Pr}_t^{-1} &= 1.35 - 0.35 \frac{z-h}{z_D} \\ z-h \geq z_D : \text{Pr}_t^{-1} &= 1 \end{aligned} \quad (11)$$

Als lokale RICHARDSON-Zahl erhält man in Abhängigkeit vom skaligen Wind- und Temperaturfeld:

$$\text{Ri} = \frac{g}{\bar{\theta}_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \left( \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right)^{-2} \quad (12)$$

Mit den Gleichungen (6) bis (12) ist der vertikale Diffusionskoeffizient für Impuls bestimmt. Für das Verhältnis von horizontalem zu vertikalem Diffusionskoeffizienten wird der Wert, den KURZ (1977) für den Fall adiabatischer Schichtung berechnet hat, verwendet.

$$k_{mh} = c_h k_{mv} ; c_h = 2.3 \quad (13)$$

Mit Gleichung (11) erhält man die Diffusionskoeffizienten für Wärme:

$$k_{hv} = Pr_t^{-1} k_{mv}$$

$$k_{hh} = Pr_t^{-1} k_{mh}$$

Als weitere Modellannahme wird die Dichte  $\bar{\rho}$  entsprechend einer statischen adiabatisch geschichteten Atmosphäre in Abhängigkeit von der Höhe vorgegeben.

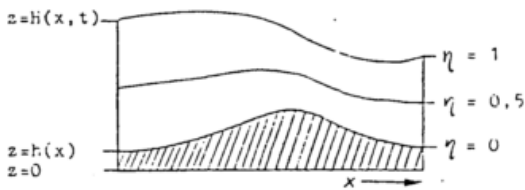
$$\bar{\rho} = \bar{\rho}(z)$$

In Gleichung (3) wurde die BOUSSINESQ-Approximation vorgenommen und die statische Grundgleichung subtrahiert.

$\tilde{\theta}(z)$  ist das potentielle Temperaturprofil der ungestörten Anströmung.

Zur Vereinfachung der Vorgabe unterer Randbedingungen über unregelmäßigem Gelände wird eine Koordinatentransformation durchgeführt. Die Vertikalkoordinate  $z$  wird in eine dimensionslose Vertikalkoordinate  $\eta$  überführt.

$$\eta = \frac{z - h(x,y)}{H(x,y,t) - h(x,y)} \quad (14)$$



Die Transformation der Gleichungen (1) bis (5) entspricht derjenigen, welche bei der Modellversion FITNAH I (WIPPERMANN, 1977) zur Anwendung kam. Die Höhe der oberen Modellberandung wurde in der vorliegenden Modellversion jedoch orts- und zeitabhängig zugelassen. Die vertikale Integration der Kontinuitätsgleichung liefert unter Berücksichtigung der oberen und unteren Randbedingung eine prognostische Gleichung für die Höhe der freien Oberfläche (PIELKE, 1974).

$$\frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{1}{\sigma_{01}} \frac{\partial}{\partial x} \left( (H-h) \int_0^1 (\bar{\rho} \bar{u}) d\eta \right) - \frac{1}{\sigma_{01}} \frac{\partial}{\partial y} \left( (H-h) \int_0^1 (\bar{\rho} \bar{v}) d\eta \right) \quad (15)$$

Durch Differentiation der Bewegungsgleichungen im  $\eta$ -System und unter Einbeziehung der Kontinuitätsgleichung erhält man eine diagnostische Gleichung für die Druckstörung  $p'$ .

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( (H-h) \frac{\partial p'}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( (H-h) \frac{\partial p'}{\partial y} \right) + \frac{1}{H-h} \frac{\partial^2 p'}{\partial \eta^2} = I(x,y,\eta) \quad (16)$$

Das numerische Modell sieht Rechnungen mit festgehaltener oberer Berandung und mit freier Oberfläche vor. Im zuerst genannten Fall gehört Gleichung (15) nicht zu den Modellgleichungen.

Zur numerischen Lösung werden die Modellgleichungen in ein System von Differenzgleichungen überführt. Das zugrunde liegende Rechengitter ist horizontal geschachtelt. Alle Differentialquotienten außer in den Advektionstermen werden durch zentrierte Differenzenquotienten ersetzt. Die Advektionsterme werden upstream diskretisiert.

Als Randbedingungen gelten am oberen Rand  $\eta = 1$ ; ( $z=H$ ):

$$\bar{u}(x,y,1) = \bar{u}_g, \quad \bar{v}(x,y,1) = \bar{v}_g, \quad \bar{w}(x,y,1) = 0, \\ p'(x,y,1) = 0, \quad \bar{\theta} = \theta_{TOP};$$

am unteren Rand  $\eta = 0$ ; ( $z=h$ ):

$$\bar{u}(x,y,0) = 0, \quad \bar{v}(x,y,0) = 0, \quad \bar{w}(x,y,0) = 0, \\ \frac{\partial p'}{\partial \eta}(x,y,0) = g \bar{\rho} \frac{\theta_B - \tilde{\theta}}{\theta_0}, \quad \bar{\theta}(x,y,0) = \theta_B(x,y);$$

an den seitlichen Rändern

$$y=0, \quad 0 \leq x \leq L_x :$$

$$\bar{u}(x,0,\eta) = \bar{u}_2(x,\eta), \quad \bar{v}(x,0,\eta) = \bar{v}_2(x,\eta), \\ \bar{w}(x,0,\eta) = \bar{w}_2(x,\eta), \quad p'(x,0,\eta) = p'_2(x,\eta), \\ \bar{\theta}(x,0,\eta) = \bar{\theta}_2(x,\eta);$$

Die mit dem Index 2 versehenen Felder werden mit einer zweidimensionalen Modellversion berechnet.

$$x=0, \quad 0 \leq y \leq L_y :$$

$$\bar{u}(0,y,\eta) = \bar{u}_1(\eta), \quad \bar{v}(0,y,\eta) = \bar{v}_1(\eta), \\ \bar{w}(0,y,\eta) = 0, \quad p'(0,y,\eta) = 0, \quad \bar{\theta}(0,y,\eta) = \tilde{\theta}(\eta);$$

Die mit dem Index 1 gekennzeichneten Felder werden unter Annahme horizontaler Homogenität mit der eindimensionalen Modellversion berechnet. Der geostrophische Wind wird so vorgegeben, daß die Ränder  $x=L_x$ ,  $0 \leq y \leq L_y$  und  $0 \leq x \leq L_x$ ,  $y=L_y$  als Ausströmränder angesehen werden können. An diesen Rändern wird die Advektion in Richtung der Randnormalen konstant gehalten.

### 3 ANWENDUNGSBEISPIEL

Die zwei und dreidimensionale Modellversion wird zur Simulation der Strömung über einem Alpental angewendet. Die Topographie des Untergrundes wurde entsprechend dem Dischmatal bei Davos mit Hilfe analytischer Funktionen konstruiert. Die Abbildung (1) zeigt das überströmte Gebiet.

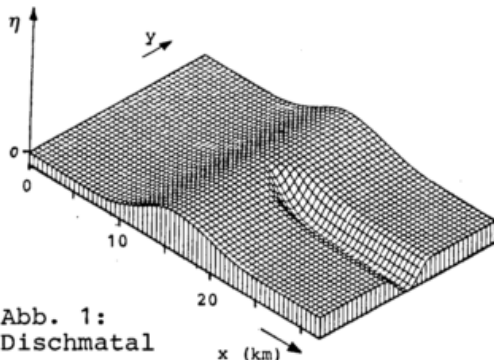


Abb. 1:  
Dischmatal

Das Tal öffnet sich nach Nord-Westen, die x-Richtung ist um  $30^\circ$  gegen Nord gedreht. Die horizontale Maschenweite beträgt 500 m. Die vertikale Maschenweite beträgt in der untersten Rechen-schicht 20 m und wächst mit zunehmender Höhe.

### LITERATURANGABEN :

WEBER, H.

WIPPERMANN, F.

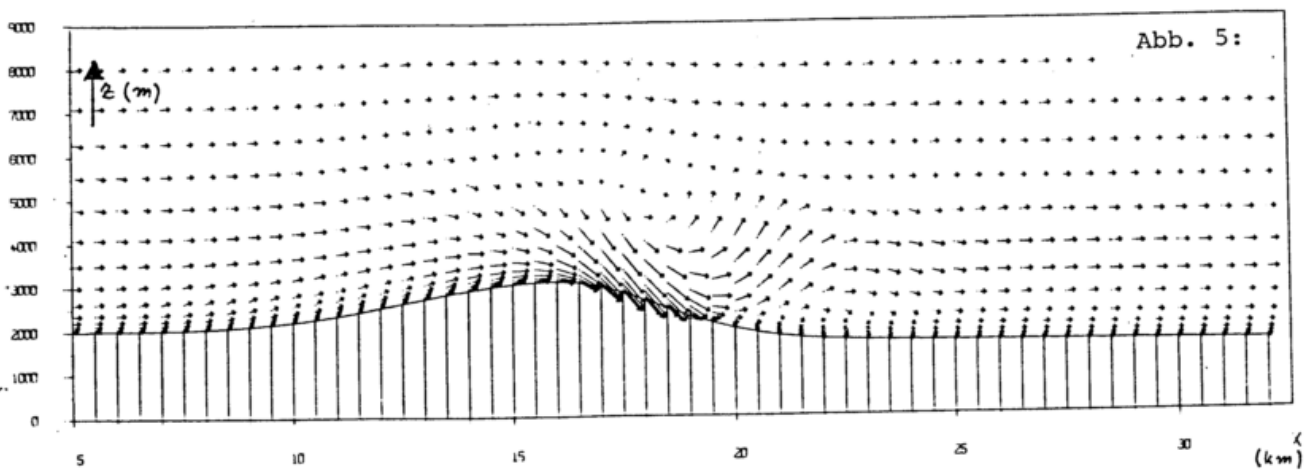
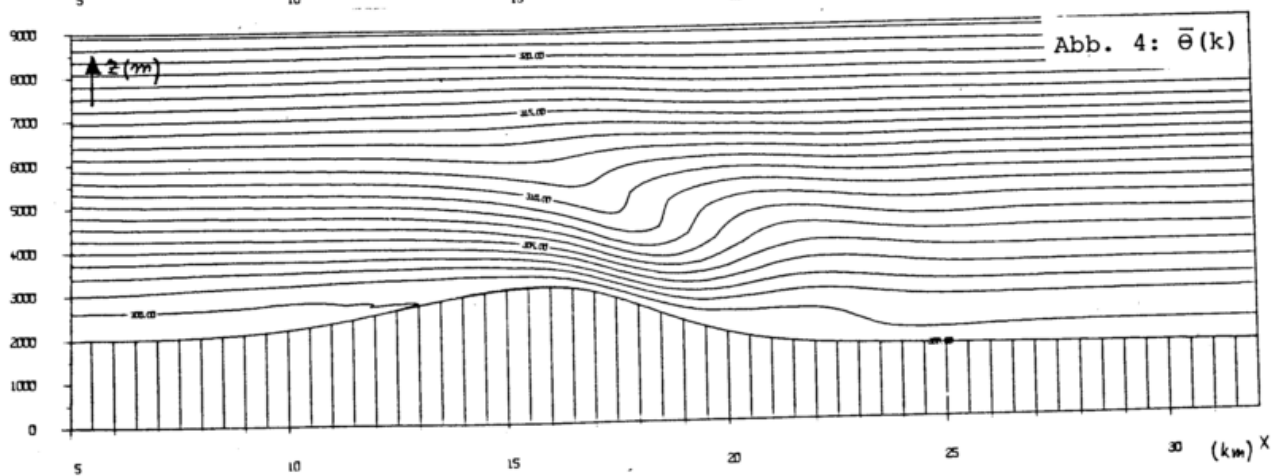
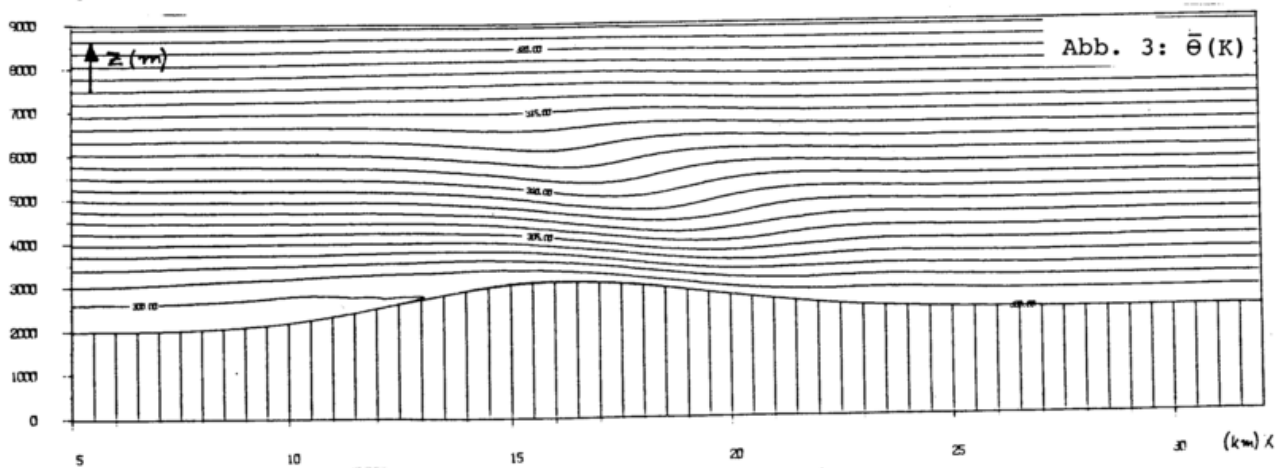
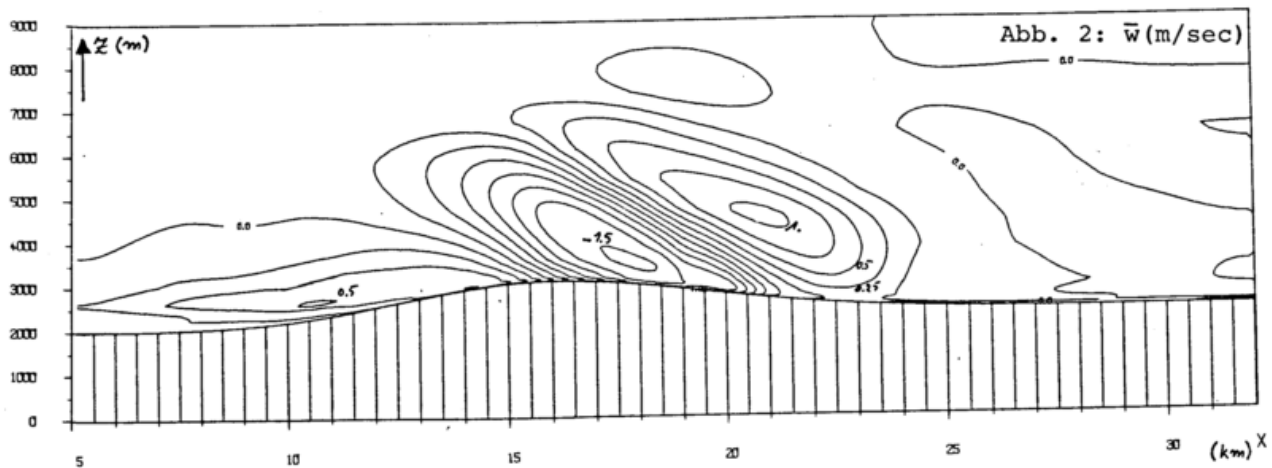
Die Schrittweite für die zeitliche Integration beträgt 10 sec. Nach etwa 2 Stunden Integrationszeit stellten sich bei den bisher durchgeführten zwei-dimensionalen Überströmungen stationäre Lösungsfelder ein. Die im Folgenden vorgestellten Lösungsfelder wurden mit einem geostrophischen Wind von 7m/s berechnet. Die ungestörte Strömung weist am Einströmrand in den untersten 600 m adiabatische Schichtung auf, darüber herrscht stabile Schichtung  $\partial\theta/\partial z = 0.35(K/100m)$ . Abbildung (2) zeigt das Vertikalgeschwindigkeitsfeld, welches mit der zweidimensionalen Modellversion über einem Gelände entsprechend der Abbildung(1) jedoch ohne Tal berechnet wurde. In Abbildung (3) ist das dazugehörige Feld der potentiellen Temperatur dargestellt. Abbildung (4) zeigt das Feld der potentiellen Temperatur bei der zweidimensionalen Überströmung eines Bergrückens, welcher auf der Leeseite einen Höhenverlauf entsprechend der Talmitte besitzt. Abbildung (5) zeigt das zugehörige Geschwindigkeitsfeld.

### 4 ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Zur Berechnung lokaler Windsysteme benötigt das vorliegende Modell die Temperaturverteilung am Erdboden. Diese wird mit Hilfe eines eindimensionalen Grenzschichtmodells (WEBER,1980) bereitgestellt. Zum Symposium werden erste Ergebnisse einer Strömungssimulation im Bereich eines Alpentales mit vorgegebener Erdbodentemperatur vorgestellt.

Erfassung des Effektes anthropogener Wärmequellen mit einem eindimensionalen num. Modell der unteren Atmosphäre  
Diplomarbeit TH Darmstadt 1980

FITNAH I, Beschreibung der Modellversion I (Shallow water equations)  
B+D, Vorhabensbericht Nr.3 1977



## ZUR THEORIE DER THERMISCH ANGEFACHTEN ZIRKULATION IN EINEM TAL

Joseph Egger  
Meteorologisches Institut der Universität München

### ZUSAMMENFASSUNG

Ein einfaches dreidimensionales Modell, das auf den Boussinesq-Gleichungen fußt, wird zum Studium von thermisch angeregten Zirkulationen herangezogen, wie sie in einem Tal bei Schönwetterlagen durch die unterschiedlichen Einstrahlungsbedingungen an den Abhängen zustande kommen. Es zeigt sich, daß das Modell die Grundzüge der beobachteten Windsysteme gut wiedergibt.

### ABSTRACT

A simple three-dimensional model based on the Boussinesq-equations for shallow convection is used to study the wind systems in a valley which are induced by the enhanced insolation at the valley's slopes. It turns out that the most conspicuous features of observed wind systems in a valley are simulated by the model.

### 1 EINLEITUNG

Daß die unterschiedliche Erwärmung der Hänge im Lauf eines Tages eine Fülle von speziellen Phänomenen hervorruft als da sind Hangwinde, Talwinde, Bergwinde, ist Gemeingut. Auch die Erklärung liegt nahe: die starke Erwärmung verleiht Auftrieb; der wiederum setzt eine Zirkulation in Gang, die die hangaufgleitende Luft durch Luft vom Talboden oder gar vom Tal- ausgang ersetzt; eine Rückströmung in der Höhe (Antiwind) muß die Zirkulation ergänzen. Modellierung und andere theoretische Anstrengungen können diese Vorstellungen präzisieren helfen und den Weg zu einer quantitativen Behandlung von Windsystemen in einem Tal bahnen.

### 2 DAS MODELL

Es wird hier über Arbeiten mit einem numerischen Modell berichtet, das auf den Boussinesq-Gleichungen fußt. Eine genauere Beschreibung des Modells findet sich in EGGER(1980). Ein Tal ist in eine Schachtel mit festen Wänden eingefügt (Fig.1). Als vertikale Koordinate fungiert  $z$ , so daß das Gelände nur stufenweise ansteigen kann. Die thermische Anregung geschieht durch Anheizen einer Luftschicht

von ca. 500 m Mächtigkeit über den dazu ausgewählten Hängen. Subskalige Bewegungen werden mit Hilfe eines K-Ansatzes erfaßt. Da die Maschenweiten des Modells mit  $Dz=200$  m,  $Dx=500$  m reichlich groß sind, eignet sich das Modell nicht für ein Studium der Grenzschicht an den Hängen.

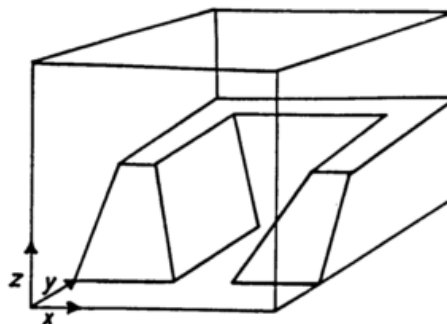


Fig.1: Tal und Integrationsbereich des Modells. Talwände sind glatt wiedergegeben. Im Modell steigen sie in fünf Stufen auf.

### 3 RESULTATE

Als Stellvertreter für viele Experimente sei hier ein Fall diskutiert, bei dem alle Hänge

des Tals zugleich erhitzt werden. Dies entspricht einer Situation am Mittag. Das numerische Experiment startet mit einer ruhenden Atmosphäre. Fig.2 zeigt Wind und Druck in 500 m Höhe nach 0.8 h. Man sieht Luft aus der dem Tal vorgelagerten Ebene ins Tal einströmen. Deutlich erkennt man den Talwind, der sich in Hangaufwinde verzweigt. Es besteht ein Druckgefälle zum Talabschluß hin.

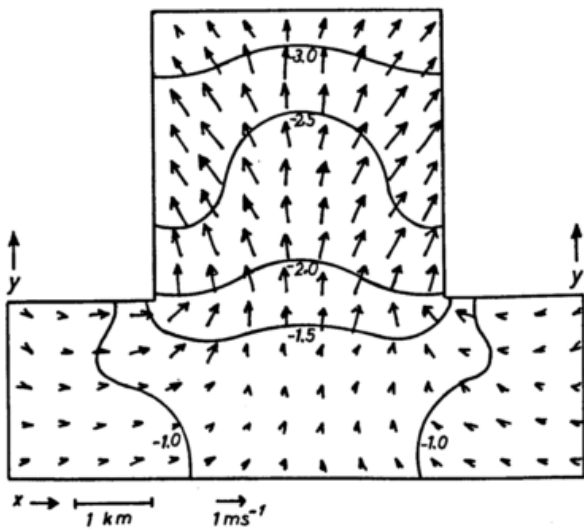


Fig.2: Horizontalkomponente des Windes und Druck ( $10^{-2}$  mb) in 500 m Höhe.

Der Talwind kommt in ca. 700 m Höhe zum Erliegen. Darüber setzt Antiwind ein. Fig.3 zeigt das Windfeld in 900 m Höhe. Die Hangwinde sind auch hier gut ausgeprägt, doch weht über der Talsohle bereits der Antiwind. Man darf sagen, daß die errechnete Zirkulation recht gut den Beobachtungen entspricht, die bei solchen Einstrahlungen gemacht worden sind (URFER-HENNEBERGER, 1970). Weitere Experimente haben diesen Eindruck verstärkt. Ein Studium der einschlägigen Gleichungen zeigt, daß sich die mit dem Modell erzielten Resultate zum großen Teil anhand einer linearen Theorie verstehen lassen.

EGGER, J. (1980) Thermally forced circulation in a valley. Manuskript, eingereicht bei Tellus.

URFER-HENNEBERGER, CH. (1970)

Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos). Arch. Met. Geoph. Biokl. B18, 21-42.

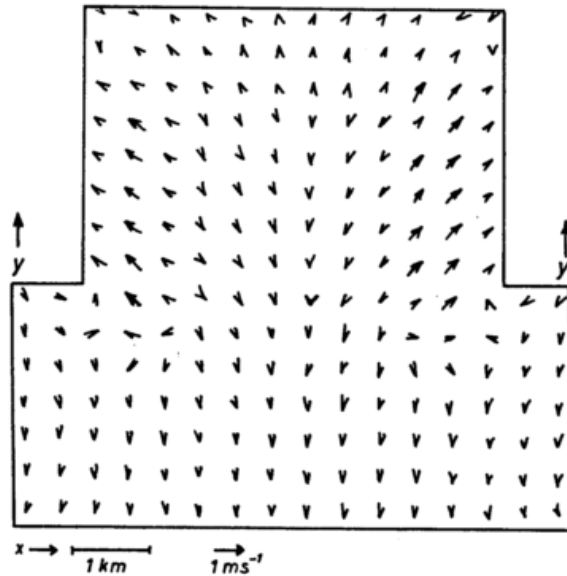


Fig.3: Horizontalkomponente des Windes in 900 m Höhe.

BERECHNUNG DER STRÖMUNGS- UND SCHICHTUNGSVERHÄLTNISSE IM OBERRHEINGRABEN BEI WESTWINDLAGE

Dipl.- Met. W. Behnke , Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

Zusammenfassung:

In einem zweidimensionalen, inkompressiblen und hydrostatischen Grenzschichtmodell werden zwei verschiedene Ansätze zur Berechnung des turbulenten Diffusionskoeffizienten  $K$  für den Fall labiler Schichtung verglichen:

1) Der  $K$ - Ansatz nach O'Brien (1970) mit der Begrenzung der Grenzschicht nach Deardorff (1974). 2) Lösung der Gleichung für die turbulente kinetische Energie mit einschränkenden Voraussetzungen. Temperatur- und Windprofile beider Modelle werden mit den am 17.9.79 im Oberrheingraben während des MESOKLIP-Experiments durchgeführten Messungen verglichen. Während am horizontalen Rand des Modells, wo keine orographischen Unterschiede existieren, beide Modelle übereinstimmen, existieren im Lee der Haardt erhebliche Unterschiede.

Abstract:

Two different methods to compute eddy diffusivity  $K$  in a two-dimensional, incompressible and hydrostatic planetary boundary model are tested in case of an instable planetary boundary layer: 1) The  $K$ - model after O'Brien (1970) is used and the boundary layer height is limited according to Deardorff (1974). 2) The solution of the equation of turbulent kinetic energy. The temperature and wind-profiles of both models are compared with the measurements made during MESOKLIP-Experiment on 17.9.79. Both models agree well at its boundaries in x-direction where the area is horizontally homogeneous. As the airflow is affected by the orography in the upwind direction of the hills (Haardt) the differences between the two models become large.

1) EINLEITUNG

Zur Berechnung der turbulenten Ausbreitung in Grenzschichtmodellen wird eine Menge verschiedenartiger Closure-Bedingungen benutzt. Dies sind einmal die bezüglich der Rechenzeit sehr aufwendigen, dafür physikalisch sehr genauen Second-Order-Closure Modelle. Auf der anderen Seite stehen die analytisch lösbaren  $K$ -Ansätze, die halb empirisch, halb aus theoretischen Betrachtungen genommen werden. So z.B. in dem Grenzschichtmodell von Estoque (1963), der wie in der Prandtl-Schicht üblich, die lokale  $O$ -Funktion verwendet. Vernachlässigt wird dabei das Aufsteigen großer Konvektionszellen und der damit verbundene Austausch zwischen der labilen, bodennahen Schicht und der Unterkante der Inversion.

Ein oft verwendeter anderer  $K$ -Ansatz von O'Brien (1970), der das  $K$ -Profil der Ekman-Schicht aus ihrer Höhe und dem Wert und Gradienten von  $K$  an der

Oberkante der Prandtl-Schicht bestimmt. Die zeitliche Entwicklung der Grenzschichthöhe in Abhängigkeit sowohl von der Schubspannung und dem Wärmefluß an der Oberfläche, als auch von Advektion und Temperaturgradient an der Oberkante der Grenzschicht wurde ausführlich von Deardorff (1974) untersucht und modelliert.

Die Kombination der Ansätze von Deardorff und O'Brien findet in dem zweidimensionalen Grenzschichtmodell von Mahrer und Pielke (1975) Verwendung. Vorteil dieser Kombination ist, daß sowohl die von der Erdoberfläche ausgehenden thermischen und dynamischen Turbulenzerzeugungsterme Berücksichtigung finden, als auch die Dämpfung der Turbulenz in der Inversion. Offen bleibt die Frage, wie sich das  $K$ -Modell von O'Brien bezüglich interner Grenzschichten verhält, bei extrem starker Baroklinität innerhalb der Grenzschicht

und wie sie bei Temperaturschichtungen an Hängen auftritt.

Rechenzeitparender als ein Second-Order-Closure Modell, aber physikalisch genauer als K-Modelle ist die Berechnung des Austausch über die Lösung der Gleichung für die turbulente kinetische Energie (Launder und Spalding, 1972). Diese Methode wurde z.B. von Venkatram (1976) in einem ein-dimensionalen Modell verwendet.

Hier wird die Gleichung der turbulenten kinetischen Energie für den zwei-dimensionalen Fall gelöst, und mit dem K-Modell nach O'Brien (1970) und der Bestimmung der Grenzschichthöhe nach Deardorff (1974) verglichen. Als Ausgangs- und Vergleichsdaten dienen die Messungen während des MESOKLIP-Experiments vom 17.9.79.

## 2) MODELL

### 2.1 Erhaltungsgleichungen und Koordinatensystem

Gelöst wird die Boussinesque-approximierte, zeitabhängige, zweidimensionale Form der Bewegungsgleichungen (u- und v-Komponente), der Energiegleichung und die Erhaltungsgleichung für das Mischverhältnis. Phasenflüsse werden nicht zugelassen. Weiter wird die Kontinuitätsgleichung massendivergenzfrei behandelt, und die hydrostatische Approximation benutzt.

Die lang- und kurzwellige Strahlung wird über die 2-Ström-Approximation (Kerschgens, 1978) berechnet.

Die Verdunstung an der Oberfläche wird wie folgt berechnet:

$$q(z_0) = M q_{\text{sat}}(z_0) + (1 - M) q(z_1)$$

$q$  = Mischungsverhältnis

$q_{\text{sat}}$  = Sättigungsmischungsverhältnis

$M$  = const. unabhängig von der Tageszeit (über Wasser  $M=1$ , sonst kleiner) hier:  $M=0.01$

$z_0$  = Rauigkeitshöhe

$z_1$  = 1. Höhenstufe oberhalb  $z_0$  im Modell

Dieses Modell wird auch von Deardorff (1974) benutzt.

Die Oberflächentemperatur berechnet sich aus der Bilanzgleichung. Um die jeweilige Hangneigung zu berücksichtigen, wurde folgendes Koordinatensystem eingeführt:

$$1a) \quad \eta = \frac{z-h(x)}{H-h(x)} \quad \text{wo } h(x) = d+bx$$

$$1b) \quad R = bz + \frac{H-d}{H} x - \frac{b}{zH} (z^2 + x^2)$$

$h(x)$  = Höhe der Oberfläche

$H$  = Höhe des Modells

$\eta$  und  $R$  stehen senkrecht aufeinander für den Fall, daß die Hangneigung unabhängig von  $x$  ist.

## 2.2 Turbulenz-Modell

Die Gleichung der turbulenten kinetischen Energie lautet nach Vernachlässigung der im allgemeinen als klein angesehenen Glieder (Launder und Spalding, 1972)

$$2) \quad \frac{dE}{dt} = K_M \frac{\delta E}{\delta z} + K_M \left( \frac{\delta u}{\delta z}^2 + \frac{\delta v}{\delta z}^2 \right) - \frac{g}{\theta v} K_H \left( \frac{\delta \theta v}{\delta z} - \gamma \right) - \epsilon$$

$K_H, K_M$  sind die turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wärme bzw. Impuls:

$K_H = 1.35 \text{ km}$  nach Businger (1971) bei neutraler Schichtung

$$\epsilon = C_D \frac{E^{3/2}}{l} \quad ; \quad K_M = \epsilon^{1/3} \frac{l^4}{C_D}$$

$C_D = 0.09$

$\gamma = 0.00065 \text{ [}^\circ\text{K/m]}$  ist der sog. Countergradient.

Bis 48m Höhe wird  $K$  sowohl in diesem Turbulenzmodell, als auch in dem K-Ansatz nach O'Brien (1970) berechnet. Die Randwerte wurden wie folgt festgelegt:

Unterkante:  $u_0 = v_0 = w_0 = 0$

Oberkante:  $u_H = u_g = 10 \text{ m/s}$

$v_g = 0$ ;  $P_H$  wird vorgegeben

$u_g, v_g$  sind die geostrophischen Windkomponenten

## 3) ERGEBNISSE

Als Anfangswerte für  $u, v, \theta, q$  wurden die Meßdaten der Station 5 im Lee der Haardt vom 17.9.79 um 9.00 MEZ genommen. Zu Beginn der Rechnung wurde das Gelände als horizontal eben genommen und dann innerhalb 2 Stunden mit Integrationsschnitten von 10 sec auf die Orographie, wie in Tab.1 angegeben, aufgeblasen. Dabei werden adiabatische Zustandsänderungen zugelassen.

Oberhalb 2 km Höhe wurden die Eingangsdaten des Radiosondenaufstiegs von Stuttgart um 13.00 MEZ genommen. Der großskalige geostrophische Wind wurde mit 10 m/s in West-Ost-Richtung senkrecht zum Oberrheingraben angenommen.

Die Abbildungen 1, 2 und 3 zeigen die Profile von Netzpunkt 6 bis 25. Die Neigung der Inversion am Hang erzeugt an ihrer Unterkante ein Windmaximum. Die dadurch erhöhte Windscherung sorgt für die großen Werte bei  $u_*$  (s. Tab.1)

Tabelle 1: Horizontale Aufteilung des Modells und berechnete Werte für  $u_x$  [m/s] für 13.00 MEZ am 17.9.1979

Netzpunkte	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	31
Distanz in R [km]	0	192	288	336	360	372	378	311	313	317	320	323	326	329	332	335	338	341	344	347	350	353	356	359	362	367	809
Höhe [m]	600	600	600	600	600	600	600	560	360	170	136	130	120	115	107	102	100	100	100	110	122	143	160	180	200	200	200
$z_0$ [m]	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	.5	.05	.05	.05	.1	.1	.5	.5	.4	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.
$u_x$ [m/s] (O'Brien)	.63	.63	.67	.69	.73	.73	.73	.77	.73	.38	.27	.35	.37	.41	.42	.47	.46	.43	.46	.49	.51	.51	.52	.52	.52	.52	.58
$u_x$ [m/s] (Gl. 2)	.65	.65	.69	.71	.77	.81	.88	.94	.88	.55	.45	.38	.45	.45	.45	.52	.51	.50	.58	.55	.57	.57	.58	.58	.58	.58	.61

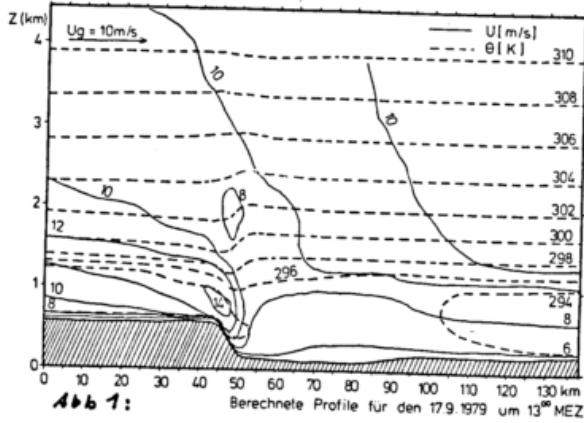


Abb 1: Berechnete Profile für den 17.9.1979 um 13.00 MEZ

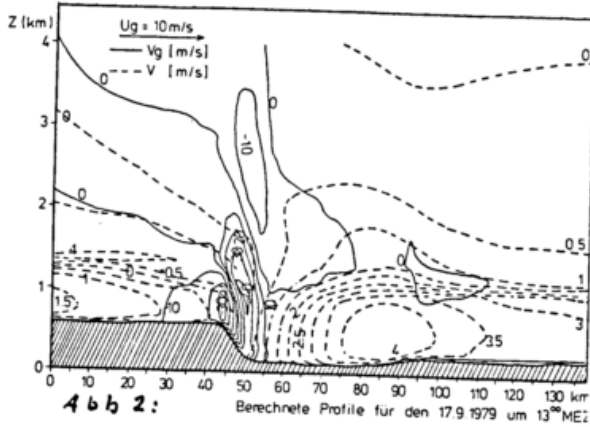


Abb 2: Berechnete Profile für den 17.9.1979 um 13.00 MEZ

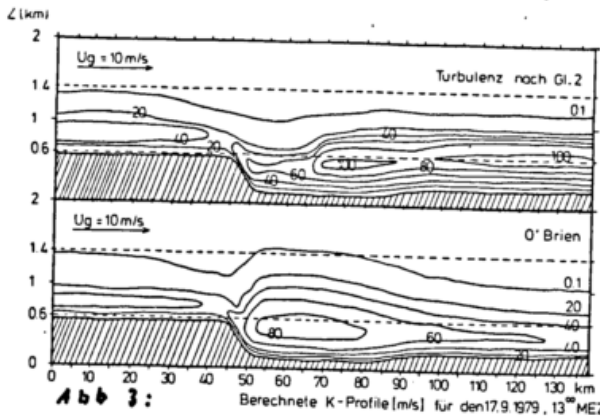


Abb 3: Berechnete K-Profile [m/s] für den 17.9.1979, 13.00 MEZ

von Deardorff zur Berechnung der Grenzschichthöhe, und der kräftigen Advektion von Scherung und damit von Schubspannung aus dem Luv der Haardt (Abb.4). so ist das Maximum von  $u_x$  für die Netzpunkte 9,10 und 11 deutlich abgehoben in etwa 100 m über dem Boden zu finden. Diese Verteilung tritt unabhängig von der Verteilung der Rauigkeitslänge in x-Richtung auf.

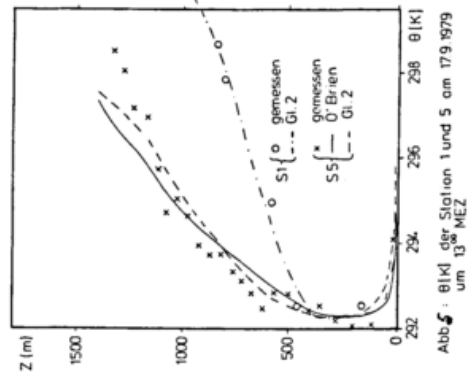


Abb 5:  $\Theta$  [K] der Station 1 und 5 am 17.9.1979 um 13.00 MEZ

Sie wird also überwiegend von der Verteilung der Baroklinität am Hang hervorgerufen. Der geringe Wert von  $u_x$  im Lee an der Oberfläche führt nach Deardorff zu einer erheblichen Zunahme der Grenzschichthöhe. Die Auswirkung beider Turbulenzmodelle auf die  $|u|$ - und  $\Theta$ -Profile und ein Vergleich mit den gemessenen Werten wird am Beispiel der Station 5 - etwa Netzpunkt 10-11 - gezeigt (Abb.5 und 6).

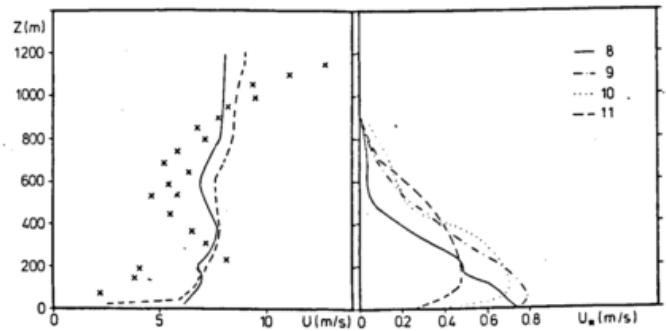


Abb 6: Windgeschwindigkeit für den 17.9.1979 um 13.00 MEZ. x: gemessenes Profil der Station 5; — Turbulenzmodell nach O'Brien; --- Turbulenz aus Gleichung 2 berechnet

Während beide Modelle am Luv-seitigen Rand des Modells fast exakt die gleichen Werte für K liefern, ergibt sich im Lee der Haardt ein erheblicher Unterschied. So verläuft die Isolinie für  $K = 0.1$  m/s in dem Modell nach O'Brien bis 600 m oberhalb der aus Gl.2 gewonnen. Die Ursache dafür liegt in dem Ansatz

Abb.6 zeigt außerdem einen Vergleich des Temperaturprofils zur Station 1 am Schänzelturm. Die Unterschiede im u- und  $\Theta$ -Profil zwischen beiden Modellen ist hier noch sehr gering. Erst im weit entfernten Lee der Haardt, wo die unterschiedlichen K-Profile genügend lange

auf die Schichtung eingewirkt haben, bestehen größere Differenzen. So berechnet sich aus dem K-Profil nach O'Brien eine Unterkante der Inversion über dem Rhein von 1000 m. Gl.2 ergibt eine Höhe der Unterkante von 800 m. Meßdaten für diese Stationen liegen dem Autor nicht vor.

Die Unterschiede zwischen den gemessenen und berechneten Werten sind für beide Modelle gering. Auffällig ist das Windminimum in 600 m Höhe an der Unterkante der Inversion. In der Modellrechnung wird dieses Minimum durch die dem Hang entgegengesetzte Neigung der Inversion (s. Abb.1) im Lee der Haardt erzeugt. Die wesentliche Ursache dafür ist das Aufsteigen in der Leewelle, das in der Inversion bis zu 60 cm/s beträgt.

#### DANKSAGUNG

Anschließend möchte ich der Gruppe Hamburg und dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Meßdaten der Stationen 1 und 5 danken.

#### 4) LITERATUR

- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Isumi, Y. and Bradley, E.F., 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.* 28, 181- 189.
- Deardorff, J., 1974: Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary Layer Meteor.*, 7, 81-106.
- Estoque, M.A., 1963: A numerical model of the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.* 68, 1103-1113.
- Kerschgens, M., 1978: Berechnungen des solaren Strahlungstransportes in Atmosphäre und Ozean mit Hilfe einer 2-Strom-Methode. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, Heft 25.
- Launder, B.E. and Spalding, D.B., 1972: *Mathematical models of turbulence.* Academic Press London and New York.
- Mahrer, Y. and Pielke, R.A., 1975: A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia mesoscale model. *J. Atmos. Sci.* 32, 2144-2155.
- O'Brien, J.J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 27, 1213-1215.
- Venkatram, A. and Viskanta, R., 1977: Radiative effects of elevated pollutant layers. *J. Appl. Met.* 16, 1256-1272.

# SIMULATION DER STRÖMUNG ÜBER EINER RAUHEN WÄRMEINSEL

Hans Wengle

FB LRT, WE 7: Strömungsmechanik  
Hochschule der Bundeswehr München  
Werner-Heisenberg-Weg 39, 8014 Neubiberg

## ZUSAMMENFASSUNG

Es wird angenommen, daß ein Stadtgebiet als eine raue Wärmeinsel, d.h. durch vorgegebene Verteilungen von Oberflächen-Rauhigkeit u. -Wärmefluß charakterisiert werden kann. Gegenstand der Untersuchungen ist die Auswirkung der nichthomogenen Randbedingungen auf die Eigenschaften der atmosphärischen Grenzschicht, insbesondere auf das mittlere Geschwindigkeitsfeld, auf dessen Turbulenzstruktur und auf die Ausbreitung von Luftbeimengungen im Einflußbereich der rauhen Wärmeinsel. Um einen ersten Überblick zu gewinnen, wird das vorliegende Problem mit einer zwei-dimensionalen Formulierung beschrieben u. numerisch gelöst unter Berücksichtigung von Coriolis- u. Auftriebskräften, den Verteilungen von Potentialtemperatur und Luftfeuchte, der Wärmeleitung im Boden, einer Energiebilanz an der Grenze Boden/Luft und der Strahlung. Anschließende Ausbreitungsrechnungen sollen den Einfluß eines Stadtgebietes auf den Transport von Luftbeimengungen hinter höher gelegenen Quellen aufzeigen.

## ABSTRACT

An urban area is assumed to be characterized by given distributions of surface roughness and surface heat flux. The purpose of this investigation is to study the effects of the nonhomogeneous boundary conditions; in particular, we are interested in the effects on the mean velocity field, on its turbulence structure, and on the transport of air pollutants in the range of influence of a heated rough island. To gain a first overview, we use a two-dimensional formulation. The problem will be solved numerically taking into account Coriolis and buoyancy forces, the distributions of potential temperature and humidity, the heat conduction in the soil, an energy balance at the soil/air interface, and the radiation. In addition, we solve the atmospheric diffusion equation to evaluate the effects of an urban area on the dispersion of air pollutants behind elevated sources.

## 2. EINLEITUNG

In der Literatur ist bereits eine Reihe von mathematischen Modellen zu finden, die den Einfluß einer plötzlichen Änderung der Oberflächenbedingungen auf das Geschwindigkeitsfeld u. seine Turbulenzstruktur beschreiben. Dabei wurden Turbulenz-Modelle von unterschiedlichster Komplexität verwendet, um die unbekannt turbulenten Transportterme (z.B. für Impuls, Energie und Masse) mit bekannten Größen zu verknüpfen. Es ist jedoch z.Zt. nicht möglich (aufgrund fehlender Datensätze aus Messungen), zu entscheiden, welcher Grad an Komplexität für das Turbulenz-Modell gewählt werden muß, um für einen bestimmten Zweck (z.B. Ausbreitungsrechnungen) ausreichend genaue Geschwindigkeitsfelder mit ausreichender Beschreibung der Turbulenzstruktur zu erhalten. Ziel der hier beschriebenen Untersuchungen ist es, die Auswirkungen von ver-

schiedenen Turbulenz-Modellen anhand eines ausgewählten Beispiels aufzuzeigen. Dabei interessieren insbesondere die Auswirkungen auf Ausbreitungsvorgänge im Einflußbereich der rauhen Wärmeinsel. Zunächst wird das einfachste, nämlich ein Mischungsweglängen-Modell gewählt. Dieses wird am häufigsten für die Berechnung praktischer Probleme verwendet u. soll deshalb als Referenz-Modell dienen; später sollen die Ergebnisse mit denen von Turbulenz-Modellen höherer Ordnung verglichen werden.

## 2. TRANSPORTGLEICHUNGEN

Wir verwenden eine von Gutman und Torrance (1975) vorgeschlagene zweidimensionale Formulierung für den Transport von Mittelwerten der Drehungskomponente  $\xi = \xi_y(x, z)$ , der lateralen Geschwindigkeitskomponente  $\bar{v}(x, z)$ , der Potentialtemperatur  $\bar{\theta}(x, z)$  u. der Feuchte  $\bar{q}(x, z)$  unter Verwendung der Boussinesq-Approximation;  $\bar{u}(x, z)$  ergibt sich aus  $\xi = \partial \bar{u} / \partial z$ ,  $-\partial \bar{w} / \partial x \approx \partial \bar{u} / \partial z$  und  $\bar{w}(x, z)$  nach jeder Iteration aus der Massenerhaltung.

## 3. TURBULENZ-MODELLE

Der hier benötigte vertikale turbulente Transport  $\overline{w'\theta'}$  einer bestimmten Größe  $\theta$ , die sich aus Mittelwert  $\bar{\theta}$  u. Schwankungswert  $\theta'$  zusammensetzt, wird als Gradiententransport modelliert, d.h.:

$$-\overline{w'\theta'} \approx K_\theta \cdot \partial \bar{\theta} / \partial z = V_t \cdot L_t \cdot F(Ri) \cdot \partial \bar{\theta} / \partial z$$

Der turbulente Transportkoeffizient  $K_\theta$  ist im Rahmen des Mischungsweglängen-Konzepts durch  $V_t$  (charakteristische Geschwindigkeit der Turbulenz),  $L_t$  (charakteristische Länge der Turbulenz) und eine Stabilitätsfunktion  $F(Ri)$  ausdrückbar; letztere ist eine Funktion der Richardson-Zahl  $Ri$  und beschreibt den turbulenz-anfachenden bzw. -dämpfenden Einfluß von Auftriebskräften.

$$L_t = \kappa(z+z_0) / (1 + \kappa(z+z_0) / \lambda) \approx 1$$

$$V_t = 1 \cdot |\partial U / \partial z| = 1 \cdot [(\partial \bar{u} / \partial z)^2 + (\partial \bar{v} / \partial z)^2]^{1/2}$$

$$F(Ri) = \begin{cases} 1 + B \cdot Ri & \text{für } Ri \leq 0 \\ (1 - B \cdot Ri)^{-1} & \text{für } Ri > 0 \end{cases}$$

$$Ri = (g/\bar{\theta}) \cdot (\partial \bar{\theta} / \partial z) / |\partial U / \partial z|^2$$

## 4. EINIGE BEISPIELE

Ein Beispiel wurde mit den von Gutman u. Torrance (1975) gewählten Eingabeparametern (mit einem Differenzenverfahren) numerisch gelöst. Es ergaben sich stark unterschiedliche Ergebnisse, wenn die Stabilität der Grenzschicht entweder durch eine mittlere Richardson-Zahl  $Ri = \bar{Ri}(x)$  oder durch ein lokales  $Ri_1(x, z)$  charakterisiert wird; Abb.1 zeigt für eine Rauigkeit  $z_0 = 0.25m$  bereits diesen Unterschied in der Anfangsbedingung bei  $X=0$  km. Die restlichen Abbildungen sind alle für den Fall  $Ri = \bar{Ri}(x)$  (Mittelwert über die untersten 100 m). Abb.2 zeigt eine typische Verteilung des turbulenten Transportkoeffizienten  $K(x, z)$ , Abb.3 enthält typische vertikale Verteilungen der mittleren Geschwindigkeitskomponenten. Schließlich zeigt Abb.5 noch die mit einem orthogonalen Kollokationsverfahren (Wengle et al., 1978) berechneten dimensionslosen Boden-Konzentrations-Verteilungen hinter Linienquellen in den Höhen  $HS=100$  u.  $300$  m an verschiedenen Positionen  $X=XS$ .

Die bisher gerechneten Fälle zeigen, daß a.) bei Verwendung des Mischungsweglängen-Modells sich große Unterschiede ergeben können durch unterschiedliche Annahmen über den Einfluß der Auftriebswirkungen auf den turbulenten Transportkoeffizienten (z.B. mittlere oder lokale Richardson-Zahl, unterschiedl.  $|\partial U / \partial z|$ ) u. b.) die Boden-Konzentration bei höher gelegenen Quellen erheblich durch eine rauhe Wärmeinsel beeinflusst werden kann. Um für praktische Ausbreitungsrechnungen ein geeignetes Modell auswählen zu können, werden dringend ausreichend detaillierte Datensätze aus Messungen im Freien oder im Labor benötigt.

5. LITERATUR

Gutman, D.P.; Torrance, K.E.

Response of the urban boundary layer to heat addition and surface roughness. *Boundary-Layer Meteorology* 9(1975), 217.

Wengle, H.; Van den Bosch, B.; Seinfeld, J.H.

Solution of atmospheric diffusion problems by pseudo-spectral and orthogonal collocation methods. *Atmospheric Environment* 12(1978), 1021.

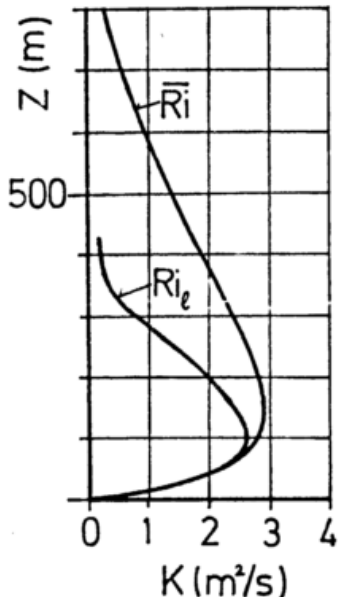


Abb.1: Einfluß der mittleren u. der lokalen Richardson-Zahl

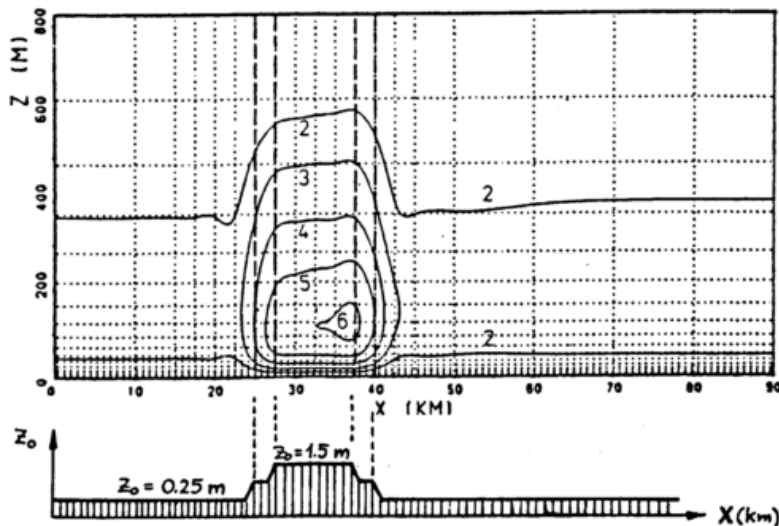


Abb.2: Verteilung des turbulenten Transportkoeffizienten K (m²/s) und der Boden-Rauhigkeit z<sub>0</sub>

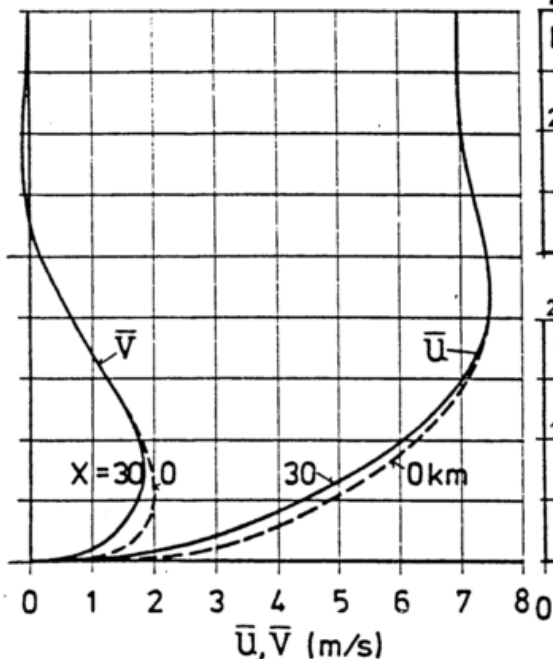


Abb.3: Vertikale Verteilungen der Geschwindigkeitskomponenten  $\bar{u}$  und  $\bar{v}$  (bei X=0 u. 30 km)

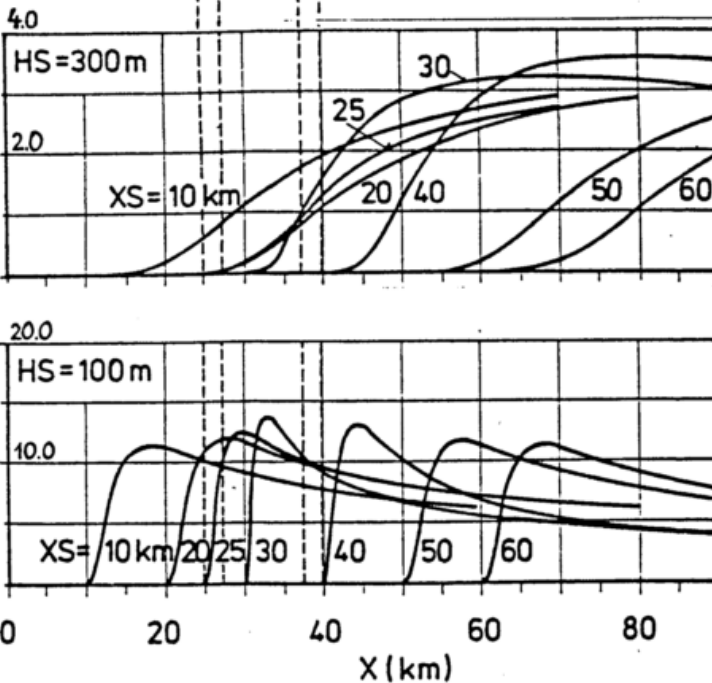


Abb.4: Dimensionslose Boden-Konzentrations-Verteilungen  $\bar{c} \cdot \bar{u}(H) \cdot H/S$  (S: Quellstärke der Linienquelle, H: Gesamthöhe der Grenzschicht)

Hans Joachim Kirstein

Institut für Meteorologie

Technische Hochschule Darmstadt

## 1 EINLEITUNG

Das Modell "STUTE" ist ein mesoskaliges Einflächensmodell. Es dient der Simulation von Einflüssen der Orographie (dynamischer Teil) und Wärme- und Kältequellen des Untergrunds (thermischer Teil) auf die Boden nahe Wind- und Druckverteilung. Die Rechenfläche  $z$  des Modells liegt etwa in Höhe des Anemometerniveau. Sie ist durch die Transformationsbeziehung

$$\eta = \frac{H-z}{H-h} \quad (1)$$

der Orographie  $h$  angepaßt, wobei die Rechenfläche durch die Bedingung  $\eta = \text{const.}$  definiert ist.

## 2 BESCHREIBUNG DES MODELLS

### 2.1 Das System von Ausgangsgleichungen

Die Bewegungsgleichungen, die Kontinuitätsgleichung und der 1. Hauptsatz lauten im  $\eta$ -System

$$\frac{du}{dt} = f_v - [g\eta + (H-h)\omega'] \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{1}{3} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad (2)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f_u - [g\eta + (H-h)\omega'] \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{1}{3} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad (3)$$

$$\nabla_2 \cdot [(H-h)\omega] + (H-h) \frac{\partial \omega}{\partial \eta} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{d\eta}{dt} = F_\eta \quad (5)$$

### 2.2 Die Modellannahmen

Die Variablen  $u, v, p, \eta$  werden in einen Grundzustand (...) und in eine Abweichung davon aufgespalten (...). Die Reibungsterme werden in einen horizontalen und einen vertikalen Anteil zerlegt

$$F = F_h + F_v \quad (6)$$

Unter Zuhilfenahme der Ekman-Gleichungen kann aus (2) und (3)  $F_{vx}$  und  $F_{vy}$

eliminiert werden. Für die vertikale Diffusion von Wärme wird unter Verwendung von Ergebnissen von Buchhold (1980) eine Näherungsformel angesetzt

$$F_{v,s} = \omega_F \frac{\partial \eta'}{\partial \eta} \quad (7)$$

Die Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  kann in einen dynamischen und einen thermischen Anteil zerlegt werden

$$\omega = \omega_d + \omega_{th} \quad (8)$$

Sie ist über die Beziehung

$$\frac{\partial \omega}{\partial \eta} = \frac{\omega}{\Delta \eta} \quad (9)$$

mit der Divergenz gekoppelt. Im dynamischen Fall wird angenommen, daß die Strömung in einer Fläche  $\eta = \text{const.}$  verläuft; das bedeutet, daß  $\omega_d$  verschwindet. Die thermische Komponente der Divergenz wird durch einen empirischen Zusammenhang nach Fujibe und Asai (1980) angenähert

$$\frac{\partial \omega}{\partial \eta} = \alpha \eta' \quad (10)$$

Damit kann aus (8) bis (10) die Vertikalgeschwindigkeit bestimmt werden. Die vertikalen Gradienten von Horizontalgeschwindigkeit und Temperatur ergeben sich in der Prandtlschicht unter Verwendung der logarithmischen Profile und Einführung einer Rauigkeitslänge  $z_0$  zu

$$\frac{\partial w}{\partial \eta} = \frac{-w}{\Delta \eta \ln \Delta \eta (H-h)/z_0} \quad (11)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial \eta} = \frac{-(\theta - \theta_0)}{\Delta \eta \ln \Delta \eta (H-h)/z_0} \quad (12)$$

Dabei tritt in (12) die Bodentemperatur  $\theta_0$  auf. Auch die Diffusionskoeffizienten können mittels der logarithmischen Profile auf bekannte Größen zurückgeführt werden

$$k_m = c_k \frac{k^2 \Delta \eta (H-h) |w|}{\ln \Delta \eta (H-h)/z_0} \quad (13)$$

Hier bedeutet  $c_k$  das Verhältnis von ho-

horizontal zu vertikalem Diffusionskoeffizient und  $\kappa$  die Karman-Konstante. Über die Prandtlzahl kann daraus der Diffusionskoeffizient für Wärme  $k_h$  bestimmt werden.

### 2.3 Die Modellgleichungen

Unter den getroffenen Annahmen reduziert sich (2), (3) und (5) zu

$$\frac{du}{dt} = f v' - (H-h) \omega \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{3} \frac{\partial p'}{\partial x} + F_{ux} \quad (14)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f u' - (H-h) \omega \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{3} \frac{\partial p'}{\partial y} + F_{vy} \quad (15)$$

$$\frac{d\omega}{dt} = -\omega \omega_x h \frac{\partial \omega}{\partial z} - \omega_f \frac{\partial \omega'}{\partial y} + F_{\omega z} \quad (16)$$

Unterwirft man nun (14) und (15) der Divergenzbildung und verwendet (4) in der von Roache (1972) beschriebenen Form, so ergibt sich

$$\omega_x^2 p' - \frac{1}{H-h} \omega_x p' \omega_x h = \frac{S}{H-h} \left[ \omega_x \cdot [(H-h) \mathcal{B}] - \frac{\partial}{\partial t} \omega_x [(H-h) \omega] \right] \quad (17)$$

$\mathcal{B}$  ist die Summe der Beschleunigungsvektoren ohne die Druckgradientbeschleunigung. (14) bis (17) ist das System von 3 prognostischen und einer diagnostischen Gleichung für die Variablen  $u, v, \omega'$  und  $p'$ . Vorgegeben werden die Orographie und die Bodentemperaturverteilung, sowie die thermische Schichtung  $\frac{h}{\rho_0}$ .

### 2.4 Die Randbedingungen

Die Randbedingungen werden für den Ein- und Ausströmrand verschieden formuliert. Am Einströmrand werden das ungestörte Geschwindigkeitsfeld im Anemometerniveau sowie verschwindende Druck und Temperaturstörungen vorgegeben. Am Ausströmrand sollen sich der Gradient der Druckstörungen sowie der Advektion von Geschwindigkeit und Temperatur normal zum Rand nicht ändern.

## 3 ERGEBNISSE

Abbildung 1 und 2 zeigen die Stromfunktion des Geschwindigkeitsfeldes sowie das Feld der Druckstörungen bei der Überströmung eines Einzelberges für adiabatische Schichtung mit  $|\omega| = 6.5 \text{ m s}^{-1}$  und einer Modellhöhe von 625 m. Die Gipfelhöhe des Berges beträgt 500 m. Es

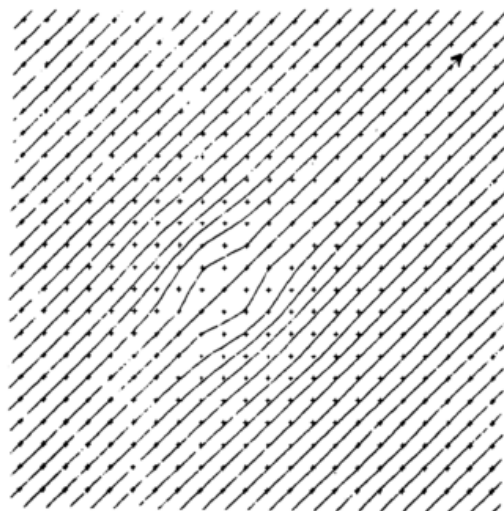


Abb.1: Stromfunktion einer Strömung über einem 500 m hohen Berg;  $H=625 \text{ m}$

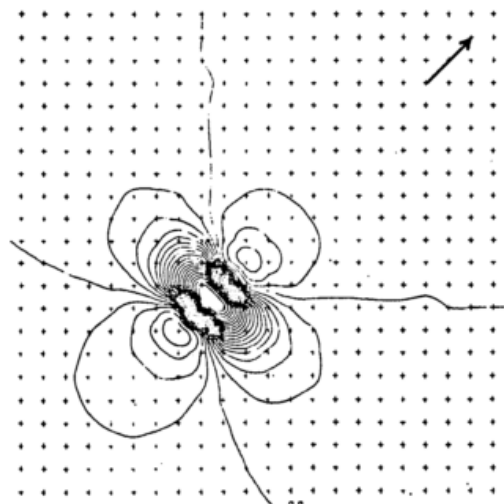


Abb.2: Druckstörung einer Strömung über einen 500 m hohen Berg;  $H=625 \text{ m}$

treten Ablenkungswinkel der Strömung bis  $18^\circ$  auf. Die maximale Druckabweichung liegt bei  $-0.4 \text{ mb}$  an der Vorderseite des Gipfels. Die Strömungsgeschwindigkeit verdoppelt sich hier nahezu. Dies ist auf die niedrige Modellhöhe zurückzuführen. Abbildung 3 zeigt einen durch eine Wärmeinsel entstandenen Wirbel. Die maximale Windgeschwindigkeit beträgt  $90 \text{ cm s}^{-1}$ . Damit verbunden ist eine Luftbewegung im Zentrum nach oben und ein Gebiet tiefen Drucks.

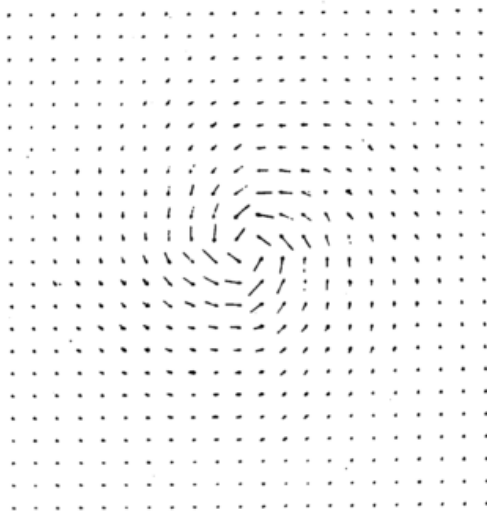


Abb.3: Geschwindigkeitsvektoren durch eine Wärmeinsel von  $\Delta T_0 = 4$  K induziert

#### 4 ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Wie erste Ergebnisse zeigen, ist das Modell "STUTE" in der Lage, annehmbare Boden nahe Wind und Druckfelder bei vorgegebener Orographie und Temperaturverteilung zu liefern. Weitere Untersuchungen müssen folgen. Die damit verbundenen Ergebnisse werden im Rahmen des Vortrags beim Mannheimer Symposium 1980 vorgestellt.

#### 5 LITERATURANGABEN

BUCHHOLD, M.

Modellrechnungen zur stationären Überströmung von Bergen. Diplomarbeit. Darmstadt. Institut für Meteorologie 1980

FUJIBE, F.; ASAI, T.

Some Features of a Surface Wind System Associated with the Tokyo Heat Island. Jour. of the Met. Soc. of Japan 58 (1980) No. 2, S. 149-152

ROACHE, P. J.

Computational Fluid Dynamics. Albuquerque: Hermosa Publishers 1972

## VERGLEICHENDE SIMULATION TOPOGRAPHISCHER EFFEKTE MIT NUMERISCHEN REGIONALSCALEMODELLEN

Dietrich Heimann, Wilfried Jubelt, Felicitas Wilcke

Institut für Geophysikalische Wissenschaften der Freien Universität Berlin

In dieser Studie wird ein exemplarischer Vergleich meteorologischer Regional- und Mesoscalemodelle bezüglich ihrer Ergebnisse vorgestellt. Die Modelle reproduzieren aufgrund ihrer verschiedenen physikalischen Voraussetzungen und ihres mathematischen Aufbaus die topographischen Einwirkungen auf das bodennahe Windfeld mit unterschiedlicher Genauigkeit. Die Vergleichsrechnungen bieten die Möglichkeit, Aussagen über die Anwendbarkeit der Modelle unter Berücksichtigung ihrer Rechenökonomie auf charakteristische meteorologische Situationen und topographische Einflüsse zu treffen. Es wurden drei Testgebiete ausgewählt, in denen jeweils ein dichtes Netz von Windmeßstationen zur Verfügung stand.

In this study exemplary comparisons of meteorological mesoscale simulations are introduced in respect to their results. The models reproduce topographic influences to the surface windfield with different accuracy due to their physical and mathematical structure. The comparison runs allow statements about the applicability of the models to characteristic meteorological situations and topographical features. Also computer requirements are considered. Three test areas are selected with dense wind measuring networks.

### 1 EINLEITUNG

In den letzten Jahren wurde eine große Anzahl von Regional- und Mesoscalemodellen entwickelt. Aufgrund ihrer verschiedenen Eigenschaften ergibt sich die Notwendigkeit festzustellen, welches Modell sich für eine gestellte Aufgabe am besten eignet. Neben der Auswahl der zu simulierenden Parameter ist dabei insbesondere die Qualität der Simulation von Bedeutung. Eine Gütekontrolle ist sowohl in Bezug auf vorhandene Messungen, wie auch mit einem Referenzmodell möglich, für das eine Verifikation bereits vorliegt.

Im ersten Fall spielen sowohl die Genauigkeit der Messungen eine große Rolle, als auch deren Repräsentativität, was wiederum eine Scalebetrachtung erfordert. Ein weiteres Kriterium für die Güte des Vergleichs ist die Aussagekraft der berechneten Felder an jedem Gitterpunkt.

Im zweiten Fall ist es möglich sich einer "synthetischen" Topographie (d.h. z.B. symmetrischer Berg, kreisrundes Ballungsgebiet, geradlinige Küste o.ä.) zu bedienen. Die einzelnen Effekte

lassen sich bei dieser Methode besser isolieren, wodurch eine Interpretation erleichtert wird. Dafür besteht nur noch ein mittelbarer Zusammenhang zu gemessenen Werten.

### 2 MODELLE UND TESTGEBIETE

Diese Studie stützt sich auf den direkten Vergleich simulierter bodennaher Windfelder mit Windmessungen in 6 bis 15 m Höhe. Die Meßwerte wurden keiner Nachbehandlung oder Auswahl unterzogen, da beim Vergleich der Modelle untereinander nur die relativen Abweichungen eine Rolle spielen.

Hier soll ein exemplarischer Vergleich dreier Modelle in drei Arten topographisch inhomogener Gebiete durchgeführt werden.

Es wurden Regionen mit möglichst großer Stationsdichte ausgesucht:

- a) die Deutsche Bucht zur Simulation von Küsteneinflüssen mit 43 Stationen auf einem Gebiet von 200 x 224 km<sup>2</sup> und einer Gitterweite von 8 km

- b) die Main-Taunus-Region zur Simulation der Auswirkungen von Mittelgebirgen mit 49 Stationen auf einem Gebiet von 68 x 68 km<sup>2</sup> und einer Gitterweite von 4 km
- c) die Region Untermain mit dem Ballungsraum Frankfurt zur Simulation von Stadteffekten mit 19 Stationen auf einem Gebiet von 40 x 36 km<sup>2</sup> und einer Gitterweite von 2 km.

Es standen folgende Modelle zur Auswahl:

- a) das dreidimensionale hydrostatische "University of Virginia Mesoscale Model" (UVMM) von PIELKE und MAHRER (1978) in der Version ohne Orographie, wie sie von ROHNER (1977) beschrieben wurde.
- b) das horizontal-zweidimensionale "Small Area Model" (SAM) von DANARD (1977)
- c) das horizontal-zweidimensionale Einflächenmodell REWISIM von HEIMANN (1978).

Das UVMM konnte nur auf die Deutsche Bucht angewandt werden, da die Implementierung der die Orographie einschließenden Version noch nicht abgeschlossen werden konnte.

Für die Main-Taunus-Region und die Region Untermain wurden jeweils zwölf Termine ausgewählt; in beiden Fällen je vier Strahlungstage und Strahlungsnächte mit entwickelten Berg-Tal-Windsystemen, sowie nächtlicher Wärmeinsel über dem Ballungsgebiet, und vier Tage ohne direkte Sonneneinstrahlung bei relativ hohen Windgeschwindigkeiten. Dabei wurde versucht die vier Hauptwindrichtungen abzudecken. Für die Deutsche Bucht wurden insgesamt acht Läufe an zwei Strahlungstagen mit Entwicklung einer Seewindzirkulation durchgeführt.

### 3 METHODE UND VERGLEICHSPARAMETER

Um einen direkten Vergleich der Modellergebnisse zu ermöglichen, wurden die berechneten Windkomponenten von den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkten auf die Koordinaten der Stationen interpoliert. Für jeden Lauf wurde an jeder Station die Abweichung der Geschwindigkeit und der Richtung des Windes berechnet, und danach Mittel dieser Abweichungen für die einzelnen Stationen über alle Läufe und für die einzelnen Läufe über alle Stationen berechnet. Dies erfolgte zusätzlich getrennt nach den meteorolo-

gischen Grundtypen (Strahlungsnacht, Strahlungstag, wolkenreicher Tag), sowie für das Gesamtkollektiv. Für die Geschwindigkeit wurden außerdem die relativen Abweichungen sowie die Korrelationskoeffizienten und für die Richtung die Homogenität, d.h. das prozentuale Verhältnis von Vektormittel zu Skalarmittel aller Stationen bestimmt.

### 4 VERGLEICHSPBEISPIEL

Im folgenden werden die Ergebnisse des Vergleichs zwischen den Modellen REWISIM und SAM für die Main-Taunus-Region vorgestellt. Die übrigen Ergebnisse sind einer in Vorbereitung befindlichen Dokumentation (HEIMANN et al., 1980) zu entnehmen.

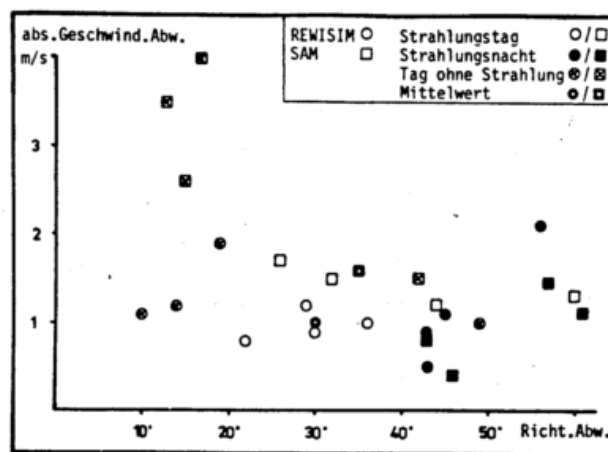


Abb. 1

Abbildung 1 zeigt die jeweils über alle Stationen gemittelten Abweichungen der Windrichtung und -geschwindigkeit. Die Inhomogenität der Windfelder in den Strahlungsnächten (um 04 MEZ) bedingt für beide Modelle hohe Richtungsabweichungen. An den wolkenreichen Tagen sind diese relativ gering, da die lokalen Windsysteme weitgehend unterdrückt sind. Während sich beide Modelle in den Richtungsabweichungen kaum unterscheiden, zeigt das SAM hohe Geschwindigkeitsüberschätzungen. An den Strahlungstagen (um 13 MEZ) wird die Windrichtung durch das SAM schlechter wiedergegeben.

Abbildung 2 zeigt die Homogenität der simulierten Windwerte im Vergleich zu den Messungen. Während das SAM für die Strahlungsnächte homogenere Windfelder produziert, sind die Werte der Homogenität des REWISIM in allen Fällen im

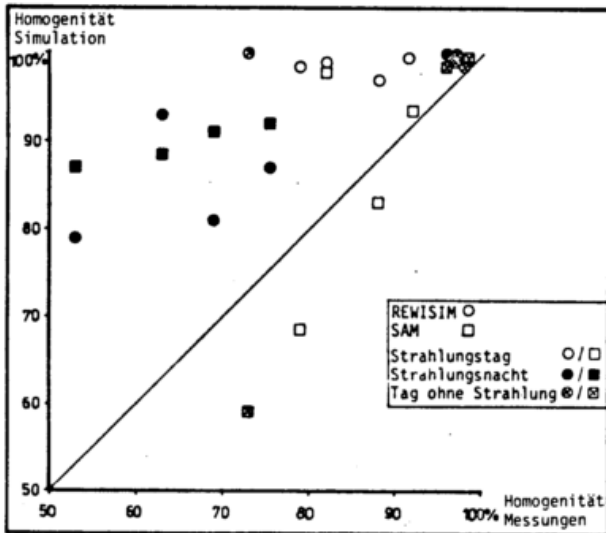


Abb. 2

Vergleich zu den Messungen zu hoch. Der Homogenitätsgrad der vom SAM simulierten Windwerte stimmt in den Tagfällen besser mit den gemessenen überein, was aber, wie Abbildung 1 zeigt, nicht notwendigerweise eine geringere Richtungsabweichung bedeutet.

Die Tatsache, daß die simulierten Felder homogener sind als die gemessenen, läßt sich durch den Umstand erklären, daß die Repräsentativität der Messungen kleinere Areale umfaßt als die Gitterquadrate, denen die simulierten Werte zugeordnet sind.

#### LITERATUR

DANARD, M.

HEIMANN, D.

HEIMANN, D., JUBELT, W., WILCKE, F.

PIELKE, R., MAHRER, Y.

ROHNER, H.

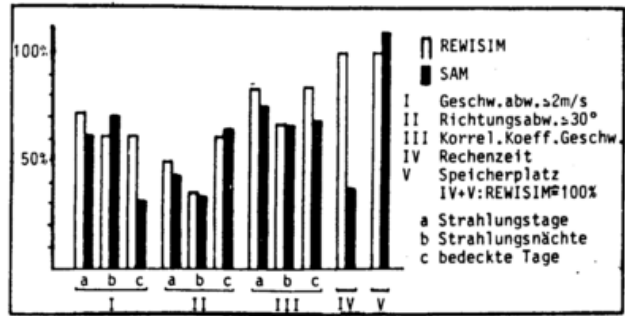


Abb. 3

Die Zusammenstellung weiterer Kenngrößen in Abbildung 3 zeigt, daß das SAM ein ökonomisches Modell ist, das im Vergleich zu REWISIM allerdings ein etwas geringeres Maß an Übereinstimmung mit den Messungen aufweist. In der Simulation nächtlicher Strahlungssituationen mit ausprägen Bergwinden erweisen sich REWISIM und SAM als nahezu gleichwertig.

#### 5 SCHLUSSBEMERKUNG

Das vorgestellte Verfahren zum Vergleich der Simulationsgüte verschiedener Mesoscalemodelle zeigt, daß es möglich ist, Entscheidungskriterien für die Auswahl und den Einsatz solcher Modelle zu gewinnen. Der Vergleich der Modelle REWISIM und SAM macht deutlich, daß sich unter Umständen ohne Qualitätseinbußen bei Wahl des geeigneten Modells Rechenzeit und Speicherplatz einsparen lassen.

A Simple Model for Mesoscale Effects of Topography on Surface Winds  
Mon.Wea.Rev., 105 (1977), pp 572-581

Ein einfaches Modell zur Simulation regionaler Windsysteme  
Diplomarbeit, Inst. Geoph. Wiss., FU Berlin (1978)

Vergleichende Simulation topographischer Effekte mit numerischen Mesoscalemodellen  
Dokumentation in Vorbereitung, FU Berlin (1980)

Verification Analysis of a Three-Dimensional Mesoscale Model Prediction over South Florida for July 1, 1973  
Mon.Wea.Rev., 106 (1978), pp 1568-1589

Beschreibung und Übernahme des University of Virginia Mesoscale Model sowie eine exemplarische Anwendung auf das norddeutsche Küstengebiet  
Diplomarbeit, Inst. Geoph. Wiss., FU Berlin (1977)

LINEARE THEORIE DER DREIDIMENSIONALEN  
GEBIRGSÜBERSTRÖMUNG IM MESOSCALE

Franz Somieski

DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, Forschungszentrum Oberpfaffenhofen  
8031 Weßling

Zusammenfassung

Das numerische Modell, das vorgestellt wird, ist linear, stationär, dreidimensional und hydrostatisch mit barokliner Grundströmung. Die Ergebnisse zeigen die quasigeostrophische Umströmung eines runden Berges, dessen Halbwertsdurchmesser 500 km beträgt. Wird der Durchmesser auf 50 km verkleinert, erhält man eine stark ageostrophische Überströmung. Zwei Fälle, in denen die Überströmung des Bayerischen Waldes simuliert wird, liefern kürzere horizontale Wellenlängen als die Analyse der Bodendruckfelder aufgrund des synoptischen Beobachtungsnetzes.

Abstract

The numerical model presented is linearized, stationary, three-dimensional, and hydrostatic with baroclinic mean flow. The results show quasi-geostrophic flow around a circular mountain with a characteristic diameter of 500 km. If the mountain diameter is reduced to 50 km, highly ageostrophic flow is resulting. Two case studies simulating the flow over the Bavarian Hills yield shorter horizontal wavelengths than the analysis of surface pressure fields from the synoptic station network.

1 EINLEITUNG

Wenn man meteorologische Phänomene im Mesoscale betrachtet, stellt die genaue Kenntnis der Gebirgsüberströmung einen wichtigen Teilaspekt dar. Der hier behandelte Scalebereich soll charakteristische horizontale Wellenlängen von 20 km bis 2000 km umfassen.

Neben einer Vielzahl von komplizierten und aufwendigen Mesoscale-Modellen gibt es nur wenige einfachere dreidimensionale Modelle zur Gebirgsüberströmung: BUZZI und TIBALDI (1977) und SMITH (1979) mit quasigeostrophischen analytischen Lösungen für kleine Rossby-Zahlen und VERGEINER (1978), der Ergebnisse eines linearisierten, hydrostatischen Mesoscale-Modells bei Überströmung der Alpen präsentiert.

In ähnlicher Weise soll hier versucht werden, mit einem einfachen, linearen Modell die Grundcharakteristiken der dreidimensionalen, baroklinen Gebirgsüberströmung für verschie-

denartige und auch unregelmäßige Orographie in verschiedenen horizontalen Scales zu untersuchen.

2 MODELLBESCHREIBUNG

Ausgehend von den primitiven Gleichungen im p-System mit konstantem Coriolissterm (f-Ebene) und linearem Reibungsansatz werden folgende Annahmen und Vereinfachungen gemacht: Linearisierung, hydrostatische Approximation, Stationarität, trockene Atmosphäre ohne Wärmequellen. Vertikale Windscherung des Grundstromes und dreidimensionale Um- und Überströmung werden zugelassen.

Nach der Linearisierung der Grundgleichungen werden diese bezüglich beider horizontaler Koordinaten (x und y) fouriertransformiert. Das Gleichungssystem läßt sich jetzt reduzieren auf eine Gleichung der Form

$$\alpha \hat{\omega} + \beta \frac{\partial \hat{\omega}}{\partial p} + \frac{\partial^2 \hat{\omega}}{\partial p^2} = 0 \quad (1)$$

mit  $\hat{\omega}$  als Fouriertransformierte der Vertikalgeschwindigkeit im p-System und relativ komplizierten Koeffizienten  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ , die den Einfluß des Windprofils und der Stabilität des Grundstroms beschreiben und die Wellenzahlabhängigkeit, den Reibungs- und Coriolisterm enthalten.

Zur numerischen Lösung von (1) wird ein vertikales Gitter mit 19 Gitterpunkten und einem Gitterabstand von 50 mb eingeführt. Die Lösung erfolgt getrennt für jede Kombination der beiden horizontalen Wellenzahlen.

Um die Reflexion vertikal sich ausbreitender Wellenenergie am oberen Rand der Modellatmosphäre zu verhindern, wird eine Dämpfungsschicht ähnlich wie bei KLEMP und LILLY (1978) über den linearen Reibungskoeffizienten eingeführt, deren Wirkung von der oberen Troposphäre nach oben hin stetig zunimmt. Damit simulieren wir die Wirkung einer "Strahlungsbedingung". Der Dämpfungsfaktor ist proportional der mittleren Windgeschwindigkeit und den horizontalen Wellenzahlen und damit scaleabhängig. Es entfällt somit eine numerisch bedingte Beschränkung auf nur einen horizontalen Scale.

### 3 UMSTRÖMUNG EINES GLOCKENBERGES FÜR ZWEI VERSCHIEDENE HORIZONTALE SCALES

Als Modellorographie wird ein dreidimensionaler Glockenberg mit einer Gipfelhöhe von 2000 m verwendet. Entsprechend zwei verschiedenen horizontalen Scales wird einmal mit einem Halbwertsdurchmesser des Berges  $d = 500$  km und zum zweiten mit  $d = 50$  km gerechnet.

Im ersten Fall ist eine fast geostrophische, antizyklonale Umströmung des Berges charakteristisch. Das Bodenwindmaximum liegt im Lee links vom Berggipfel. Ein Bodenhoch erhält man kurz vor dem Berg, ein Tief hinter dem Berg. In der Höhe nehmen die Störungen in der Intensität ab, das Hoch liegt nun genau über dem Berg.

Im zweiten Fall mit einem Halbwertsdurchmesser des Berges von nur 50 km ist die Überströmung nur noch schwach antizyklonal. Sie ist jetzt stark ageostrophisch mit starken Leewinden in Bodennähe. Das Bodenhoch liegt vor dem Berg, das Tief im Lee. Als charakteristische Struktur der Vertikalwindfelder im Horizontalschnitt entwickeln sich mit zunehmender Höhe achsensymmetrische hufeisen- oder bumerangähnliche Formen, deren Enden stromabwärts zeigen.

Ändert sich die Windrichtung der Grundströmung mit der Höhe, erhält man eine Abschwächung der Störungsfelder. Nimmt die Grundströmung mit der Höhe dem Betrag nach ohne Richtungsänderung zu, ergibt sich eine Verstärkung der Störungen. Die mit der Höhe stromaufwärts gerichtete Achsenneigung der Wellenstruktur wird kleiner bei höheren Windgeschwindigkeiten; die Intensität der Störungsfelder ist kleiner bei geringerer Stabilität der Grundströmung. Beide Effekte werden auch durch die analytische Lösung bestätigt, die bei höhenkonstanter Stabilität im barotropen Fall möglich ist.

### 4 ÜBERSTRÖMUNG DES BAYERISCHEN WALDES

Als reale Orographie wurde der Bayerische Wald mit einer charakteristischen Horizontalabmesung von 100 km als mesoskaliges Mittelgebirge für die Modellrechnungen ausgewählt. Die relative Höhe beträgt etwa 700 m bei einer horizontalen Auflösung von 10 km. Es zeigte sich, daß für eine qualitativ gültige Darstellung der Grundstruktur der Ergebnisse auch eine spektral grobe Auflösung genügt, die horizontale Wellenlängen  $L$  nur im Bereich  $75 \text{ km} \leq L \leq 300 \text{ km}$  berücksichtigt.

Eine Analyse der beobachteten Bodendruckfelder von 19 Fällen des Jahres 1977 mit SW-Strömung (senkrecht zur Längsachse des Gebirges) bei möglichst horizontal homogenen synoptischen Lagen ergibt eine deutlich durch die Orographie geprägte Struktur: vor dem Bayerischen Wald einen Hochkeil, im Lee einen Trog. Eine besonders ausgeprägte Lage ist in Abbildung 1

dargestellt: Das Bodendruckfeld vom 11.2.1977 12 Uhr GMT. Verwendet man den Radiosondenaufstieg von München zur Charakterisierung des Grundzustandes für die numerische Simulation, so erhält man die in Abbildung 2 dargestellte Struktur der geopotentiellen Höhe in 950 mb. Der Vergleich mit Abbildung 1 zeigt die richtige Lage von Hoch und Tief: im Luv bzw. im Lee des Gebirges. Die horizontale Wellenlänge ist allerdings deutlich größer in der Analyse der Beobachtungsdaten. Dies beruht möglicherweise auf der zu geringen räumlichen Dichte der verwendeten Meßdaten: Das synoptische Beobachtungsnetz kann Modellergebnisse im Mesoscale nicht befriedigend verifizieren. Eine zweite Fallstudie mit nordöstlicher Grundströmung bestätigt dieses Ergebnis.

Betrachtet man die Simulation der Bodenwindfelder, so ist eine leicht antizyklonale Überströmung mit maximaler Windstärke im Lee und einem Windstärkeminimum im Luv des Gebirges charakteristisch.

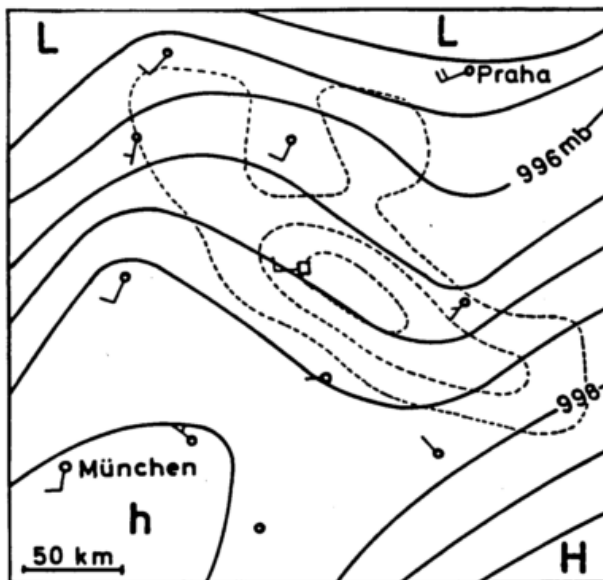


Abb. 1: Überströmung des Bayerischen Waldes, beobachtetes Bodendruckfeld vom 11.2.1977 12 Uhr GMT. Die Größe des dargestellten Gebiets beträgt 300 km x 300 km. Der Abstand der Höhenlinien für die untergelegte Orographie (kurze gestrichelte Linien) beträgt 200 m.

#### LITERATURVERZEICHNIS

BUZZI, A.; TIBALDI, S.  
Inertial and frictional effects on rotating and stratified flow over topography.  
Quart. J.R. Met. Soc., 103 (1977), 135-150.

KLEMP, J.B.; LILLY, D.K.  
Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. J. Atmos. Sci., 35 (1978), 78-107.

SMITH, R.B.  
Some aspects of the quasi-geostrophic flow over mountain. J. Atmos. Sci., 36 (1979), 2385-2393.

VERGEINER, I.  
Foehn flow in the Alps - Three-dimensional numerical simulations on the small- and meso-scale. Universität Innsbruck 1978.

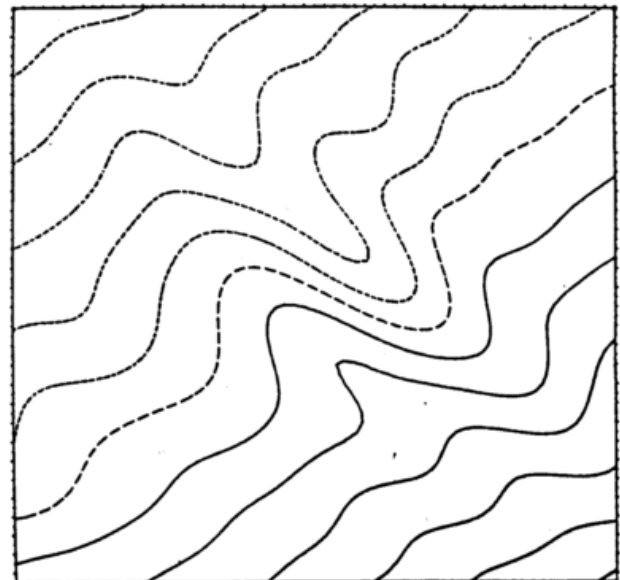


Abb. 2: Überströmung des Bayerischen Waldes, Simulation des 11.2.1977 12 Uhr GMT: Geopotentielle Höhe der 950 mb Fläche. Die Größe des dargestellten Gebiets beträgt 300 km x 300 km, der Isolinienabstand 4 m. Durchgezogene Linien kennzeichnen Werte über der mittleren Höhe der Fläche (Hoch), kurze gestrichelte Linien Werte unter der mittleren Höhe (Tief).

Hans-Joachim Koppert

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

#### ZUSAMMENFASSUNG

Es werden die Strömungsverhältnisse untersucht, die sich unter starken Temperaturinversionen in gebirgigem Gelände einstellen. Das Problem wird durch vertikale Mittelung der drei Modellgleichungen (Vorticitygleichung, Kontinuitätsgleichung, Definition der Vorticity) auf ein zweidimensionales reduziert. Als Anwendungsbeispiel werden die Strömungsverhältnisse und die als Nebenergebnis erhaltenen Trajektorien für verschiedene Höhen der Inversion und verschiedene Richtungen des großräumigen Windes berechnet.

#### ABSTRACT

This study investigates the flow conditions occurring under strong temperature inversions in mountainous country. The problem is reduced to a two-dimensional one by vertically averaging the three model equations (Vorticity equation, continuity equation, definition of the vorticity). As an example of application the flow pattern and as a subsidiary result the trajectories for different heights of the inversion and different directions of the large scale wind are computed.

#### 1 EINLEITUNG

Setzt man sich die Berechnung von Trajektorien in einem mesoskaligen Areal zum Ziel, so muß man die Topographie der Erdoberfläche berücksichtigen.

Dieser kommt besondere Bedeutung zu, wenn eine starke Temperaturinversion in einigen hundert Metern über Grund die Strömung zwingt, die topographischen Hindernisse zu umfließen und ihr nur zu einem kleinen Teil erlaubt, sie zu überströmen. Derartige Absinkinversionen treten in kräftigen, meist länger anhaltenden winterlichen Hochdruckgebieten auf, wobei die Schicht zwischen dem Erdboden und der Inversion praktisch von der freien Atmosphäre entkoppelt ist.

Die Kenntnis dieser Trajektorien erscheint wichtig, da es zum Beispiel

der Unfall eines Kernkraftwerkes nötig macht, den Weg der freigesetzten Gase vorherzusagen und dies mit der aus synoptischen Daten erhaltenen Trajektorie nur noch sehr ungenau möglich ist.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Entwicklung einer Methode, die die Berechnung der Trajektorien in einem gebirgigen Gelände unter den beschriebenen Wetterverhältnissen erlaubt.

#### 2 DAS MODELL

Die Modellgleichungen folgen durch vertikale Mittelbildung aus der Vorticitygleichung, der Kontinuitätsgleichung und der Definition der Vorticity. Das vertikale Intervall der Mittelung reicht von  $z=h(x,y)$ , der Höhe der Erdoberfläche über NN, bis zu  $z=H$ , der konstanten Höhe der Inversion über NN.

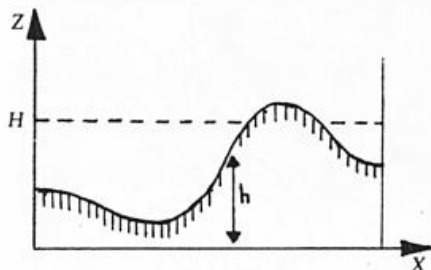


Abb. 1: Koordinaten und Mittelungsintervall

Da zugelassen wird, daß die Inversionshöhe  $H$  kleiner als die höchsten Erhebungen des betrachteten Gebietes ist, muß die Strömung ggf. in einem mehrfach zusammenhängenden Gebiet betrachtet werden. Im Zuge der Mittelung kann allerdings die Grenzschicht nicht berücksichtigt werden; sie geht nur in Form einer Gleitreibung am Erdboden ein. Nachdem man die vertikal gemittelte (v.g.) Geschwindigkeit  $v(x,y)$  in ihren rotations- und divergenzfreien Anteil aufgespalten hat, erhält man ein vollständiges System von drei elliptischen Differentialgleichungen für die drei Modellvariablen v.g. Stromfunktion, v.g. Geschwindigkeitspotential und v.g. Vorticity.

### 3 EIN ANWENDUNGSBEISPIEL

Als Beispiel einer praktischen Anwendung des Modells wird das Rhein-Main-Gebiet gewählt.

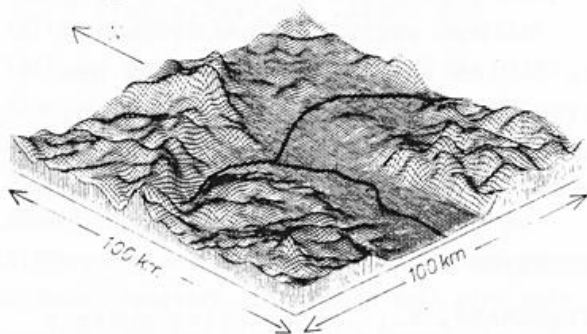


Abb. 2: perspektivische Sicht des Rhein-Main-Gebiets

Abbildung 2 zeigt eine perspektivische Sicht dieser Region ( $100 \times 100 \text{ km}^2$ ). Das Gebiet ist mit einem rechtwinkligen Gitternetz der Maschenweite  $\Delta x = 2500 \text{ m}$

überzogen. Für jeden Gitterpunkt  $(i,j)$  sind die topographischen Höhenwerte gegeben. Die Höhe der Inversion wird mit  $300 \text{ m}$  angenommen.

In diesem Gebiet herrsche ein großräumiger Druckgradient, der eine (großräumige) Geschwindigkeit verursacht, deren Betrag  $2 \text{ m/sec}$  sei. Dieser Betrag bestimmt die Einström- und Ausströmrandbedingungen, die das Modell benötigt. Die Richtung dieser Geschwindigkeit wird durch das Verhältnis der beiden Einflußanteile in das Gebiet durch die beiden Einflußseiten bestimmt. Die Rechnungen sind für 16 verschiedene Richtungen des großräumigen Windes (alle  $22.5^\circ$ ) durchgeführt worden. Für einen Fall - Strömung aus NE - werden die Ergebnisse in Abbildung 3 dargestellt. Man erkennt die durch die lateralen Ränder und die topographischen Gegebenheiten beeinflusste Strömung.

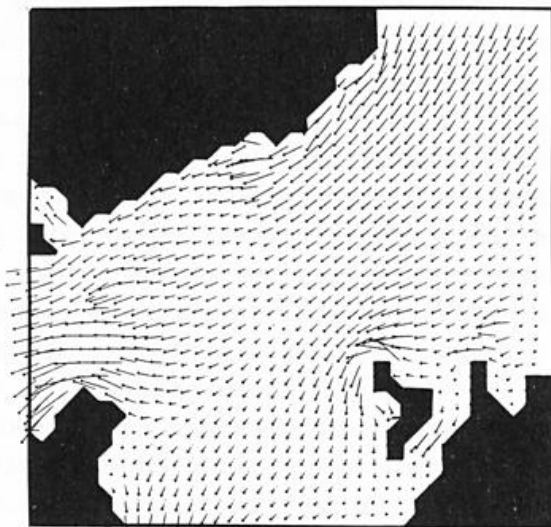


Abb. 3: Strömung unter einer Inversion von  $300 \text{ m}$  Höhe für einen großräumigen Wind aus NE. Gebiete über der Inversion sind schwarz dargestellt.

Die errechneten Strömungsfelder erlauben auch die Bestimmung von Trajektorien, welche in Abbildung 4 für die 16 verschiedenen Richtungen des großräumigen Windes, mit Anfangspunkt am Standort des KKW Biblis, gezeigt werden. Man sieht, wie die topographische

Struktur erhebliche Abweichungen der Trajektorien von der Richtung des großräumigen Windes bewirken.

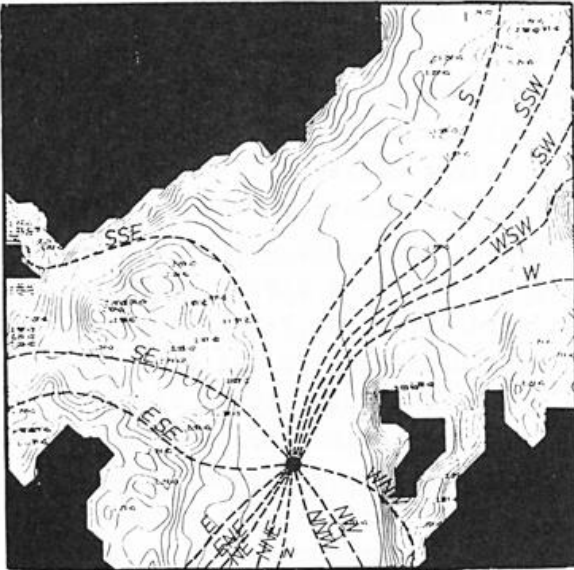


Abb. 4: Trajektorien (---) für 16 verschiedene Richtungen des großräumigen Windes

Zusätzlich zu den Rechnungen für 300 m Inversionshöhe sind solche für 200 m und 400 m durchgeführt worden. In Abbildung 5 werden die Trajektorien, beginnend in Biblis, für den Fall eines großräumigen Windes aus ESE gegeben. Während man für die Fälle mit 300 m und 400 m Inversionshöhe keine sehr großen Unterschiede erkennen kann, weicht die Trajektorie für 200m Inversionshöhe stark von den übrigen ab; in diesem Fall weist der westliche Ausströmrand nur eine geringe Ausströmfläche auf.

Um den Einfluß der lateralen Ränder und der Bodentopographie  $h(x,y)$  trennen zu können, wurden 2 Rechnungen (Abb. 6) durchgeführt. Im ersten Fall wird die Topographie  $h(x,y)$  berücksichtigt. Im zweiten Fall wird  $h(x,y)$  als konstant angenommen. In diesem Fall wird die Strömung in einem Kanal mit irregulären festen Wänden betrachtet.

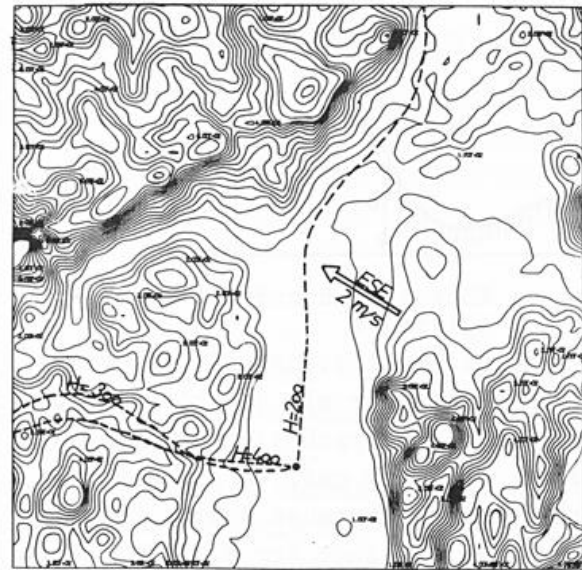


Abb. 5: Trajektorien des großräumigen Windes aus ESE für 3 verschiedene Inversionshöhen.

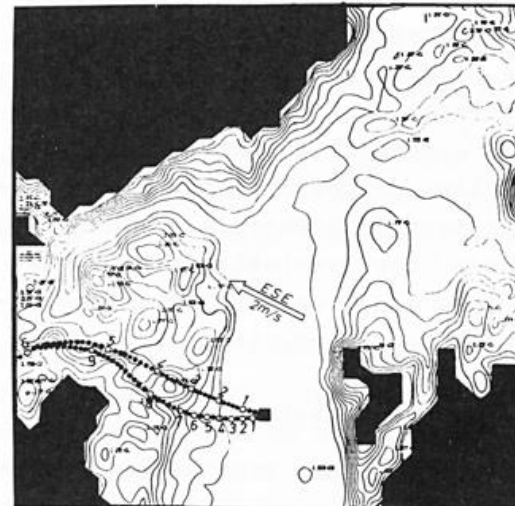


Abb. 6: geänderte Bodentopographie die nördl. Trajekt.: Fall 2 die südl. Trajekt. : Fall 1

Die Zahlen in Abbildung 6 geben die Reisezeit in Stunden an und zeigen, daß die Luft im Fall 2 gleichmäßiger strömt.

#### LITERATUR

- WIPPERMANN, F.; Trajectories under a strong temperature inversion in a mountainous area.  
 KOPPERT, H.-J. NATO-CCMS Technical Meeting (Okt. 1979)

Gisela Tangermann-Dlugi

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

### Zusammenfassung

Mit Hilfe eines zweidimensionalen, zeitabhängigen hydrostatisch approximierten numerischen Modells werden die Strömungsverhältnisse und das turbulente Austauschvermögen innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht über inhomogenem Gelände simuliert. Der Einfluss der Orographie, der Bodenrauigkeit und der differentiellen Erwärmung der Atmosphäre am Boden auf die meteorologischen Felder wird untersucht. Als Beispiel für einen Transportvorgang in inhomogenem Gelände wird der Ausbreitungsprozeß inerter Luftbeimengungen betrachtet.

### Abstract

A two-dimensional, time-dependent hydrostatic numerical model is used to simulate the air flow and the turbulent exchange process in an atmospheric boundary layer above complex terrain. The influence of the orography, the ground roughness and a differential heating at the ground on the meteorological variables is investigated. As an example for a transport process above irregular terrain the dispersion process of inert pollutants is examined.

## 1 EINLEITUNG

Aus synoptischen Beobachtungen ist bekannt, daß Betrag und Richtung der Luftströmung stark durch orographische Geländeeinhomogenitäten beeinflusst werden. Aus experimentellen Grenzschichtuntersuchungen hat sich ergeben, daß unterschiedliche Bodenrauigkeiten und veränderliche thermische Schichtungen ebenfalls das Windfeld modifizieren. Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit wird mit Hilfe eines numerischen Grenzschichtmodells untersucht, in welcher Weise das Windfeld auf Inhomogenitäten in der Orographie, auf veränderliche Bodenrauigkeiten und auf eine differentielle Erwärmung der Atmosphäre am Erdboden reagiert. Im zweiten Teil wird aufgezeigt, welchen Einfluß die Orographie auf den Transport inerter Luftbeimengungen in der atmosphärischen Grenzschicht ausübt.

## 2 DAS TRANSPORTMODELL

Das numerische Transportmodell besteht aus einem Strömungs- und einem Ausbreitungsmodell. Das Strömungsmodell basiert auf den hydrostatisch approximierten Navier-Stokes Gleichungen. Die Modellgleichungen setzen sich zusammen aus den horizontalen Bewegungsgleichungen, der Wärmegleichung und der Richardson-Gleichung zur Prognose der 3 Windgeschwindigkeitskomponenten und der potentiellen Temperatur. Der Druck stellt sich so ein, daß Gleichgewicht besteht zwischen Druck- und Massenkraften. Die Orographie wird in dem Modell durch die Verwendung eines dem Gelände folgenden Koordinatensystems berücksichtigt (BECKER, 1978). Für alle meteorologischen Variablen und die Orographie wird Homogenität in y-Richtung vorausgesetzt. Das Modell berechnet dann die turbulenten Strömungsverhältnisse innerhalb einer diabatischen Grenzschicht über

entlang der y-Richtung ausgedehnten Bergrücken und Tälern.

Dem Ausbreitungsmodell liegt die zeitabhängige, dreidimensionale Kontinuitätsgleichung für die Konzentration einer Luftbeimengung zugrunde. Es berechnet den Dispersionsprozess von freigesetzten Beimengungen aus erhöhten oder Bodenquellen.

### 3 ERGEBNISSE

Um den Einfluß veränderlicher Orographie, Bodenrauigkeit und differentieller Erwärmung abzuschätzen, werden Modellrechnungen sowohl für homogene als auch für inhomogene Verteilungen der genannten Größen durchgeführt. Als inhomogene Orographie  $h(x)$  wird der westliche Teil eines geglätteten West-Ost Schnittes durch das Oberrheintal (MESOKLIP-Meßgebiet) auf der Linie Edenkoben/Haardt und Sinsheim/Kraichgau benutzt (Abb. 1). Die inhomogenen Verteilungen der Rauigkeitslänge  $z_0(x)$  und des turbulenten, sensiblen Wärmeflusses am Erdboden  $H(x) = -c_p \rho u_* \theta_*$  werden der Arbeit von Bauer und Wippermann (1979) entnommen.

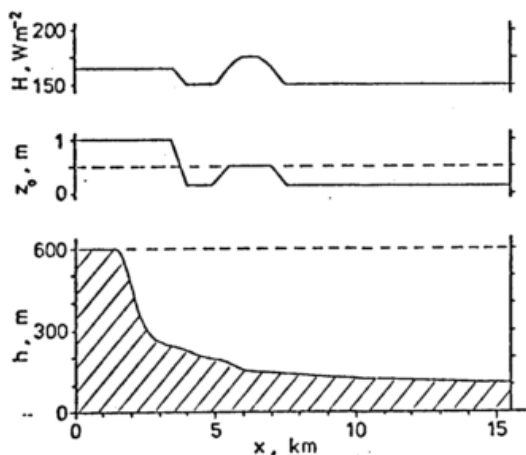


Abb. 1: Verteilungen der Orographie  $h(x)$ , der Rauigkeitslänge  $z_0(x)$  und des turbulenten, sensiblen Wärmeflusses  $H(x)$

(Abb. 1). Als homogene Verteilungen werden folgende konstante Werte benutzt:  $h=600\text{m}$  (ebenes Gelände, Hochfläche),  $z_0=0.5\text{m}$  und  $H=0$  (adiabatische Schichtung). Für alle 8 Kombinationsmöglichkeiten von  $h$ ,  $z_0$  und  $H$  wurden unter der Voraussetzung eines westlichen geostrophischen Windes der Stärke  $10\text{ms}^{-1}$  die turbulenten Strömungsfelder berechnet. In Abb. 2 sind die Verteilungen der west-östlichen Komponente des Horizontalwindes  $u(x)$  in einer Höhe von 40 m über dem Erdboden aufgetragen. Es zeigt sich, daß durch die Bodenrauigkeit  $z_0$  und die differentielle Erwärmung  $H$  (hier labilisierend wirkend) der Betrag von  $u(x)$  geändert wird, während die Orographie die Form der Verteilung von  $u$  über die Entfernung  $x$  beeinflusst. Die Hangkante des Haardt-Gebirges bewirkt eine Geschwindigkeitsabnahme von maximal 34.5% und eine Drehung des Horizontalwindes von maximal  $9.4^\circ$  in das Rheintal hinein.

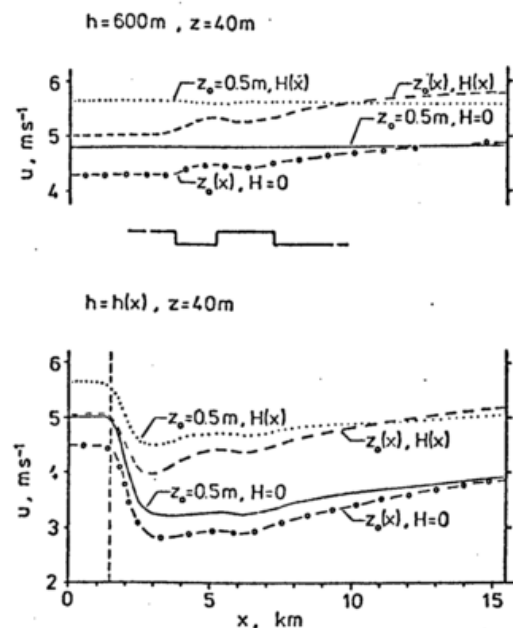


Abb. 2: Verteilungen der west-östlichen Geschwindigkeitskomponente  $u(x)$  in 40 m Höhe für verschiedene Verteilungen der Größen  $h$ ,  $z_0$  und  $H$

Abb. 3 zeigt das Bodenkonzentrationsfeld im Lee einer 140m hohen Punktquelle mit kontinuierlicher Quellstärke von  $1\text{gs}^{-1}$ , die in die orographisch beeinflusste Strömung eingelagert ist. Die verwendete Orographie und die  $z_0$ -Verteilung entspricht der in Abb. 1 gezeigten. Die atmosphärische Schichtung ist neutral ( $H=0$ ). Der Quellort befindet sich in 5 km Entfernung vom westlichen Modellrand im Luv des Gebietes mit der erhöhten Rauigkeit, die den Ort Edenkoben andeuten soll. Abb. 4 zeigt das Bodenkonzentrationsfeld im Lee der gleichen Quelle bei gleichen Bedingungen jedoch ohne orographischen Einfluß. Im vom Gelände beeinflussten Fall ist die horizontale Diffusion wegen der größeren Horizontalscherung des Windfeldes größer und die Bodenkonzentrationswerte deshalb geringer. Die orographisch induzierte Winddrehung wirkt sich in einigen Kilometern Quellentfernung sichtbar aus.

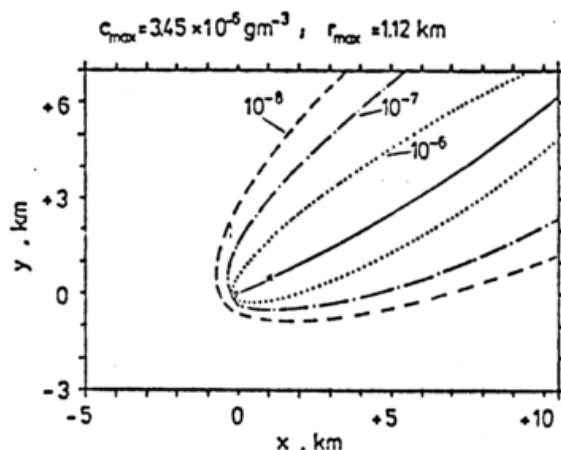


Abb. 3: Bodenkonzentrationsverteilung im Lee einer Punktquelle in inhomogenem Gelände (in  $\text{gm}^{-3}$ )

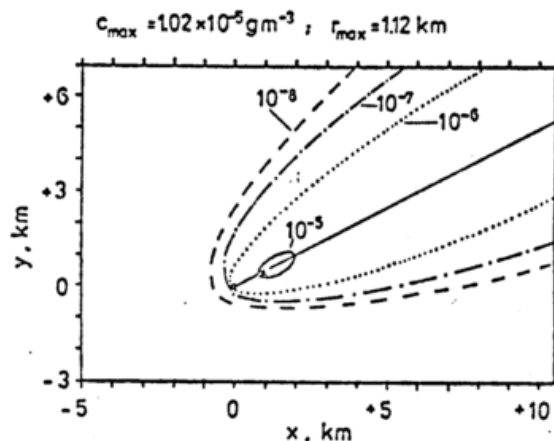


Abb. 4: Bodenkonzentrationsverteilung im Lee einer Punktquelle in homogenem Gelände (in  $\text{gm}^{-3}$ )

#### 4 LITERATUR

BECKER, H.G.

BAUER, H.; WIPPERMANN, F.

Eine Hierarchie atmosphärischer Prognosemodelle unter Einschluß orographisch bedingter Einflüsse. Diplomarbeit Universität Mainz (1978). Abschätzungen der Temperaturen und der turbulenten Wärmeströme in Bodennähe während MESOKLIP. MESOKLIP-Rundschreiben Nr. 2 (1979).

# DIE BERECHNUNG DER GLOBALSTRAHLUNG AUF GENEIGTE EMPFANGSFLÄCHEN

W.G. Zdunkowski, R.C. Hanson<sup>†</sup> und R.M. Welch  
 Universität Mainz

<sup>†</sup>US Air Force

## 1 ZUSAMMENFASSUNG

Eine Methode wird vorgestellt, welche die Transformation der diffusen solaren Strahlungsflüsse von einer horizontalen Empfangsfläche auf solche beliebiger Orientierung ermöglicht. Mit den bereits existierenden Transformationsgleichungen für die parallele Sonnenstrahlung steht der Berechnung der globalen Sonnenstrahlung auf geneigte Flächen nichts mehr im Wege. Da sich die Berechnung der erforderlichen diffusen Strahlungsintensitäten mit der Monte Carlo Methode (MC) als zu aufwendig erweist, kommen vereinfachte Ansätze der Strahlungsintensitäten zur Anwendung.

## ABSTRACT

A method is discussed which permits the transformation of diffuse solar radiation fluxes from a horizontal to an inclined surface of arbitrary orientation. Together with already existing transformation equations for the parallel solar fluxes the global radiation with respect to inclined surfaces can now be calculated. Since the determination of the diffuse radiative intensities with the Monte Carlo Method (MC) is too costly, simplified expressions are used to calculate them.

## 2 THEORIE

### 2.1 Geometrische Betrachtungen

Eine ebene Oberfläche willkürlicher Orientierung werde durch diffuse Strahlung im Raumwinkelement  $d\omega'$  der Intensität  $I$  aus der Richtung  $(\theta', \vartheta')$  beleuchtet. Zenitwinkel  $\theta'$  und Azimutwinkel  $\vartheta'$  orientieren sich an der Flächennormalen. Der Strahlungsfluß wird dann durch folgende Formel angegeben:

$$F = \int_{\omega'} I(\theta, \phi) \cos \theta' d\omega' \quad (1)$$

Die Strahlungsübergangsgleichung (RTE) liefert jedoch Intensitäten bezüglich der polaren und azimutalen Winkel  $\theta$  und  $\phi$  der plan-parallelen Atmosphäre. Deshalb ist eine Transformation der von der RTE gelieferten Strahlungsintensitäten erforderlich. Nach einiger Berechnung findet man für den Strahlungsfluß auf die geneigte Fläche

$$F = \iint I(\theta, \phi) \{ \cos \theta \cos i + \sin \theta \sin i \cdot \cos(\phi - b) \} \sin \theta d\theta d\phi = \sum_{i=1}^6 F_i \quad (2)$$

wobei  $i$  und  $b$  deren Neigungs- bzw. Azimutwinkel darstellen. Die sich ergebende Definition für  $F_i$  entnimmt man der Abbildung 1 und der Gleichung (3).

$$F_1 = \int_b^{\pi/2+b} \int_0^{\pi/2} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3a)$$

$$F_2 = \int_{3\pi/2+b}^{2\pi+b} \int_0^{\pi/2} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3b)$$

$$F_3 = A_s \int_b^{\pi/2+b} \int_{\pi/2}^{\theta_1} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3c)$$

$$F_4 = A_s \int_{3\pi/2+b}^{2\pi+b} \int_{\pi/2}^{\theta_1} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3d)$$

$$F_5 = \int_{\pi/2+b}^{\pi+b} \int_0^{\theta_2} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3e)$$

$$F_6 = \int_{\pi+b}^{3\pi/2+b} \int_0^{\theta_2} f(\theta, \phi) d\theta d\phi \quad (3f)$$

mit

$$\theta_1 = \pi + \tan^{-1} \left\{ \frac{-\text{ctg} i}{\cos(\phi - b)} \right\}; \quad \theta_2 = \theta_1 - \pi$$

Die parallele Sonnenstrahlung auf geneigte Flächen kann nach bereits bekannten Formeln bestimmt werden, so daß die Globalstrahlung auf geneigte Flächen berechenbar wird.

## 2.2 Die Strahlungsintensitäten und Flüsse

Die Strahlungsintensitäten können nach den sehr aufwendigen Lösungen der RTE bestimmt werden. Da die Komplexität solcher Berechnungen von vorneherein routinemäßige Anwendungen in einem die Orographie erfassenden Klimamodell ausschließt, werden die Strahlungsflüsse durch Ansätze der Strahlungsintensitäten approximativ bestimmt. Die Qualität der Approximation wird mittels exakter MC-Berechnungen der Intensität überprüft.

Folgender Weg wird eingeschlagen. Nach dem von ZDUNKOWSKI et al (1980) beschriebenen Verfahren PIFM (practical improved flux method) werden die parallele und diffuse Sonnenstrahlung berechnet. Der bei diesen und ähnlichen Rechenmodellen (JOSEPH et al, 1976) auftretende modifizierte Asymmetriefaktor  $g_1$  der Phasenfunktion soll auch bei den Ansätzen der azimutal gemittelten Intensitäten Verwendung finden.

Ist  $F(i=0)$  die nach PIFM berechnete Strahlung auf eine ebene Fläche, dann werden folgende drei Ansätze für die über den Azimut gemittelten Intensitäten überprüft.

$$I_1^* = \frac{F(i=0)}{\pi} \quad (4a)$$

$$I_2^* = \frac{F(i=0)}{\pi(1 + \frac{2}{3}g_1)} [1 + g_1 \cos \theta] \quad (4b)$$

$$I_3^* = \frac{F(i=0)}{\pi(1 + \frac{2}{3}g_1 + \frac{1}{2}g_1^2)} [1 + g_1 \cos \theta + g_1^2 \cos^2 \theta] \quad (4c)$$

Einsetzen von (4a-4c) in Gleichungen (3-3f) führt nach umfangreichen Integrationen zu

$$F_1^* = \frac{F(i=0)}{\pi} \left\{ \frac{\pi}{2} (1 + A_s) + (1 - A_s) \cos i \right\} \quad (5a)$$

$$F_2^* = \frac{F(i=0)}{\pi(1 + \frac{2}{3}g_1)} \left\{ \frac{\pi}{2} (1 + A_s) + (1 - A_s) \cos i + \frac{2}{3}\pi g_1 \cos i + \frac{2}{3}i (1 + A_s) g_1 \cos i + \frac{2}{3}(1 - A_s) \sin i \right\} \quad (5b)$$

$$F_3^* = \frac{F(i=0)}{\pi(1 + \frac{2}{3}g_1 + \frac{1}{2}g_1^2)} \left\{ \frac{\pi}{2} (1 + A_s) + (1 - A_s) \cos i + \frac{2}{3}\pi g_1 \cos i + \frac{2}{3}i (1 + A_s) g_1 \cos i + \frac{2}{3}(1 - A_s) \sin i + \frac{\pi}{8} g_1^2 (1 + A_s) + \frac{(3 - A_s)\pi}{8} g_1^2 \cos i + \frac{\pi}{4} g_1^2 A_s \sin i \right\} \quad (5c)$$

## 3 RESULTATE

Alle Proberechnungen basieren auf einer für Stratuswolken typischen Tropfenverteilungsfunktion. Die Strahlungsstromberechnungen werden getrennt für 7 Intervalle ausgeführt und dann aufsummiert.

Abbildung 2 zeigt einen Vergleich der Strahlungsströme, die mit Hilfe der approximativen und der exakt (MC) bestimmten Intensitäten berechnet wurden für den solaren Zenitwinkel  $\theta_0 = 60^\circ$  und  $b = 0^\circ$ . Gute Übereinstimmung ergibt sich für sehr geringe ( $\tau = 0.125$ ) und mäßig große ( $\tau = 12.5$ ) optische Dicken, weil in diesen Fällen die parallele oder die diffuse (fast isotrope) Strahlung vorherrschend ist. Einige Abweichungen findet man für die mittlere optische Dicke  $\tau = 1.25$  (typisch für eine stark getrübe Atmosphäre) selbst bei Einschluß des  $\cos^2 \theta$  Terms in den Näherungsformeln.

In der Abbildung 3 wird der Einfluß der Sonnen-deklination für verschiedene Flächenneigungen gezeigt. Die Symmetrie ist auf den Flächenazimutwinkel  $b = 0^\circ$  zurückzuführen.

4 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die vorgeschlagene approximative Berechnung der Globalstrahlung eignet sich zur Verwendung in Orographie erfassende Klimamodelle, da die Berechnung schnell und genügend genau ausgeführt wird. Im Bereich mittelgroßer optischer Weglängen ( $\tau = 1-3$ ) sind Rechenunsicherheiten wohl geringer als solche, die auf die Gestalt der Wolken und Extinktionsparameter zurückgeführt werden können.

5 LITERATUR

JOSEPH, J.H.; The Delta-Eddington  
 WISCOMBE, W.J.; Approximation for Radiative  
 WEINMANN, J.A. Flux Transfer: J. Atmos. Sci. 33 (1976), 2452 - 2459.  
 ZDUNKOWSKI, W.G.; An Investigation of the  
 WELCH, R.M.; Structure of Typical Two-  
 KORB, G. stream-methods for the calculation of Solar Fluxes and Heating Rates in Clouds: Beitr. Phys. Atmos.

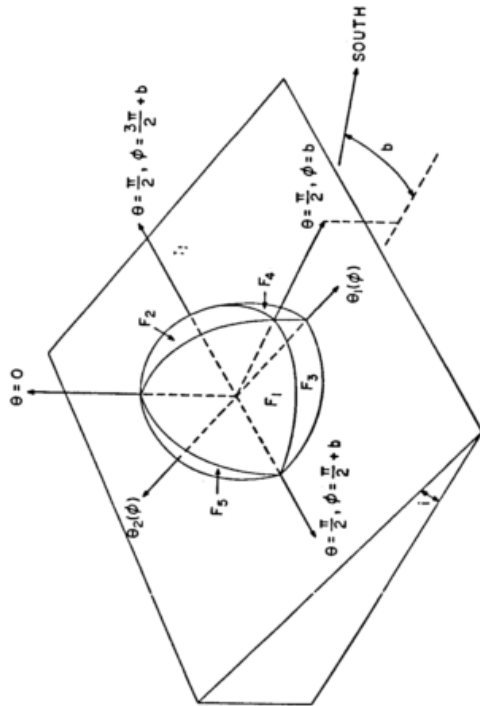


Abb. 1 Geometrische Flüsse  $F_i$

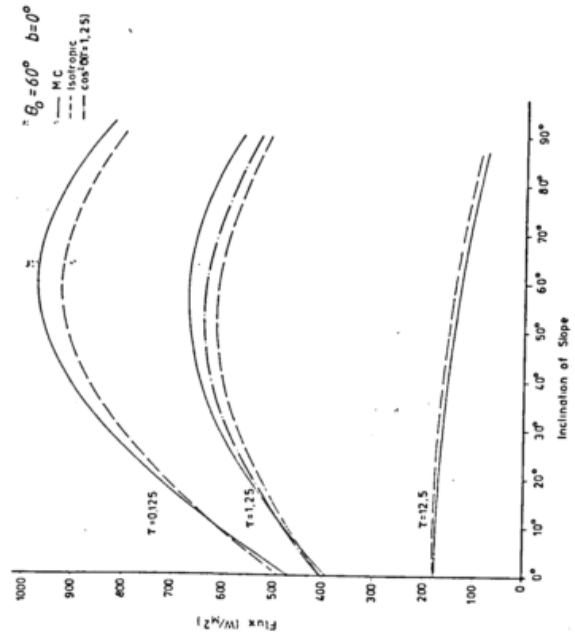


Abb. 2 Vergleich mit Monte Carlo (MC) Berechnungen

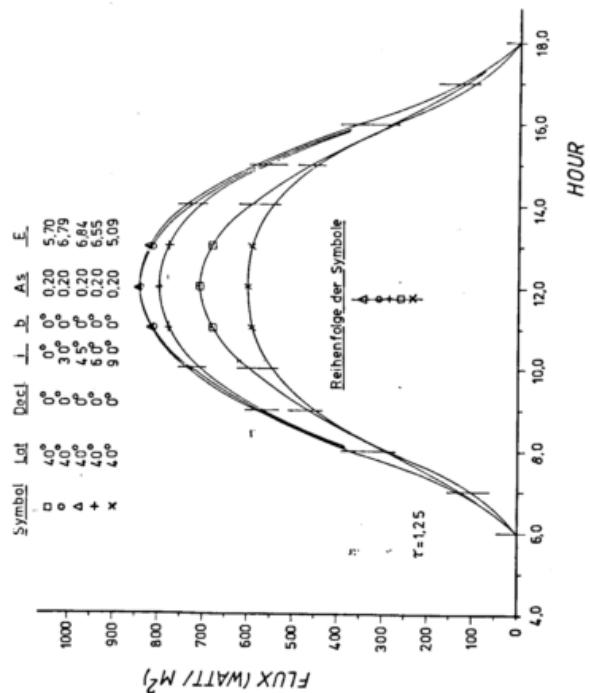


Abb. 3 Globalstrahlung für geneigte Flächen

THE ROLE OF SCIENTIFIC SOCIETIES IN ESTABLISHING NATIONAL  
AND INTERNATIONAL METEOROLOGICAL NETWORKS

Malcolm Rigby  
Editor Meteorological and Geostrophysical Abstracts, Washington, D.C.

A B S T R A C T

Meteorological Observational Networks have been established and maintained by a variety of scientific societies or organizations on both national and international scales since the late 17th Century. A number of Meteorological Societies have carried on the tradition of establishing and maintaining observational networks and even more importantly of compiling and publishing for future generations the data collected from such networks. The Societas Meteorologica Palatina (also known as the Meteorological Society of the Palatinate) set the standards for international cooperation in the geophysical sciences while carrying through every stage, from the first to the last step, in this process at such an early date by (1) securing cooperation, (2) constructing and calibrating standard instruments and equipment, (3) issuing standard instructions for exposing instruments, taking and recording observations and reporting monthly to Mannheim, (4) compiling and publishing the data in-extenso and with ample annotations, and (5) making the annual volumes available to cooperating persons or organizations and through commercial book dealers. Fortunately the period covered (1780-1792) by the annual volumes of data includes the year 1783 when one of the most important geoclimatic events of the century took place--the eruption of Hecla in Iceland. Other benefits include the provision of reliable data for the first synoptic weather maps and the stimulus for present century compilation and publication of monthly and annual (and recently daily) data for the hemispheres or globe such as the Reseau Mondial, Monthly Climatic Data for the World and Satellite Photograph Montages for the North Atlantic and Europe under National and International (WMO/WWW, etc.) auspices. Finally some of the private correspondence of the founder of the Society, John Jacob Hemmer, have recently become available, to supplement some of the earlier publications of the efforts of this unusual pioneer apostle of Environmental Science.

1. ROLE OF SCIENTIFIC SOCIETIES

In the first hundred or more years of their existence (1665-1780), most scientific societies in Europe played an important role in encouraging development of meteorological instruments and observational methods, instructions for elements to be observed or measured in order to describe the climate of a region, and in proposing or even establishing national and international networks to determine the horizontal and vertical variations in climate and to record the weather.

Among the early "pioneers" in establishing networks, the following Scientific Societies or Institutions or undertakings stand out during the periods mentioned:

Accademia del Cimento, (Florentine Academy), 1654-1667  
Royal Society of London, 1664-1735  
Academie des Sciences (Paris), 1666-  
Breslauer Sammlung, 1717-1726  
Great Northern Expeditions (Siberia),  
1732-1749  
Société Royale de Medicine (Paris),  
1765-1786

Munchener and Bayerischen Akademie der  
Wissenschaften, 1780-1789  
Smithsonian Institution (Washington),  
1848-1870

Accounts of the evolution of international networks by strong supporters of meteorological observation and research can be found in many historical accounts.

2. ROLE OF METEOROLOGICAL SOCIETIES

The efforts of far-sighted and diligent promoters of national and international networks working through cooperative societies (Boyle, Hooke, Locke, Jurin, Antinori, Kanoldt, de Mairan, Bernoulli, Bering, Cotte, and others) bore fruit after a century in the strange combination of a princely sponsor (Karl Theodor), a scientific professor (and amateur meteorologist); Georg Stengel and his son Stefan Stengel and a diligent and meticulous priest, musician, and self-made meteorologist, John Jacob Hemmer.

The broader society, the Kurpfälzischen Akademie der Wissenschaften (Palatine Academy of Sciences and Letters), founded by Elector Karl

Theodor in Mannheim in 1763 (KISTNER, 1930) dealt with all manner of physical, geophysical, electrical, and meteorological experiments, equipment, and phenomena a la Franklin, Boyle, Hooke et al. But the fact that several of the chief motivating personalities were deeply involved in meteorological observations and works made it almost predestined that a specialized "Meteorological Society" would be organized.

Of the first dozen or more meteorological societies founded in the period from 1780 to 1880, all but one or two had as their principal ongoing function, as did the Mannheim Society, the establishment and maintenance of national or even international networks, providing standard equipment and instructions for installation, maintenance, observation, compilation, and publication of the critically evaluated data on a continuous and systematic basis.

In this regard, the example of the first strictly meteorological society, the Societas Meteorologica Palatina, played an obvious role, for no subsequent effort was quite as comprehensive or meticulous in carrying out the ideals of these 18th century pioneers.

After the mid-19th century, sparked by the tireless efforts of Matthew Fontaine Maury in successfully promoting an intergovernmental treaty for world-wide cooperation in Marine Meteorological Observations and compilation and publication of charts resulting therefrom, and equally tireless but not-so-successful efforts to do the same for land observations, the International Meteorological Organization (1872-1950) encouraged national or colonial governments to establish or take over the climatological as well as the synoptic meteorological networks and to standardize reporting procedures as well as instruments and observations. Hence the Scientific Societies gradually gave up their former on-going role in observations and networks, with consequent increasing emphasis on their original scientific reason for existence, i.e., fostering the science by means of presentation of scientific papers at meetings, or by discussions at seminars, and, of course, publication of the articles or discussions.

By the present decade (1971-80), there are as far as we know no meteorological societies sponsoring networks or publishing the data therefor, (unless it is being done by the Chinese Meteorological Society at present).

### 3. SPECIFIC METEOROLOGICAL SOCIETIES SPONSORING NATIONAL OR INTERNATIONAL NETWORKS

- \* Societas Meteorologica Palatina (1780-1799)
- \* British Meteorological Society (1850-1883)
- Meteorological Society of Mauritius (1851-1914)
- Société Météorologique de France (1852- )
- \* Scottish Meteorological Society (1855-1921)
- Royal Meteorological Society (British Rainfall Organization) (1876-1965)
- Italian Meteorological Society (1873-1938)
- New England Meteorological Society (1884-1896)
- Shanghai Meteorological Society (1892-1899)
- Chinese Meteorological Society (1924- )

More details of these societies and their history than here presented are available in reference material.

Societas Meteorologica Palatina (1780-1799)

The details of the impact of this society on subsequent global meteorological networks, as well as of the founding, personalities, and history of the society during its brief but fruitful existence, is being covered in the keynote addresses by Lingelbach and Cappel. Space herein is devoted merely to a table compiled from data contained in each of the 12 volumes of the Ephemerides (Vol. I-XII, 1781-1792), and reproduced in referenced TRAUMULLER, 1885.

As can be seen in the table, there were a total of 39 stations (ranging from 15 to 33 in any one year). Eight stations had complete data for all 12 years, 15 for 10 or more years. A number of appended articles appear in various volumes. Equipment is described in detail, with very detailed illustrations. Methods of exposure, observation, and reporting appear in "Instructions" in Vol. 1 prepared by Johann Heinrich Lambert.

The stations in the network were carefully selected through national academies so as to have a fairly uniform distribution throughout Europe. The four stations outside Europe--two in Massachusetts, one in Greenland, and one in Siberia--were more randomly selected.

\* International in scope

SOCIETAS METEOROLOGICA PALATINA

Meteorological Network 1781--1792

Station	Year												Years
	1781	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	
1. Andechs (Bavaria)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
2. Berlin (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	8
3. Bologna (Italy)		+	+	+			+	+	+	+	+	+	9
4. Bradford (Mass., USA)		+											1
5. Brussels (Belgium)		+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	10
6. Buda (Hungary)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
7. Cambridge (Mass., USA)		+	+	+	+	+	+						6
8. Chioggia (Italy)		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	10
9. Copenhagen (Denmark)		+	+	+	+	+	+	+					7
10. Delft (Holland)				+		+							2
11. Dijon (France)			+	+									2
12. Dusseldorf (Germany)		+	+	+									3
13. Edsberg (Norway)								+					1
14. Erfurt (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+					8
15. Geneva (Switzerland)		+	+	+	+	+	+	+	+				8
16. Gotthaab (Greenland)								+					1
17. Gottingen (Germany)			+	+	+			+					4
18. Haag (Holland)		+	+	+									3
19. Hohenpeissenberg (Ger.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
20. Ingolstadt (Germany)	+	+											2
21. La Rochelle (France)		+	+	+	+	+	+	+	+	+			9
22. Mannheim (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
23. Marseille (France)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	11
24. Middelburg (Holland)		+	+	+	+	+	+	+					7
25. Moscow (Russia)			+	+	+	+	+	+	+		+	+	9
26. Munich (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
27. Padua (Italy)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
28. Prag (Bohemia)		+	+	+	+	+	+		+	+	+		9
29. Pyshminsk (Siberia)										+	+		2
30. Regensburg (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	11
31. Rome (Italy)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	11
32. Sagan (Prussia)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
33. Spydberg (Norway)			+	+	+	+							4
34. St. Gotthard (Switzer.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
35. St. Petersburg (Russia)			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	10
36. St. Zeno (Bavaria)	+												1
37. Stockholm (Sweden)			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	10
38. Tegernsee (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+	+				9
39. Wurzburg (Germany)	+	+	+	+	+	+	+	+					8
TOTAL	15	28	32	33	28	28	28	26	21	18	19	17	293

The Mannheim Society provided each station with a barometer, thermometer, hygrometer (to measure humidity), and a magnetometer (compass). The barometer was similar to the one used today, and was calibrated and checked in the Society's laboratories. The thermometer was calibrated for 0° at the melting point of ice and 80° at the boiling point of water at 731mm pressure, hence the scale and readings were inverted degrees Reaumur. The goose-feather hygrometer was connected to a graduated glass tube filled with mercury--the mercury column fell as the humidity rose. Wind vanes, rain gages, evaporimeters, and electrometers were made at the various stations, following specifications provided by the Society.

Network observations were made at 07, 14, and 21 h. (7 a.m., 2 p.m., and 9 p.m. local time). With some slight variations these "synoptic" hours were adhered to by all stations throughout the period (and by an expanding successor network in Germany down to 1850).

Not all stations were equipped to observe all the elements listed in the published tables. All elements were observed at Mannheim, Copenhagen, Rome, Tegernsee, and Wurzburg, and all but evaporation at Bologna, Hohenpeisenberg, and Prag. In addition several stations (notably Mannheim) published extensive data on phenology (plants and animals observed during the critical seasons), births, morbidity, epidemics (plague, dysentery, fevers, etc.) and religious affiliations, volcanic eruptions, aurorae, sea breezes, and analyses or summaries thereof.

The key elements observed, published in-extenso, and summarized in monthly and annual tables were:

- Barometric pressure
- Indoor temperature
- Free-air temperature
- \*Humidity
- \*Magnetic declination
- Wind direction and force (16 points)
- \*Rainfall
- \*Evaporation
- \*Water-level (of Rhine, Danube, Tiber, Baltic, etc.)
- Phases of moon
- Cloudiness or sky-cover
- Meteors (miscellaneous phenomena)
- \*Atmospheric electricity

\*Omitted from 1/3 or more of the station records.

A beautiful integration of the records was achieved on a fold-in table that listed the sums, means, extremes, frequencies (or number of days), dates of extremes, and other comparative data for 20 stations having an entire year of record, including the number of days wind blew from each of the 16 directions and the frequency of the 15 or more special phenomena, including lightning calms, rain, etc.

Finally, comparative tables show data for 1781 and 1782 (in the case of Cambridge, Mass., for 1771-1776 and 1781-1782). These comparative data are an "extra" found in only a few other early meteorological records.

The summaries published in the supplement (for 1782 at least) show that extreme care was taken in tabulating the data for each month and for the year. Annual summaries for each station were tabulated to give a "synopsis" of the whole network. Later, during the period 1816-1820, synoptic charts were drawn by Brandes from these data for the European part of the network (for fixed hours of observation). Unfortunately, Brandes did not publish his charts, he merely described them--but in such great detail that it is obvious he used the Mannheim data for 1783 to compile these most fugitive of synoptic charts.

British Meteorological Society (1850-1883)

Founded and guided in its early years by, among others, James Glaisher, Secretary from 1850-1873 and President during 1867-8. In its early years, the Society organized and inspected climatological stations, tested instruments, and compiled monthly and annual summaries for the government. It maintained 25 second-order and 50 third-order stations. Membership in 1850 was 150. In 1866 it became the Royal Meteorological Society with a Royal Charter from the Queen.

Meteorological Society of Mauritius (1851-1914)

Organized in 1851 by a Scotsman, Charles Meldrum, Prof. of Mathematics at the Royal College at Port Louis, Mauritius, and a few ship's captains, military personnel, etc. A network of stations and an observatory was maintained for several decades until taken over by the government in 1875, with Meldrum as the first Director. Data for a network of stations was published along with tracks of hurricanes in the

Indian Ocean and descriptions of these as well as of the weather and climate of the months and years.

Société Météorologique de France  
(1852- )

During the first quarter of a century its main function was establishment, equipment, direction, and publication of the observational data from a network of meteorological stations, and, until the founding of the Bureau Central Meteorologique in 1878, it provided the public or national weather service. A guide was issued by Renou and presented to the Society in April and May 1855 and published in 1858. Standard instruments (including evaporimeters and actinometers) and shelters were provided for observers. Le Verrier was active in the formation and development of the IMO, and the International Congresses were held in Paris in 1878, 1889, and 1900. The Society is still functioning and publishing.

Scottish Meteorological Society (1855-1921)

Voluntary observation network numbered 50 stations in 1859 with stations in the Faroes, Iceland, and Brazil, and several mountain stations (e.g., the Ben Nevis Observatory where observations were made day and night from 1883-1895). Served as National and Public Weather Service with grants from the government. Publication of annual journal from 1864-1920 (18 vol.). Merged with Royal Meteorological Society in 1920 and the climatological service was taken over by the British Meteorological Service. It had 306 members in 1912 and 259 in 1919.

Royal Meteorological Society (British Rainfall Organization) (1876-1965)

Fostered by G. J. Symons, it operated as an offshoot of the Royal Meteorological Society with continuous and voluminous publication of data in annual volumes, with charts or maps, until the use of tabulators and computers made faster and less elegant methods more "attractive."

Società Meteorologica Italiana (Italian Meteorological Society) (1876-1938)

Founded in 1876 by Prof. Dominica Ragona, Director of Modena Observatory. Combined in 1880 with newly formed Associazione Meteorologica Italiana (1880-1895) founded by Francesco Denza Director of the Moncalieri Observatory near Turin.

Network increased by 1890 to 254 stations distributed throughout all of Italy. In 1881 it had 144 members, 70 of whom were directors of observatories, and was thus the second largest Society --next only to the Royal Meteorological Society. Conducted excursions to observatories and volcanoes (1882) and had special seminars on agricultural, medical, alpine, marine, and electrical meteorology. Declined after 1895 after the death of Father Denza.

New England Meteorological Society  
(1884-1896)

Founded in Spring 1884 by William Morris Davis, Albert Lawrence Rotch, and Prof. W. H. Niles of MIT. Initial meeting October 21, 1884, with over 60 members attending.

In 1885 the Society had established and equipped 70 stations in New England and 1 in New Brunswick and beginning in Nov. 1884 issued monthly summaries of climatological data from these stations in its Bulletin. Network taken over by U.S. Weather Bureau in 1896.

Shanghai Meteorological Society (1892-1899)

Founded in 1892 by Father S. Chevalier, S. J. Director of Zi-ka-wei Magnetic and Meteorological Observatory, with a few sea captains as members. The main contribution was study of typhoons and compilation of long-period data thereon.

Chinese Meteorological Society (1924- )

It is evident that a network of climatological stations throughout China has been operated by voluntary observers cooperating through the Chinese Meteorological Society, with many local chapters, since 1924.

Summary

The evolution of meteorological networks from comparative meteorological records at 2 or 3 places in the mid-17th century to regional and later international networks, was furthered immeasurably by the Mannheim Meteorological Society (1780-1795). This magnificent effort also set the goals and standards for most meteorological societies founded up to the 1870-1890 era when National Services and even an International Meteorological Organization took over the observing and standardization function. This allowed the Meteorological Societies to devote their energies to fostering the science

by means of meetings, education, setting professional standards as well as providing excellence and continuity in review and publication of scientific papers. The extent and detail of the Mannheim Society and its network, instructions, standardized instruments, compilation and publication regardless of cost can only be touched on but is quite formidable considering the turbulent period and the state of science and technology of that era.

#### References

- CLAYTON, H.H. (Note in) *American Meteorological Journal* 1 (4):116, Aug. 1884
- COTTE, P. "Mémoires sur la Météorologie pour servir de Suite et de Supplément au Traité de Météorologie publié en 1774," Tom I & II (681 + 688 pp.), Paris, 1788.
- "Ephemerides Societatis Meteorologicae Palatinae; Observationes anni Vol. I-XII--1781-1792," Mannheim, 1783-1795.
- HELLMANN, G. "Repertorium der deutschen Meteorologie;" Leipzig, 1883, pp. 885-908.
- HELLMANN, G. "Die Vorläufer der Societas Meteorologica Palatina," In Beiträge zur Geschichte der Meteorologie, von G. Hellmann, Nr. 5, pp. 139-147, Berlin, 1914.
- HELLMANN, G. Hundert Jahre Meteorologische Gesellschaften. *Meteorol.Z.* 40 (1923) Nr.11, S.321-329.
- HYMANS, MAX La Société Météorologique de France (1851- ); Allocution de M. Max Hymans, Président de la Société Météorologique de France le 17, Avril 1952, *La Meteorologie*, Ser. 4, No. 27, pp. 107-116, July-Sept. 1952.
- KHRGIAN, A.Kh. "Ocherki razvitiya meteorologii" (notes on the development of meteorology). Second edition. Ed. by Kh. P. Pogosyan. *Gidromet*. Izdat., Leningrad, 1959. English translation entitled: *Meteorology; a Historical Survey*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1970, 387 pp., esp. pp. 61-76.
- KISTNER, A. "Die Pflege der Naturwissenschaften in Mannheim zur Zeit Karl Theodors" (The cultivation of science in Mannheim during the reign of Karl Theodor). Vol. I of *Geschichte der Kurpfälzischen Akademie der Wissenschaften in Mannheim*, 167 pp. illustr., Mannheim, 1930.
- RAGONA, D. (Foreword) *Società Meteorologica Italiana*, *Annuario*, Vol. I (un-numbered pages), 1877/8.
- RIGBY, M. "Ephemerides of the Meteorological Society of the Palatinate," *Environmental Data Service*, February 1973, pp. 10-16.
- TRAUMÜLLER, F. "Die Mannheimer meteorologische Gesellschaft (1780-1795); Ein Beitrag zur Geschichte der Meteorologie," Leipzig, 1885. 48 pp. illustr.

DREIDIMENSIONALE, OBJEKTIVE ANALYSE METEOROLOGISCHER PARAMETER UNTER AUSNUTZUNG DES  
RADIOSONDEN- UND BODENMESSNETZES IN ZENTRALEUROPA

Eberhard Reimer

Freie Universität Berlin

ZUSAMMENFASSUNG

Unter Verwendung der Methode der optimalen Interpolation werden verschiedene, meteorologische Parameter in Zentral Europa objektiv analysiert. Als Vertikalkoordinate wird die Potentielle Temperatur verwendet und zusätzlich eine Bodenfläche eingeführt. An zwei Beispielen aus der Meßserie September 79 im Oberrheingraben wird für eine horizontale Auflösung mit numerischen Gittern von ca. 100 und 50KM auf das Verfahren eingegangen.

ABSTRACT

Several meteorological parameters are analyzed in Central Europe by use of the optimum interpolation scheme. Potential temperature is chosen as vertical coordinate and the ground surface is added. By use of the data from the MESOKLIP programme on September 1979 at the Oberrheingraben the analysis-scheme is demonstrated for horizontal grid resolutions of about 100KM and 50km.

1. EINLEITUNG

Zur objektiven, räumlichen Analyse meteorologischer Parameter aus Radiosondenmessungen sind in den letzten Jahren einige statistische Verfahren entwickelt worden, z.B. SCHLATTER et.al. (1976). Dabei handelt es sich in der Regel um operationelle Verfahren zur Initialisierung entsprechender numerischer Vorhersagemodelle. Während jedoch für die Kurzfristprognose Regionalmodelle entwickelt wurden, die Gitterauflösungen im 50km-Bereich aufweisen, ist bei der Bestimmung der jeweiligen Anfangszustände ein Grenze durch die Auflösung des Radiosondenmeßnetzes gegeben. Diese beträgt in Zentraleuropa etwa 100km. Für eine derartige Auflösung lassen sich durchaus großräumige orographische Effekte und auch z.B. Temperaturinversionen darstellen REIMER (1980).

Bei einer weiteren Erhöhung der horizontalen Auflösung sind zusätzliche Hilfsmittel erforderlich. In diesem Beitrag werden in einem ersten Versuch die Bodendaten mit herangezogen, die in Zentraleuropa zueinander eine mittlere Distanz von etwa 50km aufweisen.

2. VERFAHREN UND ERGEBNISSE

Es werden 24 isentrope Flächen und eine Bodenfläche vorgegeben. Die horizontale Interpolation wird im Prinzip nach EDDY (1967) und speziell nach REIMER (1980) durchgeführt.

Ist  $f_0$  ein zu bestimmender Gitterpunkt und  $f_i$  einige benachbarte Stationen, so wird vorausgesetzt, daß  $f_0$  darstellbar ist als Linearkombination einer endlichen Zahl von Beobachtungen:

$$f_0 = \sum_{i=1}^N \alpha_i f_i$$

oder bezogen auf eine Norm:

$$f'_0 = \sum_{i=1}^N \alpha_i f'_i$$

Hierbei sind  $f'_0$  und  $f'_i$  die entsprechenden Abweichungen. Im Nachfolgenden wird die Norm durch eine einfache, großräumige numerische Analyse gegeben. Für die optimale Interpolation werden dann nur die Abweichungen zwischen diesen Feldern und den Beobachtungen herangezogen.

Um die Gewichte  $\alpha_i$  zu bestimmen, ist zu fordern,

$$\{f'_0 - \sum \alpha_i f'_i\}^2 = \text{Min.}$$

Daraus ergibt sich ein lineares Gleichungssystem für die Gewichte  $\alpha_i$ :

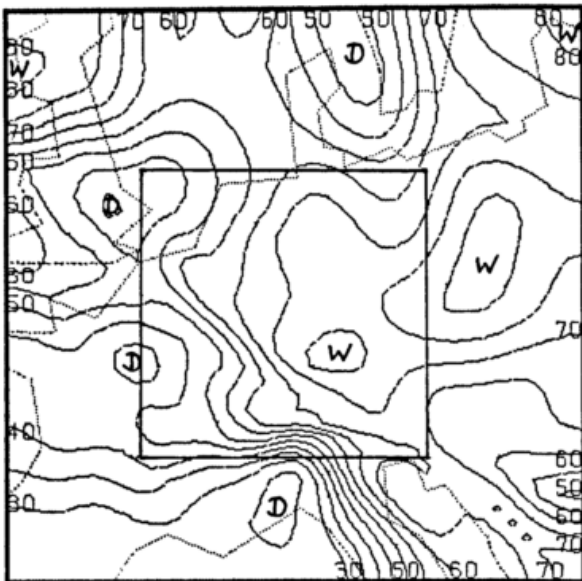
$$\sum \alpha_i m_{ij} = m_{0j} \quad (j = 1, \dots, N)$$

mit der Autokorrelationsfunktion  $m(x_i - x_j)$ , die zur Vereinfachung isotrop und nur von der Distanz untereinander abhängig gesetzt wird.

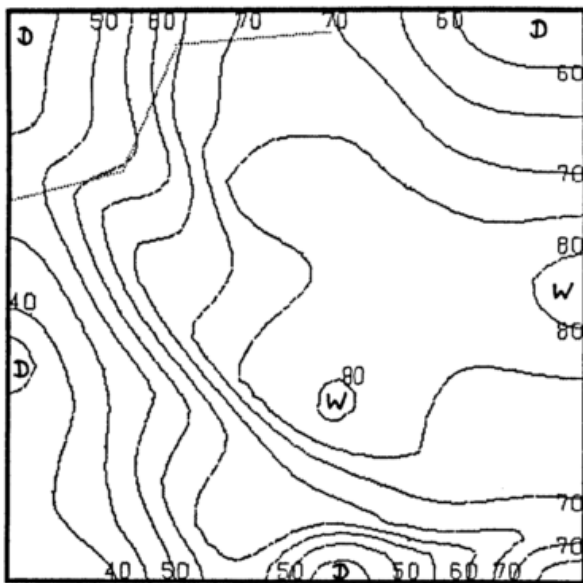
Während die Bestimmung dieser horizontalen Autokorrelationen auf Druckflächen aus klimatologischen Daten gewonnen werden, ist auf isentropen Flächen z.Zt. eine Abschätzung aus den unmittelbar vorliegenden Beobachtungen durchzuführen. Dabei wird hier auch eine mögliche Höhenabhängigkeit vernachlässigt, um eine genügend große Zahl von Wertepaaren zu erlangen. Diese empirischen Funktionen werden in der Folge durch Hermite'sche Funktionen dargestellt.

Bei Verwendung einer möglichst feinen horizontalen Gitterauflösung und der dazu weiter gestreuten Radiosonden-Messungen zeigt sich, daß gerade der wesentliche Anfangsbereich der Autokorrelationsfunktionen nicht bekannt ist. Da sich eine willkürliche Strukturannahme

als sehr nachteilig erweist, ist im folgenden Beispiel die entsprechende Funktion aus dem Bodengebiet bestimmt und auch für die Interpolation in der Troposphäre verwendet worden.



**FIG. 1 . REL.HUMIDITY 0/0  
ANALYSIS 0 GMT 16. 9.1979  
PRESSURE-LEVEL 850. MB**



**FIG. 2 . REL.HUMIDITY 0/0  
ANALYSIS 0 GMT 16. 9.1979  
PRESSURE-LEVEL 850. MB**

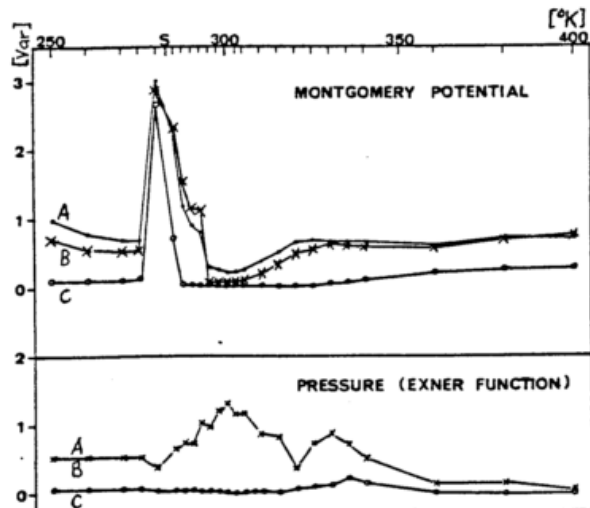
Abb1 und 2 zeigen die relative Feuchte auf der durch Interpolation aus den isentropen Flächen bestimmten 850mb-Fläche über Zentraleuropa für den 16.9.1979 00 GMT. Abb1 wurde aus Radiosonden für ein Gitter von ca. 100km bestimmt, während Abb2 ein 50km-Gitter zugrundeliegt und die Bodenfunktion verwendet wurde. Im Vergleichsareal beträgt die Standardabweichung

der Differenzen zwischen den Beobachtungen und der 100km-Analyse ca. 10% relative Feuchte, während sich für die 50km-Analyse ein Wert von ca. 7% ergibt. Der starke horizontale Feuchtegradient, der einer starken niedertroposphärischen Temperaturinversion zuzuordnen ist, entspricht überdies der kleineren Skala.

Als zweiter Weg wurde der direkte Einbau von Bodendaten in den vertikalen Analysenausgleich beschrieben, wobei hier der auf Meeresebene reduzierte Luftdruck und die Temperatur herangezogen werden. (Bergstationen entfallen im Beispiel zunächst)

Die Variablen, die hierzu auf isentropen Flächen darzustellen sind, sind das Montgomerypotential  $M$ , die  $2/7$ -Potenz des Luftdrucks  $\pi$  (proportional zu  $\delta M / \delta \theta$ ) und die vertikale Stabilität  $\delta \pi / \delta \theta$ .

Der vertikale Ausgleich ist im Beispiel mit der Variationsmethode nur für den Luftdruck und die Stabilität durchgeführt worden, wobei die Bodendaten eine zusätzliche Messung darstellen. Das Montgomery-Potential wurde nachfolgend vom Boden her hydrostatisch aufgerechnet.



**Abb.3** Varianzen der Differenzen Analyse-Beobachtung in Abhängigkeit von der potentiellen Temperatur (vertikal). A: 100km-Analyse, nur Basis. B: 100km mit Bodensynop. C: 50km-Analyse mit Bodensynop. 16.9.1979 00 GMT

Abb3 zeigt für drei Versionen die Anpassung der numerischen Analyse an die Beobachtungen für das Montgomery-Potential und den Luftdruck (Exnerfunktion). Die hohen Beträge für das Potential ergeben sich in Bodennähe (S) durch die schneidenden isentropen Flächen, also durch fiktive Beiträge zur Varianz. Es zeigt sich, daß die Verwendung von Bodenbeobachtungen im 100km- und im 50km-Gitter eine weitere Ausnutzung der aerologischen Messungen bringt.

Als Beispiel für die vertikale Konsistenz zeigt Abb4 ein Stüvediagramm für Neustadt vom 16.9.79 00 GMT für verschiedene Parameter, interpoliert aus einer 100km-Analyse unter Verwendung von Bodenbeobachtungen.

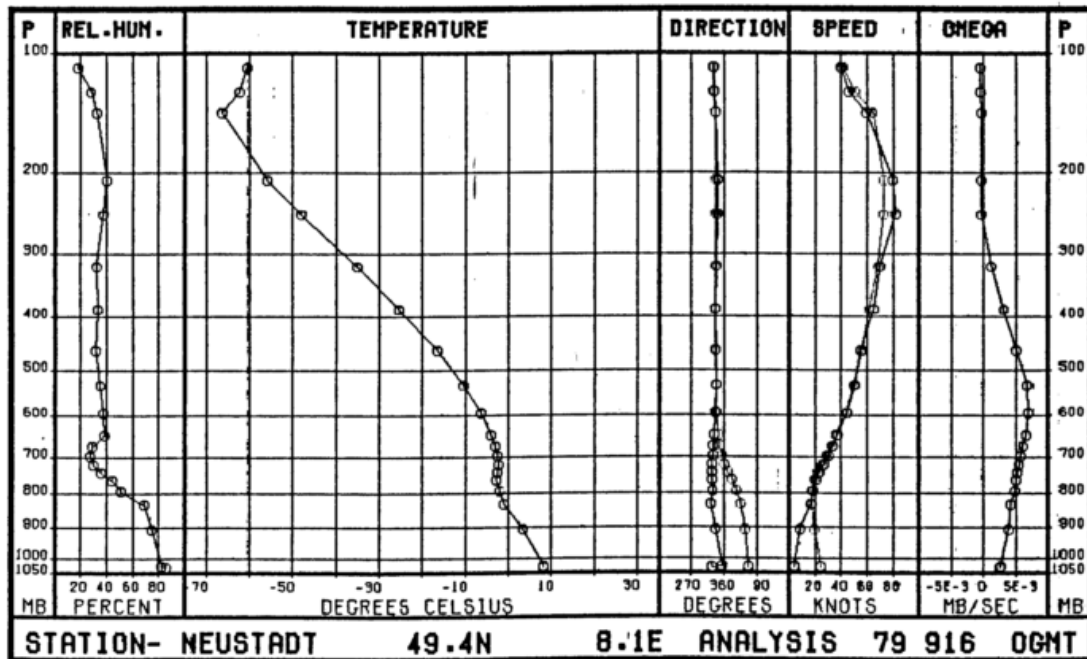
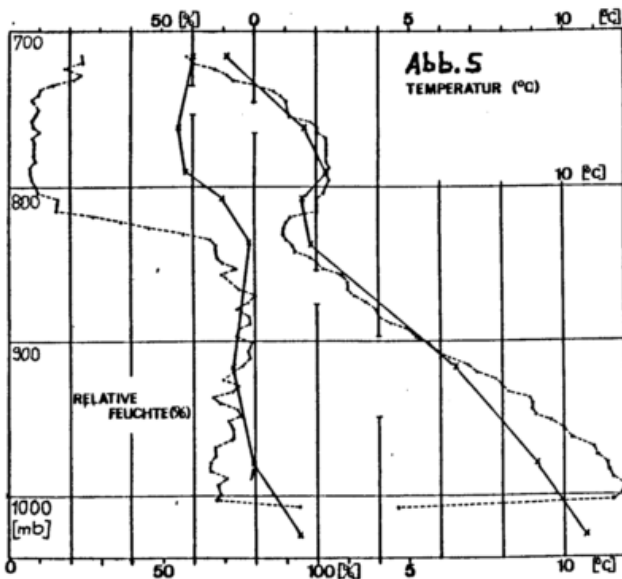


Abb.4. Stüvediagramm verschiedener Parameter für Neustadt. Interpoliert aus einer numerischen Analyse mit einem 100km- Gitter. Die gestrichelte Linie beschreibt die jeweiligen Werte des geostrophischen Windes.



Da dieser Bereich zwischen 700 und 850mb durch mehrere isentrope Flächen beschrieben wird, ergibt sich die extrem trockene Zone als eher kleinräumige Struktur.

EDDY, A. Statistical Analysis of Scalar Data Fields. J. Appl. Meteor., 6, 597-609 1967

REIMER, E. A Test of Objective Meteorological Analysis with Optimum utilization of the Radiosonde Network in Central Europe. Beitr. Phys. Atmosph., 3, im Druck 1980

Abschließend sei ein direkter Vergleich zwischen einem gemessenen und einem interpolierten Temperatur- bzw. Feuchteprofil gegeben. Abb5 zeigt Temperatur und relative Feuchte vom 26.9.1979 für Edesheim (Station 5) in Abhängigkeit vom Luftdruck, die freundlicherweise von M. Klöppel zur Verfügung gestellt wurden. Die durchgezogenen Linien sind aus einer 100km-Gitteranalyse interpoliert. Dabei zeigt sich, daß die Temperaturinversion bei ca. 800mb Luftdruck überwiegend großräumiger Natur ist, während sich im unteren Bereich regionale Abweichungen zeigen. Demgegenüber ist der sehr starke vertikale Feuchtegradient nur teilweise darstellbar.

SCHLATTER, T.W., Testing a Global Multivariate  
BRANSTATOR, G.W., Statistical Objective Analysis  
THIEL, L.G. Scheme with Observed Data. Mon. Wea. Rev., 104, 765-783 1976

# DAS METEOROLOGISCHE BEOBACHTUNGSNETZ AUS DER SICHT DER WASSERWIRTSCHAFT

Hans-J. Liebscher

Hermann G. Mendel

Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz

## 1 ALLGEMEINES

Die Anforderungen der modernen Zivilisation an die Hydrologie und Wasserwirtschaft lassen sich heute nicht mehr allein durch die Erhebung und Analyse hydrologischer Meßdaten unter Verwendung einer verfeinerten Modelltechnik erfüllen. Vielmehr werden parallel dazu zahlreiche meteorologische Meßdaten benötigt. Diese lassen sich in zwei Gruppen einteilen: in solche, die kurzfristig benötigt werden, z.B. für hydrologische Vorhersagen und Überwachungszwecke und andere, die für spätere Untersuchungen und Berechnungen, z.B. Wasserbilanzrechnungen erforderlich sind.

## 2 ERFASSUNG VON NIEDERSCHLAGSSTATIONEN IM BEREICH DER BR DEUTSCHLAND

Bei der Auslegung des meteorologischen Niederschlagsnetzes konnten bisher die Bedürfnisse der Hydrologie und Wasserwirtschaft nicht in ausreichendem Maße berücksichtigt werden. Dieser Zustand hat dazu geführt, daß hydrologische Dienststellen und wasserwirtschaftliche Verbände eigene Niederschlagsmeßstationen eingerichtet haben. Insgesamt ging dabei die Übersicht über das bestehende Niederschlagsmeßnetz verloren. Diesen prekären Mangel hat der Fachausschuß "Niederschlag" im Deutschen Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) zum Anlaß genommen, in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst und den Bundesländern einen Meßstellenkataster über alle vorhandenen Niederschlagsmeßstellen zu erstellen.

Hierzu wurden ca. 2000 Erfassungsbögen (\*) an alle in Frage kommenden Institutionen versandt. Ergebnis ist je Station ein Listenkopf (\*),

\* Diese Unterlagen sind bei den Verfassern erhältlich

aus dem die relevanten Eigenschaften wie Betreiber, Lage, Art der Datenerfassung, Beheizung, Betriebskosten usw. hervorgehen. Es wird bereits jetzt deutlich, daß die vom Deutschen Wetterdienst betriebenen Stationen nur etwa 30 % der gesamten Stationszahl ausmachen (\*).

## 3 METEOROLOGISCHE DATEN FÜR HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

3.1 Es gibt verschiedene Arten hydrologischer Vorhersagen mit jeweils spezifischer Datenanforderung. Dabei ist auch der Vorhersagezeitraum und das Zeitintervall der Datenanforderung unterschiedlich (Tab. 1).

Tab. 1: Zeitintervall der Datenanforderung bei der hydrologischen Vorhersage

Vorhersage von	benötigte Daten vom meteorologischen Dienst	Zeitintervall des Datenflusses
Wasserstand und Abfluß bei Hochwasser	Niederschlag, Schneehöhe, Lufttemperatur	1-24stündlich
Wasserstand und Abfluß bei Niedrigwasser	Niederschlag, Strahlung, Lufttemperatur, rel. Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit	täglich
Wasservorräte (Wasserbilanz)	Niederschlag, Schneehöhe, Strahlung, Lufttemperatur, rel. Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit	10 Tage - monatlich
Wassertemperatur, Wassergüteelemente	Strahlung, Lufttemperatur, rel. Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit	täglich

Die Meßnetzdicke ist abhängig von der Art der hydrologischen Vorhersage. So wird beispielsweise die örtlich und zeitlich gering veränderliche Lufttemperatur durch das Netz der DWD-Klimastationen ausreichend erfaßt. Unzureichend ist dagegen das Meßnetz der DWD-Niederschlagsstationen für Hochwasservorhersagen, hier ist sogar die direkte Gebietsniederschlagsmessung durch Radar anzustreben.

### 3.2 Hochwasservorhersagen

Nur in Sonderfällen wurden Meßnetze errichtet, die den Anforderungen der Hochwasservorhersage hinsichtlich der Stationsdichte und der Datenübertragung genügen. Das von der Bundesanstalt für Gewässerkunde derzeit für die tägliche Wasserstands- und Abflußvorhersage benutzte Niederschlags-Stationsnetz im deutschen Teil des Rheingebietes zwischen Basel und Moselmündung umfaßt insgesamt 40 Stationen (Poster). Hiervon wurden 13 fernmeldende Stationen projektbezogen in den Jahren 1976 und 1977 errichtet; ihre 3-Stunden-Summen werden täglich nach 7.00 h MEZ zusammen mit den Daten von 24 synoptischen und 3 automatischen Wetterstationen wetteramtsweise dem Zentralamt des DWD und von dort über Fernschreiber der Vorhersagezentrale der Bundesanstalt für Gewässerkunde übermittelt. Hinzu kommen die Daten zweier Schweizer Stationen, die telefonisch übertragen werden. Sollte die geplante Übernahme französischer Abflußvorhersagen für Rhein Nebenflüsse aus dem Elsaß sowie für die Oberläufe von Saar und Mosel nicht zustandekommen, so wären auch Niederschlagsdaten mehrerer Stationen aus dem französischen Rheingebiet erforderlich.

Ein zweites Beispiel für ein Datenerfassungs- und Übertragungssystem ist Bestandteil der Hochwasservorhersage des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (Poster). Im Einzugsgebiet des Lechzubringers Wertach sind neben den DWD-eigenen 7 Regenschreibern und 25 Regenmessern noch 10 landesamteigene Ombrometer geplant. Alle Daten werden automatisch über Postleitungen übertragen.

### 3.3 Niedrigwasservorhersage

Für die Niedrigwasservorhersagen spielen die Niederschläge eine geringere Rolle. Meteorologische Daten werden im Gegensatz zu Hochwasservorhersagen nur einmal täglich benötigt.

### 3.4 Vorhersage der Wasservorräte (Wasserbilanz)

Für diese Art Vorhersage werden meteorologische Daten nur einmal monatlich, und zwar am Anfang benötigt. Dabei ist vor allem der zu berechnende Gebietsniederschlag wichtig. Außerdem spielt die Berechnung der Gebietsverdunstung eine große Rolle. In Ermangelung von ökonomisch vertretbaren guten Meßmethoden ist hier die Heranziehung von Klimawerten für die Verdunstungsberechnung notwendig. Gängige Rechenverfahren benötigen Lufttemperatur, rel. Luftfeuchte, Sonnenscheindauer oder Bewölkung, Windgeschwindigkeit und Schneehöhe als Eingabewerte. Dabei wird meist in Ermangelung gemessener Werte die Strahlung aus der Sonnenscheindauer oder Bewölkung berechnet, wodurch ein großer Unsicherheitsfaktor in die Berechnung eingeht. Aus diesem Grunde wird seitens der Hydrologie die Messung der Strahlung an allen Klimastationen gewünscht. Außerdem wäre für eine breitere Anwendung bestehender Formeln für die Verdunstungsberechnung die Messung von Gradienten der Lufttemperatur, die Luftfeuchte und die Windgeschwindigkeit an den Klimastationen wünschenswert. Dabei sollten diese Elemente je mindestens in zwei verschiedenen Höhen über dem Erdboden gemessen werden.

### 3.5 Vorhersage der Wassertemperatur und der Wassergüte

Für die aktuelle Vorhersage der Wassertemperatur sowie zur Berechnung von Wärmelastplänen und zum Betreiben von Wassergütemodellen sind im wesentlichen die unter 3.4 genannten meteorologischen Daten erforderlich. Ausgangspunkt ist in der Regel die Berechnung der Strahlungsbilanz. Je nach geforderter zeitlicher Auflösung der Modellansätze werden hierzu Werte bis zu kontinuierlichen Registrierungen der Lufttemperatur, der rel. Luftfeuchte, der Globalstrahlung und der Windgeschwindigkeit benötigt. Insbesondere zur Eichung von Gewässergütemodellen ist ferner eine getrennte Erfassung von direkter Strahlung und diffuser Himmelsstrahlung wünschenswert.

Die für o.g. Berechnungen benötigten Daten werden bisher nur unzureichend erfaßt, da die Klimawerte unmittelbar an den Flußläufen wesentlich von denen der Umgebung abweichen können. Aus der Sicht der Gewässergütemodellierung ist daher eine vermehrte Einrichtung von Meßstellen unmittelbar an den Flußläufen erforderlich.

## 5 SCHLUSSBEMERKUNG

Im vorliegenden Beitrag soll das Anliegen an die Meteorologen herangetragen werden, bei der Planung von Datenerfassungs- und Übertragungssystemen die vielfältigen Belange der Hydrologie und Wasserwirtschaft in verstärktem Maße zu berücksichtigen.

## 4 METEOROLOGISCHE DATEN FÜR SONSTIGE HYDROLOGISCHE UND WASSERWIRTSCHAFTLICHE BERECHNUNGEN

Das Anwendungsfeld meteorologischer Daten in Hydrologie und Wasserwirtschaft ist breit (Tab. 2). Im Grunde trifft das für die für Vorhersagen aufgeführte auch hier zu. Der Unterschied besteht lediglich darin, daß die Daten nicht sofort benötigt werden. Bei dem aktuellen Bezug der Daten verbleibt dem meteorologischen Dienst keine ausreichende Zeit zur Datenprüfung. Bei den hier angesprochenen Anwendungen besteht dieser Zeitzwang nicht.

Tab. 2: Anwendungsfeld meteorologischer Daten in Hydrologie und Wasserwirtschaft

hydrologischer oder wasserwirtschaftlicher Anwendungsbereich	benötigte meteorologische Elemente	Art der benötigten Werte
Ergänzung hydrologischer Beobachtungsreihen	Niederschläge, Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wind, Schneehöhe	Tageswerte
Hochwasserschutz (Simulation des Hochwasserwellenablaufs, Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit)	Niederschlag	1stündige bis Tagesmittelwerte, Extremwerte
Wasserversorgung (Grundwasserneubildung, Bewirtschaftung von Talsperren)	Niederschlag, Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wind, Schneehöhe	Dekadenwerte bis Monatswerte
Rahmenplanung (Wasserbilanzberechnungen, Wasserdargebotsermittlung)	Niederschlag, Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wind, Schneehöhe	Dekaden bis Monatswerte
Gewässerschutz (Gütemodelle)	Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte	stündliche Werte

# DAS FERNMELDENDE NIEDERSCHLAGSMESSNETZ IM PROJEKT "HOCHWASSERSCHUTZ AM RHEIN"

Karl Hoffmann

Deutscher Wetterdienst

## 1 Zusammenfassung

Zur Optimierung des Dateneingangs für das Niederschlags-Abfluß-Modell, des Rheins wurde ein anwendungsorientiertes fernmeldendes Niederschlagsmeßnetz im Oberrhein- und Maingebiet installiert und 1977 in Betrieb genommen. Das Meßnetz und die Meldeorganisation wird aufgezeigt und eine Ausfallstatistik besprochen.

## 2 Einleitung

Die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) sagt Abflußganglinien für verschiedene Pegel des Rheins bis Koblenz über mehrere Tage mit Hilfe eines parametrisierten Niederschlags-Abfluß-Modells (N-A-M) voraus. Dreistündige kleinräumige Gebietsniederschläge sind im Routinebetrieb die wichtigsten Eingangsparameter. Die Stationsdichte in diesem Gebiet war jedoch zu gering, um die aktuellen Gebietsniederschläge mit hinreichender Genauigkeit zu berechnen. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) erhielt deshalb den Auftrag, 13 fernmeldende Niederschlagsmesser aufzubauen und zu betreiben.

## 3 Das Meßnetz

Das Meßnetz kann man in zwei Gruppen unterteilen

### 3.1 Außenstellen

Die Meßstellen sind mit einem Ombrometer vom Typ IAH ausgerüstet. Der Niederschlag wird mit einer Wippe, Inhalt  $2 \text{ cm}^3$ , gemessen. Die von der Wippe erzeugten Impulse werden im angeschlossenen Impulszahlgerät dreistündig aufsummiert und zusammen mit der Datum-Zeit-Gruppe gespeichert. Zur Codierung der Daten dient ein Modem D-2CP-A und zur Datenübermittlung ein Telefon. Abbildung 1 zeigt die räumliche Verteilung der fernmeldenden Niederschlagsmesser.



### 3. 2 Subzentralen

Die Subzentralen sind bei den Wirtschaftswetterdiensten der Wetterämter Frankfurt, Freiburg, Nürnberg und Stuttgart installiert. Sie bestehen aus je einem Telefon, mit dem von den Außenstationen die 3-stündigen Niederschlagssummen und die Datum-Zeit-Gruppen abgerufen werden. Im Modem werden die übermittelten Werte entschlüsselt, und die ganze Meldung wird auf dem Fernschreiber ausgedruckt.

### 4 Die weitere Datenübermittlung

Die Regenstreifen der Registrierstationen werden jeden Morgen ausgewertet und die Ergebnisse ebenfalls an die Subzentralen gemeldet. Danach melden die Wetterämter alle Werte an das Zentralamt des DWD. Dort wird in der AFSV maschinell ein Bulletin zusammengestellt und per Telex an die BfG weitergegeben. Die Abteilung Klima erhält eine Kopie des Telex.

### 5 Ausfallstatistik

An Hand des Bulletins wurde eine Ausfallstatistik für die Jahre 1978 und 1979 erstellt. Die Ausfälle schwanken sehr stark, je nach Monat und Station. Im allgemeinen sinkt die Anzahl der Ausfälle in den beiden Jahren. Während 1978 noch 9.4% (0 bis 80% pro Monat und Station) aller Dreistundenwerte ausfielen, waren es 1979 nur noch 6.1% (0 bis 60%).

### 6 Ausblick

Die Niederschlagsvorhersage des BKF-Modells des DWD verlängert natürlich auch den Vorhersagezeitraum des N-A-Modells um mehrere Tage. Die vorhergesagten Niederschlagswerte gehen inzwischen routinemäßig in das Modell ein, und die Ergebnisse scheinen zufriedenstellend zu sein.

Zur aktuellen Erfassung von Gebietsniederschlägen wird ein Radarverbundsystem sehr

wahrscheinlich einen weiteren Fortschritt bringen.

### 7 Literatur

- Hoffmann K. Kurzfristige Gebietsniederschläge für hydrologische Vorhersagen, Annalen der Met. 12, 1977, S129-130
- Liebscher H.J. Stand der Hydrometeorologie Annalen der Met. 12, 1977, S112-118
- Mendel H. Die Berechnung von Gebietsniederschlägen, Deutsche Gewässer. Mitt. 21, 1977, S129-141

REDUKTION VON TEMPERATURMESSREIHEN AN STATIONEN IM NORDDEUTSCHEN MITTELGEBIRGE ( PROBLEME BEIM ANSCHLUSS VON MESSREIHEN AUS DEM SOLLINGPROJEKT IM IBP AN LANGZEITIG BEOBACHTENDE STATIONEN DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES )

Fritz Wilmers

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover  
Summary:

During the Solling-Project in the IBP from 1967 to 1978 several stations equipped with meteorological screens were operated in the high Solling in forest canopies and on a meadow ( W 1 ). By reason of comparison it will be tried to connect the data sequence from the meadow W 1 to the measuring net of the German Weather Bureau. Until September 1966 and from 1975 onward measurements at climatic stations are existing in Torfhaus ( until September 1966 ) about 1 km away from W 1 in Neuhaus (since 1975) about 3 km away from W 1.

The stations Steinberg (1958-1975), Braunlage (1946-1979) and Göttingen (1946-1979) were examined for reduction and completion of the temperature sequence Torfhaus (1936-1966) until 1979. The suitability of data sequences in question are examined and regressions are calculated.

The deviations and the connection of the sequence W 1 respectively are discussed.  
Zusammenfassung:

Im Rahmen des Sollingprojektes im IBP wurden von 1967 bis 1978 unter anderem mehrere Stationen mit meteorologischen Hütten in Waldbeständen und auf einer Wiese im Hochsolling betrieben. Es soll versucht werden, die Wiesenmeßreihe W 1 in das Meßnetz des DWD zu integrieren. Bis September 1966 existieren Messungen der Klimastation Torfhaus i. Solling, etwa 1 km von der W 1 entfernt, ab 1975 von Neuhaus, das in einer Entfernung von etwa 3 km von der W 1 liegt. Zur Reduktion und Ergänzung der Temperaturreihe Torfhaus (1936-1966) bis 1979 werden die Meßreihen der Stationen Steinberg (1958-1975), Braunlage (1946-1979) sowie Göttingen (1946-1979) untersucht, ihre Eignung begründet und Regressionen berechnet.

Die Abweichungen dieser Meßreihen von der Temperaturregistrierung der W 1 sowie die Möglichkeiten des Anschlusses der Reihe W 1 an die Wetterdienststationen werden diskutiert.

Literatur:  
EILS, W.

Der Wärmehaushalt einer Wiese in Abhängigkeit von unterschiedlicher Bestandshöhe. Ber. Inst.f. Met. u. Klimat. TUH Nr. 7, Hannover (1972).

ELLENBERG, H. (Ed.)

Integrated experimental ecology.  
Berlin: Springer 1971.

WILMERS, F.

Energiehaushalt der Pflanzenbestände im Solling. Verh. Ges. f. Ökologie  
Kiel 1977. S. 565 - 571, 1978.

EINFLUSS DER LAND-SEEWINDZIRKULATION  
AUF DIE VERTEILUNG DER GEWITTERHÄUFIG-  
KEIT IN SCHLESWIG-HOLSTEIN

Karl Krames

Amt für Wehrgeophysik

New charts for the mean number of days p.a. with thunderstorm activity in Schleswig-Holstein are introduced. The principle correspondence of the isobronts between different periods of time as well as the close agreement with the results of the CIGRE-lightning counter seems to be proof for the proper approach to the problem. This is further supported by a synoptical view of the atmospheric, hydrospheric and lithospheric interaction phenomena along the coastline, which manifest themselves mainly by the stabilizing or destabilizing effect of on-shore and off-shore winds.

## 1 PROBLEMSTELLUNG

Die im Klimaatlas von Schleswig-Holstein veröffentlichte Karte der Gewitterhäufigkeit wird von SCHIRMER (1967) wie folgt kommentiert: "Trotz der relativ hohen Zahl von Beobachtungsstationen, die der Karte zugrunde liegen, fällt es schwer, klare Gesetzmässigkeiten der Gewitterverteilung zu erkennen." Zum Teil ist die Ursache hierfür in den Unzulänglichkeiten der subjektiven Beobachtungen zu suchen. Nachdem jedoch mit dem engmaschigen meteorologischen Netz von Berlin nachgewiesen werden konnte (PELZ, 1977), daß die früher (HEUSELER, 1962) mit "unterschiedlicher Beobachtungssorgfalt" interpretierten Differenzen der Gewitterhäufigkeit im Stadtgebiet tatsächlich vorhanden sind und topometeorologisch erklärt werden müssen, ergibt sich die Frage, ob nicht auch in Schleswig-Holstein von der Richtigkeit langjähriger Beobachtungsreihen ausgegangen werden darf. Das Problem besteht darin, das vorhandene Datenmaterial so durch die Führung der Isolinien zu interpolieren, daß die "Gesetzmässigkeiten" deutlich werden. Zur objektiven Prüfung des angewandten Verfahrens dienen die Reduktion der Gewittertage (Vergleich verschiedener Zeiträume) und ihre Gegenüberstellung mit Blitzzählungen. Eine zusätzliche Kontrolle kann durch die Heranziehung der Blitzzählungen im benachbarten Dänemark erfolgen. In naher Zukunft wird die Verifikation durch Fallstudien in Form von Zeitrafferfilmen durch das Hochschulfilmreferat der FU Berlin durchgeführt, ähnlich wie dies ZICK (1977) für die Darstellung der Land-Seewindeinflüsse auf die Konvektionsbewölkung über Florida tat. Inzwischen ist die Anwendbarkeit der auf dem "University of Virginia Mesoscale Model" basierenden Berliner Arbeit für das norddeutsche Küstengebiet von ROHNER (1977) bestätigt worden. Durch zusätzliche Auswertungen von Radarbeobachtungen, Sferics-Analysen und Thermalbildern könnten die anstehenden Probleme noch näher untersucht werden.

## 2 ERGEBNISSE

Die Abbildungen 1 und 2 beinhalten die "Mittlere Zahl der Gewittertage im Jahr in Schleswig-Holstein" für die Zeiträume 1891/1925 und 1957/76. Die Daten von 1957/76 wurden dankenswerterweise vom Wetteramt Schleswig, DWD, zur Verfügung gestellt. Die Isolinien beider Perioden stimmen prinzipiell überein. Trotz der Inhomogenitäten und der Inkonstanz des Klimas ist eine gute Konformität der Isolinien mit den Küstenumrissen vorhanden. Das bedeutet, daß die Verteilung der Häufigkeit der Gewitter im Jahr vom Land-See-Wind-Regime abhängt. Im Gesamtjahr betrachtet wirken sich auflandige Seewinde stabilisierend und damit gewitterhemmend bzw. -auflösend aus. Der See-Einfluß wächst verständlicherweise mit abnehmender Wassertemperatur. Analog der relativ geringen Gewitterhäufigkeit im westlichen Küstenbereich von England, die als Folge des hohen Tidenhubes und der damit verbundenen niedrigen Temperatur des Oberflächenwassers zu klären ist, müssen auch die niedrigen Werte der Gewittertage und Blitzzahlen im Wattenmeerbereich Nordfrieslands erklärt werden. Der relativ starke Gezeitenhub verursacht auch dort eine starke Durchmischung des warmen Oberflächenwassers mit dem kalten Tiefenwasser, so daß im Jahresdurchschnitt das Wattmeer als Kaltfläche zu betrachten ist. Ablandige Winde können durch den Auftrieb von Kaltwasser den genannten Effekt verstärken. Ebenso verursacht bei westlichen Winden die Lee-wirkung der vorgelagerten Inseln eine deutliche Abschwächung der Cu- und Cb-Bildung. Mit zunehmender Entfernung von der Küste verringert sich vor allem im Bereich von Konvergenzen der stabilisierende Effekt des maritimen Einflusses. Die stärkere Erwärmung der auch orographisch wirksamen sandigen Diluvial-Ablagerung im zentralen Bereich Schleswig-Holsteins erhöht die Labilisierung und damit die Anzahl der Gewittertage und Blitzzahlen. Dasselbe trifft für größere Industrie- und Siedlungsräume zu, deren Wärme-Insel-Effekt sich in einer Verstärkung der Gewittertätigkeit äußert.

Im Hinblick auf Starkniederschläge hat REIDAT (1971) den Wärmeinsel-Effekt Hamburgs überprüft. Den vorliegenden Karten entsprechend ist in analoger Weise die Gewitterhäufung ; im Bereich der Hansestadt zu erklären. Durch eine detaillierte Untersuchung im Microscale könnte mit Sicherheit der stabilisierende Effekt der Elbe (TANCK, 1969) nachgewiesen werden. Als "gewitterfördernd" sind auch die anthropogenen Einflüsse durch die Errichtung von Hochbauten, insbesondere von Funkmasten etc., anzusehen. Diese verursachen selbstverständlich keine Cb-Bildung; sie stimulieren jedoch die Entladungsvorgänge zwischen Erde und Wolken. Auf diese Weise muß die auffallende Zunahme der Gewittertage über Helgoland gedeutet werden. Die den Abbildungen 1 und 2 zugrundeliegende Interpretation wird durch die CIGRE-Blitzzählungen (Abb. 3, 4) gestützt. Aus dem Vergleich der Daten ist zu entnehmen, daß die Gewittertage im zentralen Bereich Schleswig-Holsteins mit höheren Blitzzahlen korrelieren. Eine exakte Berechnung der Korrelationskoeffizienten ist jedoch vorläufig noch nicht möglich. Da die Reichweite der einzelnen Blitzzähler unterschiedlich ist, bedarf es der Umrechnung der Blitzzahlen auf eine Flächeneinheit. Die Durchführung dieser Rechenoperation wird eine relativ genaue Kartendarstellung der Blitzgefährdung erlauben, die eine Beratungsunterlage für Low-Level-Flüge bei instabilen Wetterlagen darstellen würde. Hierzu ist noch eine differenzierte Darstellung für die einzelnen Monate und Tagesstunden notwendig, weil die stabilisierenden und labilisierenden Effekte der Land- und Seewinde von der unterschiedlichen Wärmebilanz der Lithosphäre und Hydrosphäre in der Ein- und Ausstrahlungsphase abhängen.

#### LITERATUR

FISCHER, A.: Auswertung der CIGRE-Blitzzählungen in Schleswig-Holstein und Bayern, ETZ-a Bd. 99, 1978, H.2, S. 72-76

FRÜHAUF, G., AMBERG, H.U.: Ergebnisse von Blitzzählungen in Bayern und Schleswig-Holstein, ETZ-b Bd. 19, 1967, H.17, S. 505-509

HEUSELER, H.: Verteilung der Gewittertage im Raum Berlin und Auswertung der Dahlemer Gewitterbeobachtungen Beil. z. Berl. Wetterkarte SO 31, 1962

PELZ, J.: Die Gewitter im Berliner Raum, Met. Abh. N.F. S.A. Bd I, (1977), H. 3, Inst. f. Met.

REIDAT, R.: Temperatur, Niederschlag, Staub, Deutscher Planungsatlas, Bd VIII, Hamburg, Lief. 7, Hannover 1971

ROHNER, H.: Beschreibung und Übernahme des UVM-Modells sowie eine exemplarische Anwendung auf das norddeutsche Küstengebiet, Dipl.Arbeit. Fachb. Geowissenschaften, FU Berlin (1977)

SCHIRMER, H. in: Klima-Atlas von Schleswig-Holstein, Offenbach, 1967, DWD

TANCK, H.J.: Erfahrungen über das Flugwetter im Küstengebiet der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee, Fachl. Mittl. Jg. 1969, Nr. 148, S. 1-44

ZICK, C.: Einflüsse der Seewindzirkulation auf die konvektive Niederschlagstätigkeit in Florida, Ann. d. Met. N.F. Nr. 12, 1977, S. 138-141

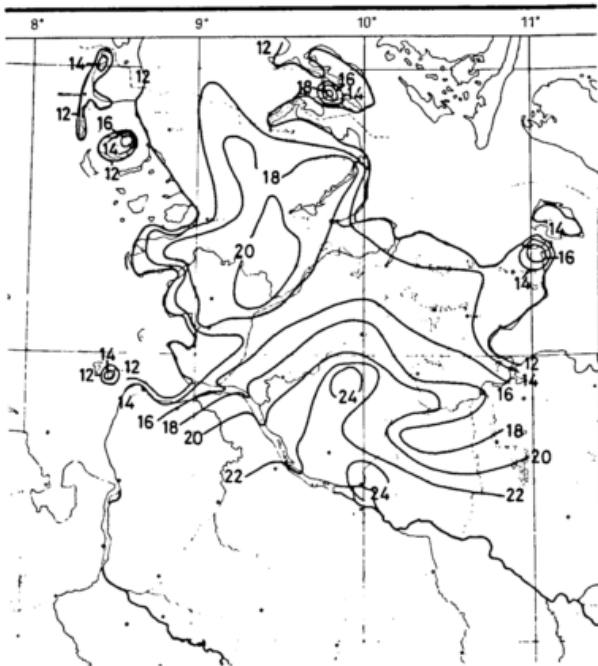


Abb. 1: Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter im Jahr  
Periode vorwiegend 1891-1925

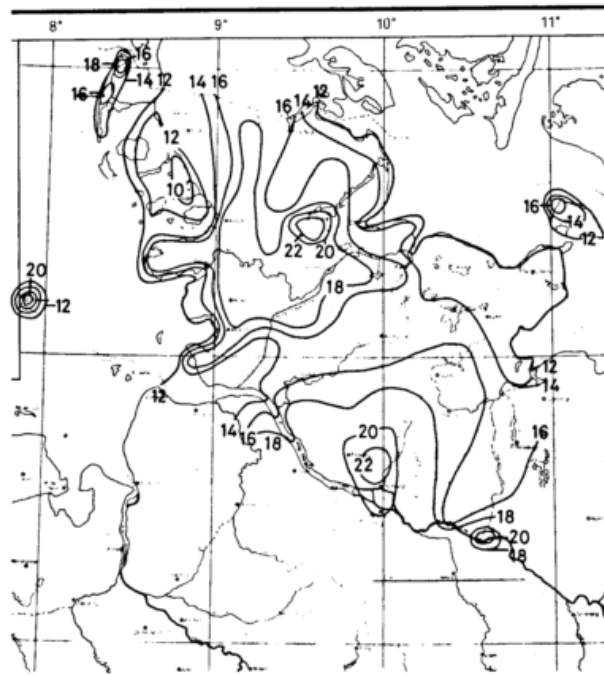


Abb. 2: Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter im Jahr  
Periode 1957 - 1976

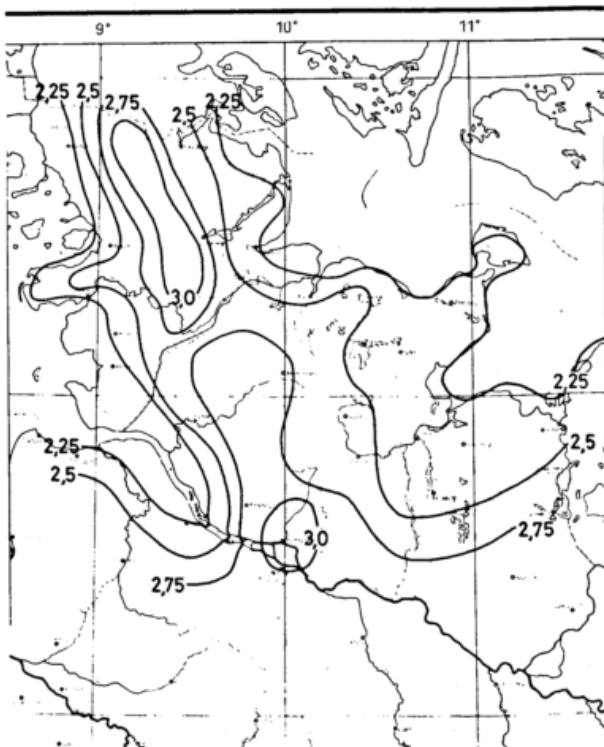


Abb. 3: Mittlere Blitzzahl/km<sup>2</sup>  
Periode 1964 - 1966, Messungen jeweils 1. April - 31. Oktober, Zahlenmaterial von G. Frühauf (1967)

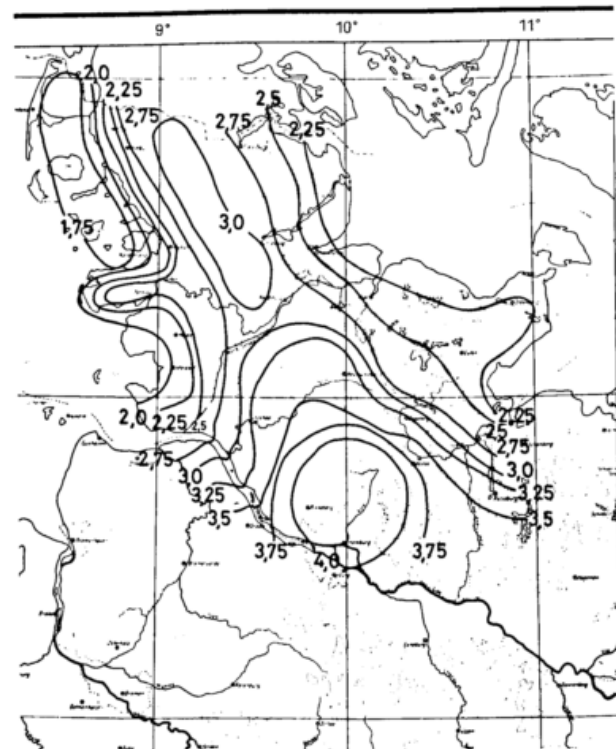


Abb. 4: Mittlere Blitzzahl/km<sup>2</sup>  
Periode 1965 - 1972 ohne 1969 (Ausfall der Messungen) Zahlenmaterial von A. Fischer (1978)

# DIE HYPISOGRAPHISCHE KURVE ALS HILFSMITTEL ZUR FLÄCHENMÄSSIGEN DARSTELLUNG VON WOLKENHÖHEN

Karl Krames

Amt für Wehrgeophysik

Contourlines show in two-dimensional display the absolute or relative area for specific constant heights within a given sector. Plotting cloud heights and other relevant data, extracted from weather reports, will provide an easy tool to decide on the possibility particularly of Low Level Flights.

## 1 PROBLEMSTELLUNG

Die Wolkenhöhenangaben "über Grund" sind für Flugberatungen - insbesondere für Low-Level-Flüge - als praxisbezogene Information zu bezeichnen. In Bereichen mit hoher Reliefenergie bedarf es hierbei differenzierter Angaben, die bei Streckenflügen am instruktivsten durch Flight-Cross-Sections erfolgen. Falls in der "Allgemeinen Luftfahrt" - wie z.B. in der Schweiz - die Routineberatung nur für genau fixierte Flugrouten durchgeführt wird, hängt die Durchführbarkeit eines Sichtfluges häufig von den Bewölkungsverhältnissen in höher gelegenen Streckenabschnitten ab. Schwieriger ist demgegenüber die Einstufung der aus meteorologischen Gründen eingeschränkten Befliegbarkeit eines "AFWA-Gebietes" oder eines "Geophysikalischen Beratungsraumes". Bei den hiermit verbundenen flächenmäßigen Darstellungen der Wolkenhöhen müssen meistens mehrere Cross-Sections zu Hilfe genommen werden. Auf diese Weise lassen sich stereotype Angaben, wie z.B. "hills in clouds", durch exaktere Höhenangaben ersetzen. Zur genauen Fixierung der in den jeweiligen Beratungsarealen aktuell vorhandenen Wolkenhöhen, die neben der Sicht den Colour-State oder die entsprechende Klassifizierung in der Allgemeinen Luftfahrt (closed, marginal, difficult, open) bestimmen, wäre ein zeitraubendes Planimetrieren erforderlich, das in der Praxis unmöglich ist.

Weil jedoch im militärischen Bereich entsprechend den Vorschriften die Termini "isolated, locally, frequent" exakt definiert sind, und weil diese Angabe für die prozentualen Häufigkeiten des Auftretens anderer meteorologischer Elemente benutzt werden, die in einem direkten oder indirekten Zusammenhang mit der Bewölkung stehen - z.B. Niederschlag - wird der Meteorologe gezwungen, den Flächenanteil der Bewölkungsgrade und Wolkenhöhen genau zu berechnen. Dies setzt voraus, daß ihm eine einfache und praktikable Methode zur raschen Ermittlung der notwendigen Daten an die Hand gegeben wird.

## 2 PROBLEMLÖSUNG

In gemeinsamen Erörterungen der oben erläuterten Problematik mit dem Deutschen Wetterdienst, der den naheliegenden Gedanken der "mittleren Geländehöhe" in die Diskussion einbrachte, schlug der Geophysikalische Beratungsdienst der Bundeswehr die Berechnung der "hypsographischen Kurven" für die einzelnen Beratungsgebiete als Alternative vor. Die Begründung wird in erster Linie in der Tatsache gesehen, daß die mittlere Geländehöhe nur in seltenen Grenzfällen mit der häufigsten Geländehöhe identisch ist. Bereits die erste Häufigkeitsdarstellung der Höhen der Lithosphäre im globalen Scale zeigte das auffallende Doppelmaximum, das von WEGENER (1915) als wichtigste Stütze der Drifttheorie angesehen wurde. Berechnet man durch einfache Summation der verschiedenen Höhenstufen der Lithosphäre die hypsographische Kurve (PENCK 1894, WAGNER 1895, KOSSINA 1921), so erkennt man deutlich die Zweiteilung der Erdkruste in das schwerere Substrat der Tiefseeböden, in denen die Sialschollen entsprechend den hydrostatischen Gesetzen vertikale und bei Vorhandensein entsprechender Energien auch horizontale Bewegungen ausführen können. Die Abbildung 1 zeigt deutlich, daß weder das mittlere Krustenniveau noch die mittlere Höhe des Landes mit den häufigsten Werten zusammenfallen. Aus Gründen der endogenen Kräfte der Geologie und der exogenen des Langzeitklimas (Abtragung durch Atmosphärien) ist zu erwarten, daß auch im meso- und mikroskaligen Landschaftsgefüge keine einfache Zufallsverteilung der Höhenstufen vorhanden ist. Eine Gauß-Kurve kann nur bei einer petrographisch homogenen Landschaftsstruktur erwartet werden. Der heterogene Aufbau der Lithosphäre führt mehr noch als jener der Atmosphäre zu Diskontinuitäten, die sich durch ungleichmäßige Höhenverteilungen äußern.

Für die Fragen der Wolkenbildung ist die Höhenlage einer Landschaft als Basis für die Höhe der Kondensation durch Konvektion von dominierender Bedeutung. Dasselbe trifft

in differenzierter Weise auch für Wolkenbildungen durch Hebung zu. Dies bedeutet, daß bei bevorzugten Geländehöhen auch bevorzugte Wolkenhöhen über Grund vorhanden sein müssen. Die von BERG (1934), SKIERLO (1940), de BARY et al. (1960) gewonnenen Ergebnisse der Wolkenstockwerk-Untersuchungen müssen deshalb in einen kausalen Zusammenhang mit der für Deutschland berechneten hypsographischen Kurve gebracht werden, Abbildung 2. Als Grundlage diente hierbei das Zahlenmaterial der "Karte der mittleren Höhen von Zentraleuropa", die SCHLEUSENER (1959) für Geländereduktionen der Pendel- und Drehwaagenmessungen benutzt hat. Die mittleren Höhen unterschiedlich großer Felder (4 - 32 km<sup>2</sup>) wurden durch Mehrfachschätzungen bestimmt und weisen deshalb subjektive Fehler auf, die durch Glättungsverfahren aus der hypsographischen Kurve eliminiert wurden. Bemerkenswert sind die bevorzugten Geländehöhen oberhalb von 50, 280 und 430 m über NN. Als potentielle Bezugsflächen für Wolkenhöhen haben die genannten Niveaus eine klimatologische Bedeutung. Für Flugberatungen müssen allerdings die hypsographischen Kurven für kleinere Räume berechnet werden. Amt für Wehrgeophysik hat mit Hilfe der Geländedatenbank Topographie, in der die maximalen Höhen sehr kleiner Rasterelemente (100 x 150 m) gespeichert sind, die Kurven für mehrere AFWA-Gebiete ermitteln lassen (Abb. 2). In diesem mesoskaligen Bereich kann man die Wolkenuntergrenze als Horizontale eintragen. Auf diese Weise erhält der Berater einen Überblick über die unterschiedlichen Wolkenhöhen über Grund im jeweiligen Beratungsraum, die nun nur noch von der hypsographischen Kurve abhängen. Die Berechnung einer hypsographischen Kurve für den Nationalpark Berchtesgaden (ENDERS, 1979) ist in Abbildung 2 enthalten. Der benutzte Raster (200 x 200 m) gestattet sehr detaillierte Aussagen über die Beziehungen zwischen Topographie und Lokalklima.

### 3 KRITIK

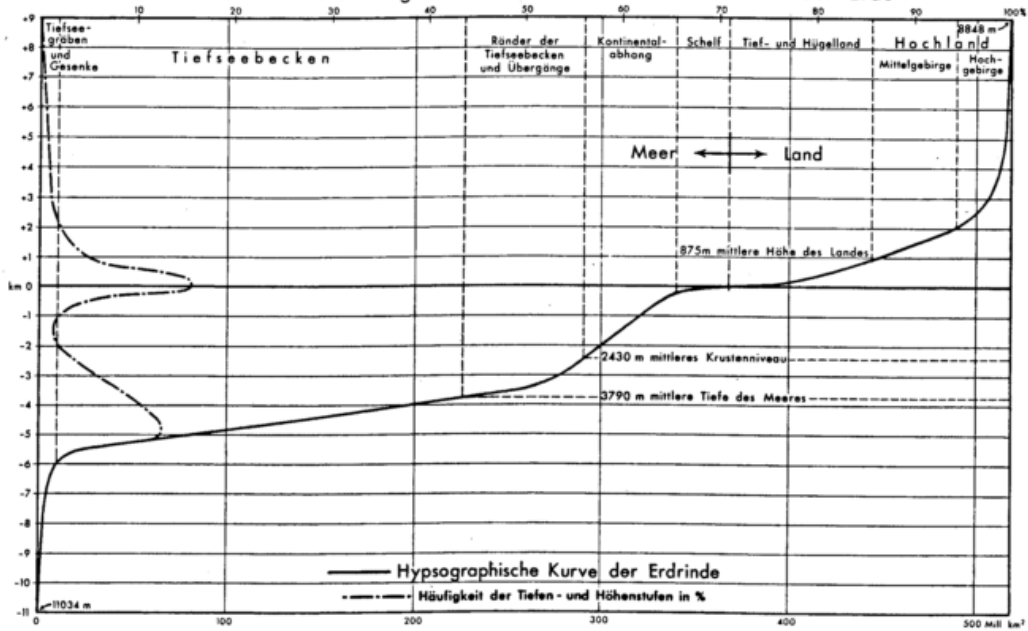
Gegen das erläuterte Verfahren könnte eingewandt werden, daß Luv- und Leephänomene den Bewölkungsgrad und die Wolkenhöhe modifizieren. Dieser Effekt läßt sich jedoch mit Hilfe von Luv- und Leekarten entsprechend den verschiedenen Wetterlagen quantifizieren. Im übrigen ist es möglich, mit Hilfe der Geländedatenbank auch für sehr kleine Naturfelder die hypsographischen Kurven zu berechnen, so daß zwischen Stau- und Leebereichen unterschieden werden kann. Als Basis würde sich hierfür die Karte der "Naturräumlichen Gliederung Deutschlands" (1 : 200 000) von MEYNEN (1960) eignen. Die hypsographische Kurve verliert ihren Sinn, wenn sie sich in Bereichen mit geringer Reliefenergie der Horizontalen nähert. Bei der Reduktion auf nur einige wenige Rasterelemente ist schon aus Zeit-

gründen das erläuterte Verfahren für die Flugwetterberatung nicht mehr anwendbar. Der für die Auswertung der geophysikalischen Eingaben in eine digitale Geländedatenbank erforderliche Rechenaufwand kann nur noch mit Hilfe der EDV bewältigt werden. Die anstehenden Probleme hat UHLIG (1978) erläutert; er betont, daß in absehbarer Zukunft die optimale Flugwetter-Beratung in der rechnergestützten Ermittlung jener "Ketten von Naturfeldern" bestehen wird, welche die günstigsten Flugwetterverhältnisse aufweisen.

### LITERATUR

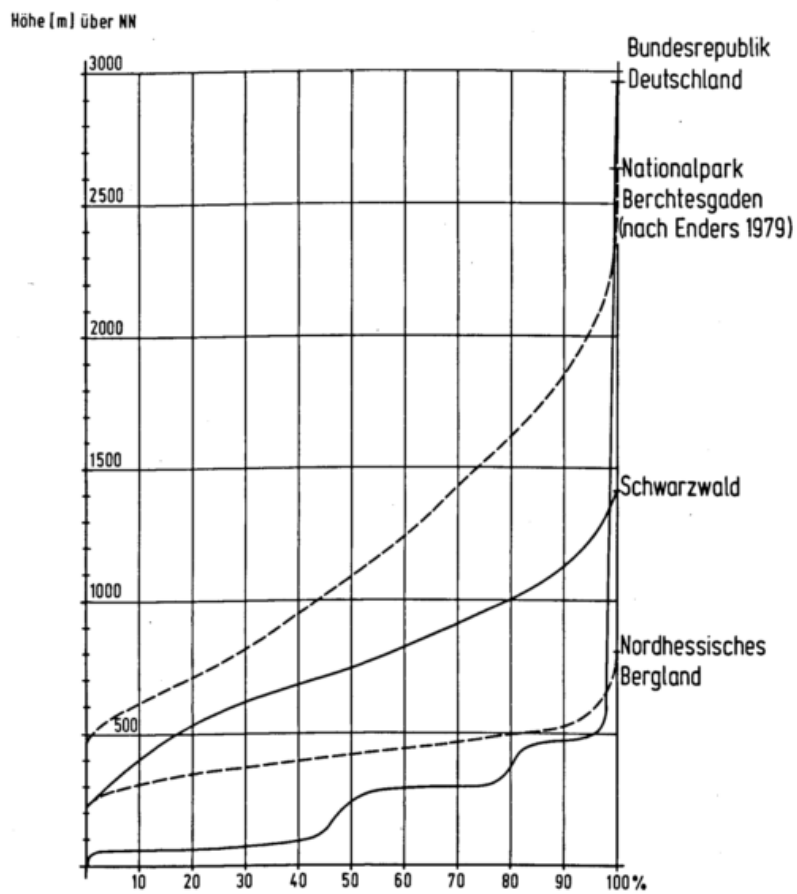
- BARY de, E., MÖLLER, F.: Die mittlere vertikale Verteilung von Wolken in Abhängigkeit von der Wetterlage, Ber. des DWD Nr. 67, Bd. 9, 1960, S. 1-28
- BERG, H.: Ergebnisse und Kritik von Wolkenmessungen an europäischen Wetterflugstellen, Beitr. z. Physik d. fr. Atm. 21, 1934, S. 75-91
- ENDERS, G.: Theoretische Topoklimatologie, Nationalpark Berchtesgaden Dissertation Fachber. Physik Uni München, 1979
- KOSSINA, E.: 1921, Die Tiefen des Weltmeeres, Veröff. d. Inst. f. Meereskunde, N.F.A. H.9
- MEYNEN, E. et al.: Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Veröff. d. Inst. für Landeskunde, Bad Godesberg, 1960
- PENCK, A.: Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894
- SCHLEUSENER, A.: Karte der mittleren Höhen von Zentraleuropa, Mitt. Nr. 31 d. Inst. f. Angew. Geodäsie, Abt. II des Deutschen Geodät. Forsch. Inst. Frankfurt a.M., 1959
- SKIERLO, U.: Statistische Bearbeitung der Wolkenmessungen ausgewählter europäischer Wetterflugstellen, Forsch. u. Erf. Ber. des RWD, R.A, Nr. 3, 1940, S. 5-39
- UHLIG, S.: Geophysikalische Eingaben in digitale Geländedatenbanken, Fachl. Mitt. GeophysBDBw, Nr. 187 (1978), S. 209-219
- WAGNER, H.: Das Areal der Landflächen und die mittlere Erhebung der Erdkruste, Gerl. Beitr. z. Geophysik II, S. 667-772, 1895
- WEGENER, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Braunschweig; 1915

Abb. 1 Statistische Darstellung der Höhen- und Tiefenverhältnisse der Erde



aus Dietrich G. Allgemeine Meereskunde, Berlin 1957

Abb.2 Hypsographische Kurven



JÜRGEN LAMSFUSS

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Abteilung Klimatologie  
Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main

Im Weltklimaprogramm, in allen nationalen Programmen sowie im EG-Klimaprogramm wurde die Bedeutung der Bearbeitung historischer Wetterbeobachtungen dokumentiert. Aus dem deutschen Raum sind inzwischen zahlreiche Wetteraufzeichnungen und Aufzeichnungen "parameteorologischer" Phänomene verfügbar. Für gesicherte statistische Aussagen zur klimatischen Vergangenheit, insbesondere zur großräumlichen Analyse, ist es dringend erforderlich, die inzwischen in mehreren europäischen Ländern angelaufenen und geplanten Aktivitäten zur Rekonstruktion vergangener Klimaverhältnisse durch Bearbeitung des verfügbaren Beobachtungsmaterials zu unterstützen. Hierbei sind viele Schwierigkeiten zu überwinden. Bei angemessener kritischer Bearbeitung bieten sich dennoch vielversprechende Möglichkeiten zu einer sinnvollen Auswertung.

## 1 EINLEITUNG

Der mitteleuropäische, insbesondere der deutsche Raum, weist ein ungewöhnlich reiches Erbe an Witterungsbeobachtungen und Aufzeichnungen aus der vorinstrumentellen Epoche (vor 1700) auf. Hierunter sind uns von wissenschaftlich hochqualifizierten Persönlichkeiten auch mehrere Werke erhalten geblieben, die neben den reinen Witterungsbeobachtungen außerordentlich interessante historische, vor allem kulturgeschichtliche Aspekte aufweisen. Daneben gewähren sie einen umfassenden Einblick in den damaligen Wissensstand im Bereich der Naturwissenschaften und in die Entwicklungsgeschichte der Meteorologie in Mitteleuropa (SWANTES; LAMSFUSS, 1980).

## 2 BEDEUTUNG HISTORISCHER BEOBACHTUNGEN

Alte Witterungsbeobachtungen wurden lange Zeit als eine Kuriosität abqualifiziert. Erst auf der Weltklimakonferenz (1979) und im daraus hervorgegangenen Weltklimaprogramm der WMO dokumentierte man erstmals auf internationaler Ebene die Wichtigkeit der Bearbeitung historischer Beobachtungen für die Erweiterung der Datenbasis (WMO, 1980). Um auf dieser Grundlage eine gründliche Beratung über zukünftige Klimatendenzen geben zu können, ist es dringend notwendig, die Forschung mit dem Ziel der Rekonstruktion vergangener Klimaverhältnisse fortzusetzen. Die Darstellung der klimatischen Vergangenheit wird zudem gebraucht, um theoretische Modelle für die Spezifizierung der Prozesse, die Klima produzieren und Schwankungen und Änderungen verursachen, zu testen, zu kalibrieren und zu verbessern. Die alleinige Auswertung von modernen Messungen mag zwar genaue Ergebnisse erbringen, damit ist jedoch nicht der Bedarf an Beobachtung langfristiger Prozesse gedeckt, die Jahrzehnte oder Jahrhunderte bis zu ihrem Abschluß dauern; auch diese haben einschneidende Phasen, wenn abrupte Veränderungen eintreten. In-

zwischen wurde in allen bis heute verabschiedeten, zur Entscheidung anstehenden und noch im Entwurf befindlichen nationalen Programmen die Bedeutung historischer Daten ebenso dokumentiert wie im Programm "Klimatologie" der EG.

## 3 DERZEITIGER STAND

Bisher bestehende Arbeitsgruppen und Institute in Europa, die sich mit der Rekonstruktion vergangener Klimaverhältnisse befassen, widmen sich vorrangig der Erforschung des Paläoklimas anhand natürlicher Funde, wobei sie sich der vielfältigen Methoden der Paläoklimatologie bedienen. Historische Beobachtungen und Aufzeichnungen dagegen werden bisher nur selten von kleinen Gruppen, meist von einzelnen Wissenschaftlern bearbeitet. Lediglich ein Wissenschaftlerteam im UK, die Climate Research Unit an der Universität von East Anglia widmet sich fast vollständig der Rekonstruktion vergangener Klimazustände.

## 4 DIE QUELLEN

Die Fähigkeit, die Witterungsverhältnisse der Vergangenheit zusammenzustellen und davon die damaligen atmosphärischen Zirkulationssysteme abzuleiten, läßt sich auch über den Zeitpunkt der Erfindung meteorologischer Instrumente hinaus zurück in die Vergangenheit übertragen, und zwar durch angemessene und kritische Verwendung von

- (1) Wetterchroniken,
- (2) beschreibenden Berichten über das Wetter (in erster Linie auffällige Ereignisse) und über den allgemeinen Charakter bestimmter Jahreszeiten,
- (3) Aufzeichnungen über "parameteorologische" Phänomene (z. B. ausgedörrter oder überschwemmter Boden, gefrorene Flüsse etc.).

Viele der bereits von HELLMANN (1926, 1927) erfaßten Aufzeichnungen gingen in den Kriegswirren verloren; andere, auch bisher unbekannte, tauchen hin und wieder in Antiquariatskatalogen und

Museumsarchiven auf; viele Archive bedürfen noch diesbezüglicher "Durchforstung".

Aus dem deutschen Raum und den angrenzenden Gebieten sind inzwischen zahlreiche, meist handschriftlich in Mittellatein verfaßte Aufzeichnungen von Wetterbeobachtungen der vorinstrumentellen Epoche verfügbar, die teilweise nahezu lückenlos über mehrere Jahrzehnte vorgenommen wurden und einen genaueren Einblick in die Klimaverhältnisse zurück bis ins 16. Jahrhundert ermöglichen. Daneben existieren Berichte über katastrophale Witterungsverhältnisse, Überschwemmungen, Fröste, Ernteschäden etc.

## 5 MÖGLICHKEITEN ZUR BEARBEITUNG

Bei der Analyse der verfügbaren Berichte ergeben sich hinsichtlich der Repräsentanz vielerlei Schwierigkeiten. Neben dem Problem der zeitlichen und räumlichen Heterogenität (teilweise gute Überdeckung, teils große Lücken), liegt der größte Mangel von mittelalterlichen Annalen und Chroniken als Lieferanten von Wetterinformationen darin, daß man die Aufmerksamkeit mehr den ungewöhnlichen und extremen Wetterbedingungen und -auswirkungen widmete. Eine wissenschaftliche Bearbeitung dieser Berichte muß daher diesen Charakteristika Rechnung tragen. Als besonders zuverlässig für die Erfassung der damaligen Witterung erwiesen sich bisher bei der jahreszeitlichen Analyse dieser Chroniken folgende Indikatoren (LAMB, 1977), deren Auswirkungen auf Landschaft und Landwirtschaft wahrscheinlich in allen wichtigen Fällen überliefert sind:

- (1) Milde oder strenge Winter  
Identifizierungsmerkmale für milde Winter u. a.:  
Regen, Überschwemmungen, Gewitter, anomale Pflanzenblüte  
für strenge Winter u. a.:  
gefrorene Wasserwege, viele Arten von Mangel und Zerstörung
- (2) Verregnete oder trockene Sommer  
Identifizierungsmerkmale für verregnete Sommer u. a.:  
Überschwemmungen, Mißernten  
für trockene Sommer u. a.:  
ausgedörrter Boden, abnehmende Flüsse, für gewöhnlich gute Getreideernten, besonders häufige Waldbrände  
Am sichersten läßt sich der Niederschlagscharakter eines Sommers entnehmen.

Für die Erstellung langer Reihen erscheint es sicherer, die "parameteorologischen" Beweise zu berücksichtigen, die den integrierten Effekt einer ganzen ausgeprägten Jahreszeit wiederspiegeln, als die mitunter spärlichen Berichte selbst. Im 20. Jahrhundert jedoch werden z. B. die Wasserstände von Flüssen und Seen, die früher brauchbare Indikatoren für das Wetter waren, in zunehmendem Maße durch menschliche Eingriffe beeinflußt. Man kann nun durch Entwicklung grober Indizes (LAMB, 1977), verwendbar für Jahresgruppen von nicht weniger als 10 Jahren, viele Schwierigkeiten und Unsicherheiten eliminieren (z. B. verschiedene Beobach-

tungshäufigkeiten unbeschadet des Wettercharakters, das Kalenderproblem, exakte Jahresdatierung eines Berichtes etc.).

Bei der Bearbeitung von Augenbeobachtungen muß man natürlich flexibler vorgehen als bei den heutigen, durch Beobachteranleitungen geregelten Daten. So gibt es z. B. zur Festlegung der Begriffe "kalt", "warm" und "heiß" keine Schwellenwerte, sie unterliegen vielmehr dem jahreszeitlich wechselnden Temperaturempfinden. Demgegenüber ist i. a. die Aufzeichnung der Niederschläge als relativ zuverlässig zu betrachten.

Für die Auswertung dieser Beobachtungen bietet sich im einzelnen an (und wurde auch teilweise u. a. von FLOHN (1979) schon mit Erfolg durchgeführt):

- (1) Die Möglichkeit einer Abschätzung der Wintertemperatur aus dem Anteil der Schneefälle an der Niederschlagshäufigkeit. Der Fehler läßt sich durch statistische Verbesserungsverfahren herabsetzen (z. B. Berücksichtigung von antizyklonalen Kälte-, bzw. Schneedeckenperioden).
- (2) Die Möglichkeit einer Abschätzung der Sommertemperatur (wenn auch mit größerer Streuung) aus einer negativen Korrelation mit der Regenhäufigkeit.
- (3) Die Untersuchung nasser, relativ trockener und extremer (Dürre-) Sommer anhand der Niederschlagshäufigkeit, die zu ermitteln allerdings geeignete Korrekturverfahren angewandt werden müssen.
- (4) Die Bestimmung des mittleren Datums vom ersten und letzten Schneefall sowie die Bestimmung der schneefallfreien Zeit aus den Schneefalldaten (Beurteilung zeitlicher Verschiebung gegenüber Vergleichsdaten).

## 6 NOTWENDIGKEIT ZUR ZUSAMMENARBEIT

Es wurde bisher niemals der Versuch unternommen, das gesamte zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial zur Rekonstruktion der mitteleuropäischen Klimaverhältnisse bestimmter Zeitabschnitte zu verwenden.

Für gesicherte statistische Aussagen, insbesondere zur großräumlichen Analyse, ist es dringend erforderlich, die inzwischen in mehreren europäischen Ländern laufenden und geplanten Aktivitäten in diesem Bereich durch Bearbeitung des in der Bundesrepublik Deutschland verfügbaren Materials zu unterstützen. Hier bietet sich die Möglichkeit einer über die Grenzen hinausgehenden abgestimmten Arbeitsteilung und Zusammenarbeit, bei der jeder von den Erfahrungen des anderen profitieren kann.

Mit der Sammlung und Bearbeitung der bisher von KLEMM (1973, 1976, 1979) standortmäßig erfaßten Aufzeichnungen (in kopierter Form) wurde bereits vor einem Jahr begonnen.

Außerdem wurden Kontakte für eine diesbezügliche Sichtung privater und öffentlicher Archive, größtenteils Museumsarchive, geknüpft.

Für die an einer Weiterverarbeitung Interessierten wurde eine vorläufige, ständig fortzuschreibende Übersicht sowohl in Karten-



# OPTIMALE NETZDICHTEN FÜR ATMOSPHÄRISCHE BEOBACHTUNGEN

Grundlegende Betrachtungen ihrer Existenz und Ermittlung

Walter Fett

Institut für Wasser-, Boden- und Lufthygiene des Bundesgesundheitsamtes Berlin

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Diskussion der optimalen Netzdicke setzt eine objektive Beschreibung der Informationszunahme bei Netzverdichtung voraus. Hierfür geeignete Maßzahlen werden für raumkorrelierte Ereignisse theoretisch-statistisch abgeleitet. Das Verfahren wird bei einem großräumigen dichten Beobachtungsnetz auf den Fall des Starkniederschlages, bei einem städtischen Netz auf Überschreitungsfälle von Luftschadstoffwerten angewandt, wobei beträchtliche Redundanzen aufgezeigt werden.

## ABSTRACT

The discussion about the optimal density of network implies an objective description of the increase of information concerning the solidification of network. Suited statistical parameter are derived in a theoretical-statistical manner for space-correlated events. The procedure is applied to the case of heavy precipitation in a longerange dense recording network and to cases of excess of air pollutant measures in an urban network. Considerable redundancies are resulting from this.

Eine optimale Netzdicke läßt sich nur auf der Basis einer Nutzen-Aufwand-Analyse erfragen. Die Ermittlung setzt die Lösung zweier grundverschiedener Probleme voraus:

1. Quantifizierung der meteorologischen Information in Abhängigkeit von der Netzdicke;
2. Definierung einer optimierbaren Bewertungsfunktion für den Vollständigkeitsgrad der meteorologischen Information in Abhängigkeit vom Aufwand.

Die Informationsquantifizierung läßt sich für Fallbetrachtungen grundsätzlich lösen, wenn auch praktisch meist erst nach Vorliegen ausreichenden Datenmaterials. Die Lösung des zweiten Problems, insbesondere die Optimierbarkeit, hängt von der Nichtlinearität der Funktionsverläufe ab und ist zudem meist von Wertsetzungen abhängig, die auf Konventionen beruhen bleiben müssen. Erleichtert wird eine Optimierung in dem Maße, wie die beobachtenden Ereignisse in zellularem Zusammenhang auftreten bzw. variieren.

Zur Quantifizierung der Information werden für atmosphärische Ereignisfälle theoretisch-statistische Maßzahlen abgeleitet und zwecks Beschreibung des Informationszuwachses bei Netzverdichtung eingeführt. Analog zu einer von BARTELS auf Zeitfunktionen angewandten Betrachtungsweise wird hier die 'effektive Anzahl identischer Ereignisse'  $\xi(n)$  eingeführt. Wenn  $n$  die tägliche Anzahl der das Ereignis beobachtenden Stationen ist, dann ist  $\xi(n)$  das Verhältnis der beobachteten Varianz  $s^2$  von  $n$  zu der bei Zufallsverteilung zu erwartenden Varianz  $\lambda^2$ . Existiert eine hinreichende räumliche Bindung der Ereigniseintritte, was sich durch ein  $\epsilon \gg 1$  markiert, so läßt sich der Erfassungsgrad je nach Stationsdicke angeben.

Am Beispiel des Starkniederschlags in Deutschland wird auf diese Weise der statistische Informationszuwachs bei Netzverdichtung objek-

tiv ermittelt und in eine Bewertungsfunktion eingebracht, deren Optimierbarkeit diskutiert wird. Abbildung 1 demonstriert, daß der Starkniederschlagsfall in Norddeutschland bereits mit knapp 50 Stationen (entsprechend 100 km Maschenweite) statistisch hinreichend erfaßt wäre.

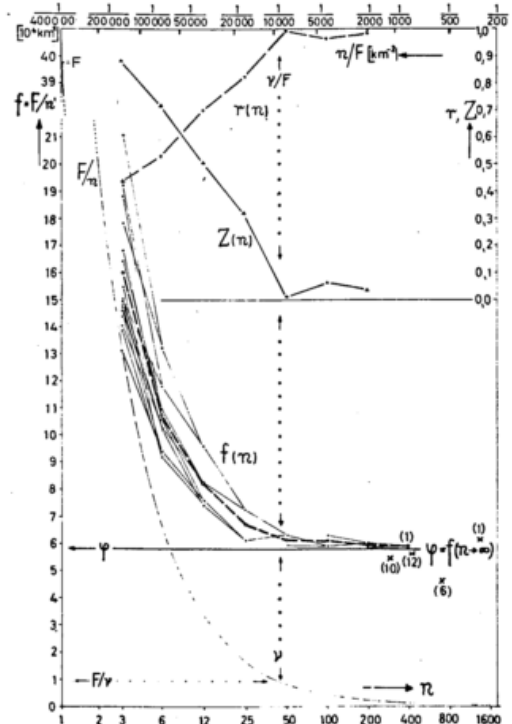


Abb. 1: Ereignisfall = Niederschlag  $\geq 10,0$ mm/d in Norddeutschland 1903;  $r(n)$  = Korrelationskoeffizient zwischen zwei sich durchdringenden  $n$ -Stationen-Netzen,  $Z(n)$  = statistischer Informationszuwachs bei Stationszahlverdoppelung,  $f(n)$  = effektive Repräsentanzfläche

In einem weiteren Beispiel werden spezielle Aussagen des Berliner  $\text{SO}_2$ -Überwachungsnetzes in Abhängigkeit von der Stationsdichte betrachtet. Anhand Abbildung 2 wird deutlich, daß die Fälle einer Jahresmittelwert- bzw. 95-Perzentil-Überschreitung des  $\text{SO}_2$ -Gehalts auch mit mehr als den verwendeten 32 Stationen (Maschenweite 4 km) nicht informationsreicher erfaßt werden könnten. Mit nur einer einzigen Station wird im Mittel bereits die Hälfte der maximal durch Fallauszählung erzielbaren Information beschrieben.

#### LITERATUR

FETT, W.:

Statistische Erfassung der Zellengröße atmosphärischer Ereignisse und der Repräsentanz der Meßnetze. Annalen d. Meteor.N.F.4(1969), S. 256-260.

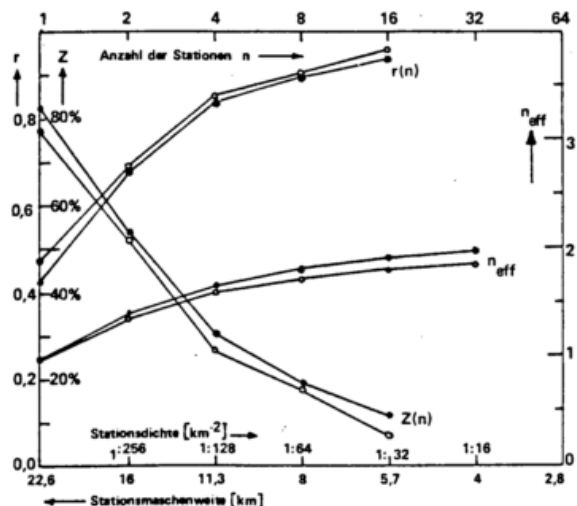


Abb. 2: Ereignisfall = Tag mit Überschreitung des Jahresmittelwertes (o) bzw. 95-Perzentils (•) des  $\text{SO}_2$ -Gehaltes im Berliner Überwachungsnetz.  $n_{\text{eff}}$  = äquivalente Anzahl unabhängig messender Stationen. Übrige Bezeichnungen siehe Legende zu Abb. 1.

DIE RÄUMLICHE VERTEILUNG DER BEOBACHTUNGSSTATIONEN IN DER BUNDES-  
REPUBLIK DEUTSCHLAND, IHRE NICHTBESETZUNG WÄHREND DER NACHT  
SOWIE AN SONN- UND FEIERTAGEN UND DIE DARAUS RESULTIERENDE  
PROBLEMATIK BEI VFR-BERATUNGEN

Volkmar Kant

Amt für Wehrgeophysik

The reduction of observation stations during the night, sundays and holidays does cause important problems for requested flight weather briefings.

### 1 EINLEITUNG

Mit etwa 4 Mio. Flügen pro Jahr hat die Bundesrepublik Deutschland den dichtesten Luftverkehr der Erde zu verkraften. Eine besondere Stellung unter den VFR-Flügen (Sichtflug) nehmen die Einsätze der Deutschen Luftrettung ein. Sie werden am Tage sowohl von Zivil- als auch von Militärhubschraubern, in der Nacht ausschließlich von Hubschraubern der Bundeswehr, vereinzelt auch der NATO, durchgeführt.

### 2 VERTEILUNG DER BEOBACHTUNGSSTATIONEN

Die Anzahl der Wetterbeobachtungsstellen in der Bundesrepublik Deutschland wird nach amtlichen Unterlagen mit 244 angegeben: 143 Stationen des DWD, 61 Stationen des GeophysBDBw und 40 Stationen der NATO-Staaten. Abbildung 1 zeigt, daß alle geographischen Räume gut abgedeckt sind, und daß für den erfahrenen Meteorologen keine wesentlichen, auf Mangel an Beobachtungsdaten beruhende Probleme bei den Flugwetterberatungen auftreten dürften. Daß aber tatsächlich zu bestimmten Zeiten extrem hohe Anforderungen an sein fachliches Wissen gestellt werden und daß er dabei teilweise überfordert wird, soll nachstehend dargestellt werden.

### 3 PROBLEME BEI VFR-BERATUNGEN IN DER NACHT

Von den 244 Stationen melden nur 78 täglich jede Stunde von 0000 Z bis 2400 Z; dazu kommen noch 14 automatische Stationen. Die Stationsverteilung in Abbildung 2 zeigt, daß dann einzelne Landschaftsräume über längere Zeitspannen hinweg nur ungenügend abgedeckt sind und daß für eine gute Flugwetterberatung somit nur noch sehr dürftiges Meldgut vorliegt, zumal etwa 10 % dieser 92 Stationen aus technischen oder personellen Gründen häufig ausfallen. Die automatischen Stationen arbeiten bei kritischen Wetterlagen (Sichten um 5 km) nicht zuverlässig. Das bedeutet, daß in der Zeit zwischen ca. 2200 Z und 0300 Z nur etwa 80 Beobachtungsstationen inklusive

automatischer Stationen zur Verfügung stehen. Besondere Schwierigkeiten treten bei einer nächtlichen Flugberatung auf; denn die Piloten der Rettungshubschrauber verlangen präzise Angaben über die zu erwartenden Minimum-Sichten und Wolkenuntergrenzen, da die Einsätze häufig Außenlandungen beinhalten. Es kommt nicht selten vor, daß Einsatzflüge aus Wettergründen abgebrochen werden müssen, obwohl nach den vorliegenden Meldungen und Interpretationen der synoptischen Lage alle Chancen für eine Durchführung gegeben waren. Die Frage, ob durch den Abbruch eines solchen Einsatzes und Umdisponierung auf andere Rettungsmittel die Hilfe für die in Lebensgefahr schwebenden Personen zu spät kam, ist für die beratenden Organe oft belastend. Es stellt sich die Frage, ob nicht im Sinne einer optimal arbeitenden Luftrettung das Beobachtungsnetz in der Nacht verdichtet werden könnte, zumindest in den Gegenden, wo z.Zt. nur 2 bis 3 Stationen Wetterinformationen absetzen, die für eine riesige Fläche repräsentativ sein sollen.



Abb. 1: Maximale Verteilung der Wetter-  
beobachtungsstationen in der  
Bundesrepublik Deutschland am  
Tage (A = automatische Stationen)



Abb. 2: Maximale Verteilung der Wetter-  
beobachtungsstationen in der  
Bundesrepublik Deutschland zwi-  
schen 2200 Z und 0300 Z, sowie  
an Sonn- und Feiertagen

## DIGITALE RADARBILDER IM SCHWEIZERISCHEN WETTERDIENST

Jürg Joss

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti, Schweiz

### Zusammenfassung, Abstract

Das erste der beiden digitalen Wetterradargeräte nahm seinen Betrieb im Oktober 1977 auf La Dôle (1675 m/M) bei Genf auf, das zweite im März 1979 auf dem Albis (893 m/M) bei Zürich. Sie wurden von Electronic Enterprise Corporation in Alabama USA gebaut, wo ebenfalls die Programmierung für die Datenauswertung nach unseren Spezifikationen erfolgte. Computergesteuert tastet jedes Radargerät während 10 Minuten, gestuft über 19 Antennenelevationen, das Wettergeschehen im Umkreis von 230 km bis auf 12 km Höhe ab. Der Rechner erstellt daraus ein dreidimensionales Bild, welches aus Grund-, Auf- und Seitenriss besteht. Ein spezieller Algorithmus wurde entwickelt, der die Behandlung von Problemen betreffend Bodenechos sowie Interpolationen in radartoten Räumen erlaubt. Für die Benutzer können die Bilder auf einem Farbfernseherschirm dargestellt oder mit einem Faksimilegerät aufgezeichnet werden. Im Rahmen des Projektes DISAT (digitale Satelliten- und Radarbildverarbeitung) ist für die Jahre 1980-82 geplant, Bildkombinationen "Radar La Dôle"/"Radar Albis" sowie Überlagerungen mit Satelliten- und ANETZ-Daten schrittweise zu realisieren.

In October 1977, the first of two weather radars, planned to replace the ones installed in 1961, became operational on La Dôle (1675 m) close to Geneva, the second one in March 1979 on Albis (893 m) close to Zurich. The radars were built by Electronic Enterprise Corporation in Alabama USA, who also wrote the software according to our specifications. Each radar scans under computer control every 10 minutes a full volume scan retaining the information of 19 antenna elevations up to a distance of 230 km and a height of 12 km. The computer calculates a three dimensional picture containing groundplan, front- and sideview. A special algorithm was developed to take care of ground clutter and interpolation in dead zones. The results may be presented on color TV or on a facsimile recorder. In the project DISAT (treatment of digital satellite- and radar data) it is planned to combine the data of the two radars and to superimpose results from meteorological satellites and from automatic weather stations.

### 1 BILDINHALT

Das Radarbild soll einen Überblick über die gesamte, dreidimensionale Niederschlagssituation geben. Darum besteht es aus Grund-, Auf- und Seitenriss. Dabei enthalten die Risse Projektionen der maximalen Echointensität. Dies bedeutet, dass aus allen in der betreffenden Projektionsrichtung liegenden Raumelementen das Intensitätsmaximum bestimmt und im entsprechenden Riss als Punktintensität abgebildet wird. Dieses Verfahren besitzt den Vorteil, dass Ort, Höhe, Ausdehnung und Intensität der stärksten Wettererscheinungen sicher abgebildet und sofort erkannt werden können. Dies war mit den konventionellen PPI- und RHI-Radarbildern nicht einfach, indem dort die Gefahr bestand, dass sich der Beobachter auf die Verfolgung einer Gewitterzelle in einem bestimmten Horizontal- oder Vertikalschnitt konzentrierte und dabei übersah, dass sich daneben oder darunter eine viel stärkere Zelle neu entwickelte.

Ein Radarbild enthält total 256 Zeilen zu je 320 Bildpunkten. Darin sind Grund-, Auf- und Seitenriss sowie Zusatzinformationen inbegriffen. In einem Bildpunkt im Grundriss wird die maximale Intensität einer vertikalen Säule mit  $2 \times 2 \text{ km}^2$  Grundfläche und 12 km Höhe dargestellt. Mit  $200 \times 215$  Punkten entspricht der Grundriss damit

einer Fläche von  $400 \times 430 \text{ km}^2$ . Auf- und Seitenriss geben die Horizontalprojektionen der Echos bis zu einer Höhe von 12 km wieder. Die vertikale Auflösung beträgt dabei 1 km, wobei zur besseren Übersicht die Vertikalausdehnung 6-fach überhöht ist. Ein Bildpunkt im Auf- oder Seitenriss entspricht damit der maximalen Intensität in einer horizontalen Säule von  $2 \times 1 \text{ km}^2$  Querschnittfläche (vertikal) und 400 km Länge Ost/West im Seitenriss, bzw. von 430 km Länge Nord/Süd im Aufriss.

Die Echointensität wird zur Darstellung in sieben logarithmische Stufen von kleiner als 0,3 mm/h bis grösser 100 mm/h unterteilt. Dies hat sich im operationellen Betrieb in Anbetracht der grossen örtlichen und zeitlichen Variabilität der Niederschläge als genügend fein erwiesen. Nicht selten fassen sogar die Benutzer benachbarte Intensitätsstufen zusammen, um ein einfacher interpretierbares Bild zu erhalten. Dank der Flexibilität der Darstellungsgeräte können Anzahl und Farbe der Stufen an Schaltern innerhalb der sieben möglichen Bereiche frei gewählt werden.

Zur Codierung der sieben Intensitätsstufen werden drei Bit pro Bildpunkt benötigt. Total aber werden pro Bildpunkt vier Bit übertragen. Das vierte Bit gibt an, ob der betreffende Bildpunkt

in einer niederschlagsfreien Situation Echos von Festzielen (Berge, Streuung an Gebäuden oder an Unregelmässigkeiten des Bodens) erhalten hat. Der Beobachter kann sich dank dieser Zusatzinformation durch Bedienen eines Schalters warnen lassen, in welchen Gebieten er nichts aussagen kann.

Zusätzlich zur Niederschlagsinformation enthält das Bild neben Datum, Zeit und gewählter Farbzurordnung zu den sieben Intensitätsstufen auch die Landesgrenzen und das Gewässernetz, so dass sich der Beobachter leicht im Bild zurechtfinden kann.

## 2 DATENVERARBEITUNG UND -UEBERTRAGUNG

Ein Rohbild enthält ca  $10^9$  Bit Information in Polarkoordinatenform. Dies entspricht den gesamten ANETZ-Rohdaten aller Wetterstationen eines halben Jahres (vgl. Beitrag A03: "Projekt ANETZ"). Die Radarrohinformation wird durch einen Kleincomputer am Radarstandort ausgewertet. Das Resultat, in rechtwinkligen Koordinaten, besitzt mit ca 300'000 Bit einen 3000 mal geringeren Umfang als das Rohbild und kann in drei Minuten über eine normale Telefonleitung zum Benutzer übertragen werden. Ein grosser Vorteil dieses reduzierten Datenumfanges liegt darin, dass dadurch die Speicherung vieler Bilder auf digitalen Medien ermöglicht wird. Beispielsweise können so die Daten beider Radargeräte mit 10-Minuten Auflösung für eine 10-tägige Periode mit Hilfe eines einzigen Plattenstapels im Direktzugriff ausgewertet werden.

## 3 EICHVERFAHREN

Zur Eichung der Radargeräte wurde ein Verfahren entwickelt, das mit minimalem Aufwand eine Eichung und Kontrolle der gesamten Empfangskette inklusive Rechner und Bildschirm erlaubt. Dieses Verfahren wird gegenwärtig während der Einführungsphase einmal wöchentlich, später möglicherweise einmal monatlich durchgeführt. Es erfasst alle Systemteile ausgenommen Antenne, Radarom sowie eventuelle Wellenausbreitungsveränderungen (beispielsweise Beugungseffekte). Zusammen mit der gleichzeitig gemessenen Sendeleistung ergeben die Resultate dieses Eichverfahrens gute Voraussetzungen für quantitative Messungen des Niederschlags. Die bisherigen Erfahrungen zeigten, dass die Stabilität dieser instrumentellen Parameter bei sorgfältigem Unterhalt keine Probleme bietet. Die festgestellten Differenzen zwischen den in einem bestimmten Raumbereich aus den Radardaten berechneten Niederschlagsmengen und den am Boden mit ANETZ-Regenmessern (vgl. A03: "Projekt ANETZ") gemessenen Werten sind hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass die beiden Erfassungssysteme nicht dasselbe messen: Der vom Radar "gesehene" Niederschlag fällt nicht unbedingt in den Regenmesser oder aber der Niederschlag, welcher in den Regenmesser fällt, entsteht unterhalb des vom Radargerät erfassbaren Volumens. Folgende Tatsachen spielen bei diesen Vorgängen eine Rolle:

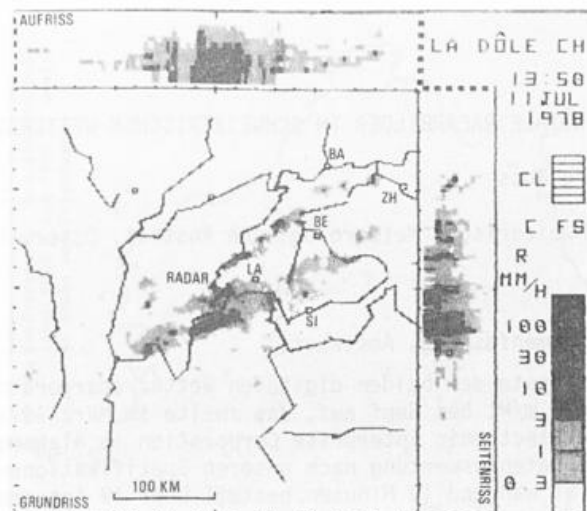


Abb. 1: Faksimilebild der Radarwettersituation vom 11. Juli 1978 um 13.50 Uhr. Dieser Niederschlag führte zu starken Ueberschwemmungen in der West- und Nordschweiz. Der Grundriss weist eine Fläche von  $400 \times 430 \text{ km}^2$  auf; die Radarstation La Dôle bei Genf befindet sich im Zentrum. Zur Erleichterung der Orientierung sind Flüsse, Landesgrenzen und einige Städte eingezeichnet. Aufriss und Seitenriss geben die vertikale Ausdehnung der Niederschläge zwischen dem Boden und 12 km Höhe wieder. Die höchsten Echos in diesem Bild erstrecken sich bis 10 km Höhe. Zwei von 6 möglichen Graustufen wurden zur Anzeige ausgewählt. Sie entsprechen, wie die Markierungsfelder auf der rechten Seite des Bildes zeigen, Niederschlagsintensitäten von 0,3 bis 3 mm/h (hellgrau, schwacher Regen) und von über 3 mm/h (dunkel, starker Regen). Die Bodenechos sind in diesem Bild unterdrückt. Wir finden starke Niederschläge in der Region Genf, Neuenburger- und Bielersee und schwache über den Voralpen.

1. Die Variabilität der Niederschläge in Ort, Zeit und Intensität kann sehr gross sein.
2. In einem bestimmten Punkt berechnet das Radargerät alle 10 Minuten einen Mittelwert über ein Volumen, das proportional zur Distanz im Quadrat zunimmt und unvergleichlich grösser ist als das Einzugsgebiet eines Regenmessers. Insbesondere in grossen Distanzen erklärt diese Tatsache einen beträchtlichen Teil der Unterschiede.
3. Der Regenmesser summiert an einem Ort (Punkt) kontinuierlich den Niederschlag.
4. Berge und Erdkrümmung decken mit grösser werdender Distanz in zunehmendem Masse die unteren Teile der Niederschlagszonen ab. Diese tragen aber, insbesondere in schwachen, nicht konvektiven Niederschlägen, in wesentlichem Ausmasse zur Entstehung der Niederschläge bei. In 200 km Entfernung liegt beispiels-

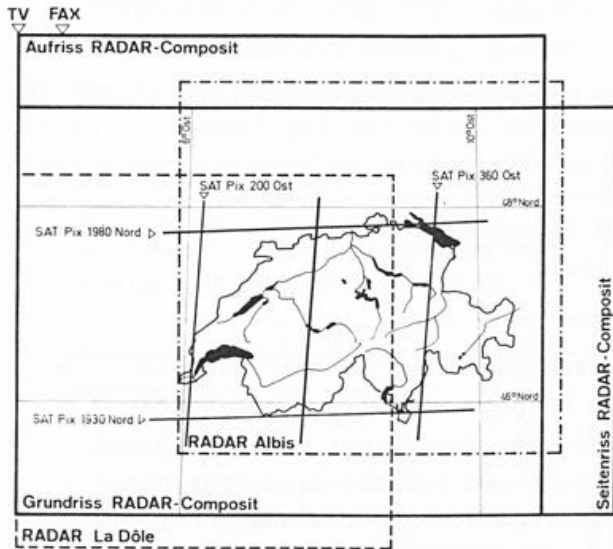


Abb. 2: Im DISAT-Rechner wird aus den beiden Radarbildern La Dôle und Albis ein Composit (fettumrandete Flächen) kombiniert. In einem weitem Schritt sollen diesen Bildern ausgewählte Satelliteninformationen überlagert werden. Die Satellitenkoordinaten stehen dabei etwas schief und ein Bildelement von METEOSAT (VIS) besitzt eine Grösse von 2.4 x 4.1 km<sup>2</sup>.

weise die durch die Erdkrümmung bedingte Untergrenze des Radarstrahls bereits in ca. 3 km Höhe. Diese Tatsache bewirkt, insbesondere in grossen Distanzen, eine Unterschätzung der Echointensität, welche bis zum vollständigen Uebersehen reichen kann. Diese Erscheinung liefert wohl den dominanten Fehler bei der Bestimmung der Niederschlagsintensität mit Radar. Sie kann durch die Maximumbildung etwas gemildert werden.

5. Die Beziehung zwischen Radarecho und Niederschlagsintensität hängt, wie viele Untersuchungen gezeigt haben, von der Niederschlagsart ab. Nach unseren Erfahrungen steht sie jedoch bei den Fehlerursachen nicht an vorderer Stelle.

## 5 LITERATUR

ANIOL R. und RIEDL J.

BROWNING K.A.

JOSS J.

Diese fünf Punkte bewirken, dass der Wert der Radarinformation in erster Linie in der Erfassung des Ortes und der räumlichen Verteilung der Niederschläge liegt; die Angaben über die Stärke der Niederschläge sind daher vor allem qualitativer Art. Für eine quantitative Bestimmung der Niederschlagsmengen sind zusätzliche Referenzpunkte (Niederschlagsmesser) zum Anreichen nötig, wie dies ja bereits an vielen Orten realisiert wird. Vereint man die Vorteile beider Systeme auf sinnvolle Weise, so erhält man, verglichen mit jedem einzelnen System, einen wesentlichen Informationsgewinn.

## 4 AUSBLICK

In einem nächsten Schritt sollen in der Schweiz die Bilder beider Radargeräte zu einem einzigen im gleichen Format (256 Zeilen zu 320 Punkten) vereint werden. Da sich die beiden Ausgangsbilder überschneiden, wird der Gesamtgrundriss nicht doppelt so gross sein, sondern lediglich eine Fläche von 550 km (E-W) mal 430 km (N-S) umfassen (vgl. Abb. 2). In dem von beiden Geräten überdeckten Gebiet wird wiederum das Maximum der beiden Einzelinformationen dargestellt, wodurch die bessere Information Verwendung findet.

In einem weitem Schritt sollen ANETZ- und Satellitendaten den Radarbildern überlagert werden. Dies wird beispielsweise erlauben, die heute stichprobenweise mühsam von Hand ausgewerteten Radardaten routinemässig mit den ANETZ-Daten zu vergleichen und den Einfluss der im Kapitel 3 besprochenen Fehlerquellen besser abzuschätzen. Die Resultate sollen schliesslich dem Wetterdienst für die Kurzfristprognose und der Forschung, beispielsweise im Feldexperiment ALPEX zum Studium der Niederschlagsverteilung über den Alpen, zugute kommen.

Quantitative Radar-Flächenniederschlagsmessung: Problematik und praktische Erfahrungen. Meteorol. Rdsch. 32, 116 - 127, Aug. 1979.

The FRONTIERS plan: a strategy for using imagery for very-short-range precipitation forecasting. Met. Mag. 108, pp 161 - 184, 1979.

Erfassung von Wetterradardaten in der Schweiz. Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Nr. 79, 20 S., Zürich 1978.

## WINDMESSUNGEN AN 50 M HOHEN TÜRME IM NORDDEUTSCHEN KÜSTENGEBIET

G. Tetzlaff, R. Beyer, H. Laude  
Institut für Meteorologie und Klimatologie  
der Universität Hannover

### ZUSAMMENFASSUNG

Turmmessungen an sechs 46 m hohen Türmen in Norddeutschland zeigen, daß die Windprofile nur vollständig beschrieben werden können, wenn die Häufigkeits- bzw. Richtungsverteilungen der Rauigkeitslänge, der Stabilität der Schichtung und der Windgeschwindigkeit mindestens in einem Niveau bekannt sind. Nur dann ist zu erwarten, daß sich die Fehler bei der Extrapolation der Windgeschwindigkeit über die oberste Meßhöhe hinaus entscheidend verringern lassen.

### SUMMARY

The description of wind profiles based on measurements with a network of six 46 m high towers in northern Germany is only satisfactory if the relevant parameters, such as roughness length and stability are fully known as a function of wind-direction and wind speed. Only then the error of extrapolated wind speed values is acceptable for application in wind energy.

### 1 EINLEITUNG

Seit dem Jahr 1977 werden im Rahmen der Förderung der Windenergie auch Vorhaben zur quantitativen Untersuchung des Windenergiepotentials in Höhen von etwa 50 m bis 200 m über Grund vom Bundesminister für Forschung und Technologie gefördert. Der wichtigste Höhenbereich liegt dabei zwischen etwa 25 m und 200 m über Grund. Da die geforderten Genauigkeiten der Windgeschwindigkeitsangaben sehr hoch sind - die Windenergie hängt mit der Windgeschwindigkeit über die dritte Potenz zusammen - ist eine Extrapolation besonders über Höhen von etwa 50 m über Grund hinaus aus den Daten des vorhandenen 10 m-Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes oft nur mit unzulässig großen Fehlern möglich.

### 2 HÄUFIGKEITSVERTEILUNGEN DER WINDGESCHWINDIGKEIT

Zur Vermessung der Windverhältnisse in der norddeutschen Tiefebene, vor allem

im Küstenland der deutschen Nordseeküste, wird mit einem Meßnetz von sechs Türmen gemessen. Die Standorte liegen bei Soltau, Esens, Bremerhaven, Cuxhaven, Tating und Bredstedt. Die Türme sind jeweils 46 m hoch und tragen an 3 m langen in Hauptwindrichtung orientierten Auslegern die Meßgeräte. Die Instrumentierung besteht aus jeweils drei Schalenkreuzanemometern in ca. 11 m, 22 m und 46 m Höhe. Die Windgeschwindigkeit wird über ein Tiefpaßfilter gemittelt, der Mittelungszeitraum beträgt zwei Minuten.

Für eine Übersicht wurden die relativen und kumulativen Häufigkeitsverteilungen an allen fünf Stationen berechnet. Die Abbildung 1 zeigt die Verteilungen der Geschwindigkeit der Küstenstation Tating. Charakteristisch für die Häufigkeitsverteilungen der küstennahen Stationen sind neben der großen Spannweite die mit zunehmender Höhe breiter werdenden Maxima der relativen Häufigkeit. Die Häufigkeitsverteilungen kön-

nen durch die zweiparametrische Weibullverteilung angenähert werden, jedoch zeigen sich z.T. Abweichungen bis zu 3% in der jeweiligen relativen Häufigkeit einer Windgeschwindigkeitsklasse.

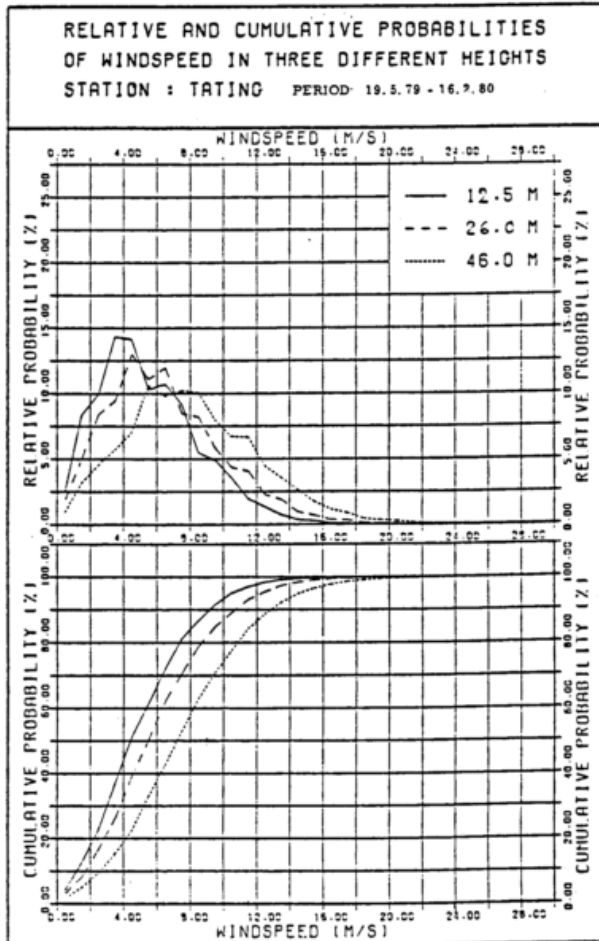


Abb. 1: Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit für den Standort Tating (Eiderstedt)

### 3 BESTIMMUNG DER RAUHIGKEITSLÄNGE

Zur Kennzeichnung der Standorte wurde aus neutralen Windprofilen der Rauigkeitsparameter  $z_0$  bestimmt. Die lokale Ausstattung mit Rauigkeitselementen erlaubt an allen Stationen bis auf Esens die Annahme, daß die Verdrängungsdicke klein ist gegenüber der Höhe und vernachlässigt werden darf. Die Abhängigkeit der  $z_0$ -Werte von der Windrichtung zeigt deutlich die Bedingungen in der Umgebung des Turmes (Abb. 2). Im Windrichtungssektor von  $260^\circ$

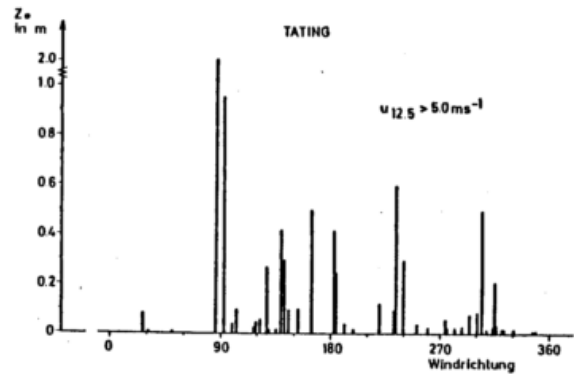


Abb. 2: Rauigkeitslänge in Abhängigkeit von der Windrichtung

über  $360^\circ$  bis  $70^\circ$  liegen ebene Grasflächen, ohne größere Rauigkeitselemente. Diese Flächen erzeugen im Mittel einen Wert  $\bar{z}_0$  von etwa  $0,03$  m. Innerhalb des Richtungssektors von  $100^\circ$  bis  $260^\circ$  ist das Gelände durch Bäume, Häuser und Straßen in unterschiedlicher Entfernung strukturiert. Es ergibt sich ein Mittelwert  $\bar{z}_0$  von  $0,18$  m.

4 EXTRAPOLATION DER WINDGESCHWINDIGKEIT  
Aus den Meßwerten kann auf Höhen bis zu etwa  $100$  m Höhe extrapoliert werden, auch wenn die Prandtl-Schicht meist nicht bis in diese Höhen reicht (Panofsky, 1977). Zur Extrapolation werden im wesentlichen zwei Ansätze verwendet. Die log.-lin. Beziehung beschreibt das Profil ohne große Fehler bis in ca.  $150$  m Höhe. Es gilt:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left( \ln \frac{z}{z_0} - \psi \left( \frac{z}{L} \right) \right). \quad (1)$$

Dabei sind  $\bar{u}(z)$  die Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe  $z$ ,  $u_*$  die Schubspannungsgeschwindigkeit,  $k$  die von Karman Konstante,  $\psi \left( \frac{z}{L} \right)$  eine vom Stabilitätsmaß  $\left( \frac{z}{L} \right)$  abhängige Funktion. Meist sind  $u_*$  und  $z_0$  nicht bekannt. Dann kann das Windprofil ersatzweise mit einem Potenzansatz (Panofsky, 1977; Frost und Long, 1978) beschrieben werden. In einem Höhenintervall  $z_1$  bis  $z_2$  gilt:

$$u(z_2)/u(z_1) = (z_2/z_1)^p. \quad (2)$$

Der Exponent  $p$ , der möglichst genau bestimmt werden muß, ist von der Profilform, also von den Parametern  $z_0$ ,  $z_1$  und  $z_2$  und von der Stabilität der Schichtung abhängig. Da die Rauheitslänge oft nicht mit ausreichender Genauigkeit bekannt ist, bietet es sich an, ein Verfahren nach Justus und Mikhail (1976) zu verwenden. Dort wird das Potenzgesetz (Gl. 2) mit der von Reed (1975) verwendeten Profilkurve verglichen. Dieser Ansatz bietet in der praktischen Anwendung den Vorteil, daß  $p$  nur eine Funktion von  $z_1$  und  $u(z_1)$  ist.

Für Norddeutschland werden die Extrapolation von 10 m auf 46 m und von 10 m auf 100 m bzw. von 46 m auf 100 m durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, daß die Exponentialformeln dazu neigen, die Windgeschwindigkeit zu unterschätzen. Die Unsicherheit der erhaltenen Werte ist mit einer mittleren quadratischen Abweichung von etwa 1,4 m/s für 100 m Höhe und mit 0,9 m/s für 46 m Höhe anzunehmen. Der  $z_0$ -freie Ansatz

#### LITERATUR:

BENESCH, W.; DUENSING, G.; JURKSCH, G.; ZÖLLNER, R.

FROST, W.; LONG, B.H.

JUSTUS, G.G.; MIKHAIL, A.

PANOFSKY, H.A.

TETZLAFF, G.; BEYER, R.; THEUNERT, S.

zeigt recht gute Resultate, allerdings nur, solange Mittelwerte über längere Perioden ohne Richtungsunterteilung verwendet werden.

#### 5 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Mit dem Meßnetz ist ein Vergleich der Windgeschwindigkeitsverhältnisse im Küstengebiet an den unterschiedlichen Standorten möglich. Die Profilform ist bei unterschiedlichen Richtungen recht unterschiedlich. Daher ist, wie z.B. auch die Bestimmung der Rauheitslänge zeigt, eine Extrapolation der Windgeschwindigkeit nur möglich, wenn die Abhängigkeit von der Windrichtung der das Profil bestimmenden Parameter bekannt ist. Insbesondere zeigt es sich, daß im Profil in Abhängigkeit von der Stabilität der Schichtung und der Windrichtung verschieden weit entfernte Geländestrukturen zu erkennen sind. Da für die benötigten Parameter keine Häufigkeitsverteilungen vorliegen, muß bei der Extrapolation mit Fehlern in der o.a. Größenordnung gerechnet werden.

Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft. Ber. des DWD Nr. 147, 1978.

Engineering handbook on the atmospheric environmental guidelines for use in wind turbine generator development. NASA Tech. Pap. 1359 (1978), S.321-323.

Height variation of wind speed and wind distributions statistics. Geophys. Res. Letters 3 (1976), S.261-264.

Wind structure in strong winds below 150 m. Wind Engineering Vol.1 (1977) Nr. 2, S.91-103.

Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit bis 50 m Höhe im norddeutschen Küstengebiet. Statusbericht Windenergie, VDI (1980), S.227-263.

## DIE NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG IM INNEREN ÖTZTAL

M. Kuhn

Universität Innsbruck

In der Region von Obergurgl und Vent, einem typischen inneralpinen Trockengebiet, wird seit 25 Jahren ein Netz von Totalisatoren unterhalten. Zur Zeit liefern 13 Meßpunkte in Höhen zwischen 1900 und 3000 m monatliche Niederschlagswerte.

Die Schnee- und Regenfälle dieser Reihe werden getrennt behandelt und untereinander sowie mit den Niederschlägen der Talstationen verglichen. Dabei zeigt sich deutlich der Einfluß von Höhe, Nähe zum Alpenhauptkamm, Exposition zu den vorherrschenden Winden und Relief der Umgebung.

EXPERIMENTELLE ERPROBUNG DES 2-PUNKTE-VERFAHRENS ZUR  
BESTIMMUNG DER SCHRÄGEN NORMSICHT

Christian Werner

DFVLR-Institut für Optoelektronik, Forschungszentrum Oberpfaffenhofen, 8031 Wessling

Zur Erprobung des dargestellten 2-Punkt-Verfahrens wurde ein Laser-Radar-System benutzt. Es stellt im Prinzip die Erweiterung eines Laser-Entfernungsmessers dar. Die geforderte augensichere Laserwellenlänge konnte noch nicht benutzt werden. Für den Test der Methode ist dies aber von nachgeordneter Bedeutung. Es wurde ein Laser der Firma Zeiss benutzt. Die Spannungsversorgung besteht aus wartungsfreien Bleiakkus und der notwendigen Elektronik. Das Laser Medium ist ein Neodym-Glas-Stab.

Abbildung 1 zeigt das Blockschaltbild für die Signalverarbeitung nach dem 2-Punkt-Verfahren. Das Signal vom Empfänger wird zur Bestimmung der Rauschentfernung  $R_R$  auf einen Verstärker (Verst.2) gegeben, dessen Charakteristik es sein soll, das Erreichen der Rauschspannung definitiv meßbar anzugeben und als Stop Signal auf einen Zähler zu geben, der mit dem Trigger Puls vom Laser Ausgang gestartet wurde. Zur Bestimmung des Spannungswertes  $U(R_B)$  wird das Signal parallel dazu auf einen A/D-Wandler gegeben, wobei mittels Zeitschalter eine Zeit  $t_B$  vorgewählt wird, die der Entfernung  $R_B$  entspricht. Bei dieser Entfernung wird  $U(R_B)$  abgespeichert.

Bei der Analyse möglicher Schichtungen wurde die Notwendigkeit der Wolkenhöhenmessung bestätigt, um Fehlinterpretationen zu vermeiden. Dazu wird das Lidar Signal parallel auf den Verstärker 1 gegeben, der wiederum eine Art Diskriminator darstellt. Ein mögliches Wolken-signal erzeugt an diesem Diskriminator einen Spannungspuls, der als Stop-Signal an den Zähler 1 geht. Dieser Zähler 1 wurde auch mit dem Laser-Tigger gestartet. Durch die Zeitzählung zwischen Start- und Stopimpuls läßt sich die Entfernung der Wolke  $R_W$  bestimmen. Durch einen weiteren Zeitschalter ist es möglich, das erste oder zweite Wolkenecho zu unterdrücken und somit mehrere Wolkenschichten anmessen zu können.

Dem Rechner werden über den IEEE-488-Bus die Werte der Wolkenhöhe, der Rauschentfernung und des Elevationswinkels des Systems zur Analyse zur Verfügung gestellt. Eine Mittelbildung wird über den Rechner ausgeführt.

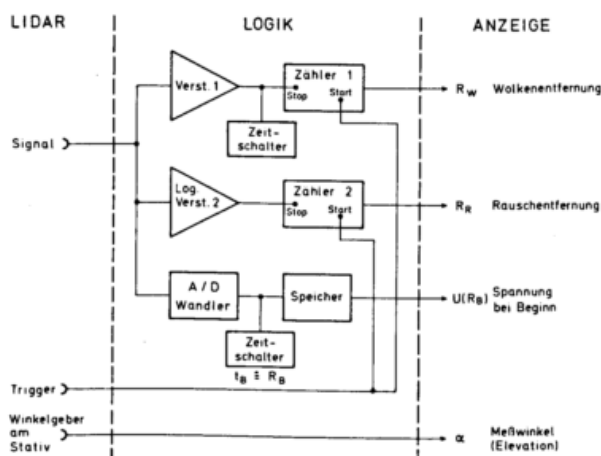


Abbildung 1: Blockschaltbild für das 2-Punkt-Verfahren.

Die Bestimmung der Schrägsichtweite nach dem 2-Punkte-Verfahren läßt sich direkt mit den im Rechner vorhandenen Werten  $R_R$ ,  $R_B$ ,  $U(R_B)$  oder in Rechnerschreibweise

$$\begin{aligned} RR &= R_R, \\ RB &= R_B, \\ UR &= U(R_R), \\ UB &= U(R_B) \end{aligned}$$

berechnet werden zu

$$V'_S(\alpha) = \frac{7.824 \cdot (RR - RB)}{\ln(UB \cdot RB^2) - \ln(UR \cdot RR^2)}$$

Das Meßgerät wurde in den Jahren 1978 und 1979 bei mehreren Einsätzen zur Bestimmung der Schrägsichtweite verwandt. Nach einer allgemeinen Testreihe des Verfahrens bei homogener Schichtung konnte das Gerät bei einer Meßkampagne im Frühjahr 1979 über einen längeren Zeitraum eingesetzt werden. Hierbei wurde der Vergleich der Slope-Methode mit dem 2-Punkte-Verfahren durchgeführt. Als Sonderfall wird eine Messung bei Inversionslage dargestellt.

Abbildung 2 zeigt den vertikalen Verlauf der Werte  $\beta r^2$  gemessen am 21.06.1978. Meßwerte von 5 Messungen gemittelt über jeweils 10 Laserechos (im Abstand von 5 Sekunden) sind aufgetragen. Aus der gestrichelt dargestellten Mittelkurve läßt sich die Steigung bestimmen. Man erhält daraufhin mittels der Slope-Methode die Sichtweite  $V_s'(0^\circ) = 6$  km.

Das 2-Punkte-Verfahren ergab für die Reichweite  $R_R$  folgende 10 Einzelwerte:

925 m	948 m
1063 m	894 m
897 m	975 m
942 m	960 m
933 m	960 m.

Mit den bekannten Werten  $U(R_R) = 0.005$  V und  $R_B = 250$  m sowie mit den gemittelten Meßwerten  $U(R_B) = 0.17$  V erhält man damit eine Sichtweite  $V_s'(0^\circ)$  von 6.4 km.

Die Abweichung der mit den beiden Methoden bestimmten Sichtweiten von 0.4 km liegt innerhalb der Fehlergrenzen.

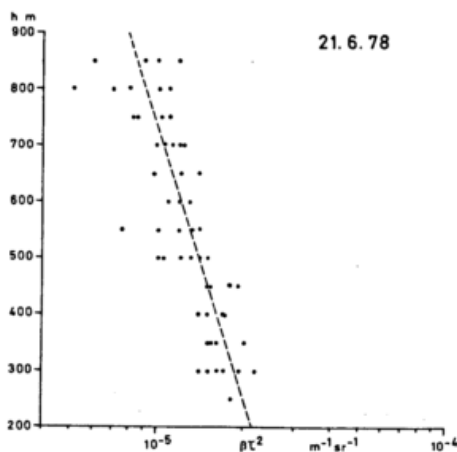


Abbildung 2: Vertikaler Verlauf der gemessenen Lidar Signale  $\beta^2$  vom 21.6.1978, gestrichelt die mögliche Slope-Funktion.

Als Meßbeispiel bei inhomogener Schichtung ist ein Vergleich mit den gemessenen Reichweiten RR in der Tabelle zu sehen.

Tabelle: Vergleich Reichweiten bei der Inversionslage am 03.05.1978

Meßwinkel	RR prakt.	RR theor.
10°	1.900 m	1.950 m
20°	2.100 m	2.100 m
30°	1.850 m	1.950 m
60°	1.420 m	1.450 m
90°	1.370 m	1.350 m

Die Übereinstimmung ist verblüffend. Es ist damit die Möglichkeit aufgezeigt, durch Messungen unter verschiedenem Winkel die Inversionshöhe eindeutig zu bestimmen.

Das 2-Punkte-Verfahren gibt die Möglichkeit, die Inversionshöhe zu bestimmen. Daraufhin läßt sich mit einem Diagramm die Sichtweite mit dem Wissen der Inversionsgrenzen bestimmen.

# LIDAR-SONDIERUNG DES TAGESGANGES DER VERTIKALEN AEROSOLSCHICHTUNG ÜBER DEM OBERRHEINGRABEN

Walter Carnuth, Michael Littfaß, Rudolf Sladkovic  
Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung  
Garmisch-Partenkirchen

## ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen des MESOKLIP-Experiments "Rheingraben 1979" führte das Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung Radiosondenaufstiege und Sondierungen der unteren Troposphäre mit einem optischen Radar (Lidar) in den Wellenlängen 694, 530 und 347 nm durch. Von den gewonnenen Ergebnissen wird in diesem Beitrag ein am 27.9.79 von 6 bis 21 Uhr gemessener Tagesgang der vertikalen Aerosolschichtung in 694 nm Wellenlänge dargestellt und mit simultanen Temperatur- und Feuchteprofilen korreliert.

## ABSTRACT

During the MESOKLIP-Experiment "Rhine valley 1979" the Fraunhofer-Institute for Atmospheric Environmental Research carried out radiosonde ascents and optical radar (lidar) soundings of the lower troposphere in 694, 530 and 347 nm wavelength. In this paper the diurnal variation of the vertical aerosol distribution measured on Sep 27, 1979, between 6 AM and 9 PM is presented in 694 nm wavelength and correlated with simultaneous profiles of temperature and humidity.

### 1 EINLEITUNG

Im Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung werden seit mehreren Jahren Lidarsysteme zum Studium der vertikalen Aerosolverteilung in Abhängigkeit von meteorologischen Vorgängen und Zuständen, insbesondere auch von dem für ein Hochgebirgstal typischen Berg- und Talwindssystem, eingesetzt. Die Teilnahme am MESOKLIP-Experiment "Oberrheingraben 1979" bot die Möglichkeit, Aerosolprofile in ihrer Abhängigkeit von den aerologischen Bedingungen in einem Tal mit anderer geographischer Struktur zu untersuchen. Zu diesem Zweck beteiligte sich das Institut am Experiment außer mit einem Radiosondentrupp mit einem mobilen Lidarsystem, das im folgenden kurz beschrieben wird.

### 2 MESSPRINZIP

Das optische Radar oder Lidar entspricht in seiner Funktionsweise weitgehend dem in der Meteorologie schon länger bekannten Mikrowellenradar, bei dem das Echo eines Zentimeterwellenimpulses in Abhängigkeit von Laufzeit bzw. Ent-

fernung registriert wird. Beim Lidar werden Impulslaser als Sender verwendet, deren Wellenlängen im optischen Bereich liegen und damit die Erfassung von Aerosolteilchen gestatten. Unser System enthält einen Rubin- und einen Neodymlaser zur Aussendung von Lichtimpulsen der Wellenlängen 694, 530 und 347 nm. Das aus der Atmosphäre zurückgestreute Licht wird mit einem Teleskop aufgefangen und mit einem Photomultiplier gemessen. Die von diesem erzeugten elektrischen Signale werden zeitabhängig digitalisiert und einem angeschlossenen Rechner zur Weiterverarbeitung zugeführt.

### 3 AUSWERTUNG

Der zeit- bzw. entfernungsabhängige Verlauf des Detektorsignals  $y$  wird durch die Lidargleichung beschrieben:

$$y(x) = A \cdot Q \cdot x^{-2} \cdot F(x) \cdot \tau^2(x) \quad (1)$$

Darin bedeutet  $x$  die Meßentfernung,  $Q$  die abgegebene Laserenergie,  $F$  der Rückstreuoeffizient,  $\tau^2$  der Transmissionsfaktor für den doppelten Weg zwischen Meßgerät und Aufpunkt

und A ein Eichfaktor, der hier aufgrund von vergleichenden Aerosolmessungen an Bergstationen bekannt ist. Multipliziert man  $y$  mit  $x^2$  und dividiert durch Q und A, so erhält man das Profil des Rückstreckoeffizienten F multipliziert mit dem zunächst unbekanntem Transmissionsfaktor  $\tau^2$ , der aber oft nahe bei 1 liegt. F besteht aus einem molekularen und einem Aerosolanteil, der von den Eigenschaften der Partikel, in erster Linie ihrer Größe und Konzentration, abhängt. Durch Variation der Wellenlänge können auch Aussagen über die Größenverteilung gewonnen werden, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden kann. Die Profile von  $F\tau^2$  werden unmittelbar nach der Messung vom Rechner graphisch dargestellt und geben ein recht anschauliches, angenähert quantitatives Bild der vertikalen Dunststruktur.

#### 4 BEISPIEL FÜR EINEN TAGESGANG DER LIDAR-RÜCKSTREUUNG

Abbildung 1 zeigt einen während des MESOKLIP-Experiments gemessenen Tagesgang der vertikalen Aerosolschichtung in den untersten 1500 m über Grund, dargestellt anhand von Profilen des Produkts  $F\tau^2$  in der Wellenlänge 694 nm. In dieser Wellenlänge sind der molekulare Anteil von F am kleinsten, hier sogar vernachlässigbar, das Signal-Rauschverhältnis am günstigsten und die Extinktionsverluste, d.h. die Abweichung von  $\tau^2$  von 1, am geringsten. Zur Platzersparnis wurde eine Darstellung in linear abgestuften Rastermustern gewählt, in der die dunkelsten Stellen der höchsten Aerosolkonzentration entsprechen. Aus Gründen der Meßgeometrie beginnen die Profile erst bei 200 m über Grund mit korrekter Amplitude, darunter werden sie zunehmend verkleinert, so daß nur noch die stärksten Strukturen schwach hervortreten. Deutlich erkennt man in der Abbildung den zeitlichen Verlauf der Höhe der Dunstobergrenze, die in der Frühe bei 900 m über Grund bzw. 1200 mNN liegt und im Tagesverlauf mit leichten Fluktuationen bis 1500 m NN um 19.00 Uhr ansteigt, wobei sie an Schärfe zunimmt. Aus dem in Abbildung 2a gezeigten Radiosondentemp um 9.23 Uhr ist zu ersehen, daß die Dunstober-

grenze mit einer Inversion zusammenfällt. Diese steigt bis gegen Abend (Abbildung 2b) ebenfalls bis 1500 m an und wird dabei immer markanter. Unter einer zweiten, in Abbildung 2a aufscheinenden bodennahen Inversion trat morgens leichter Bodennebel auf, der auch in den Lidarprofilen angedeutet ist. Ab 10.00 Uhr wurde das Einfließen einer isolierten stärkeren Dunstschicht bei 800 m NN registriert, die in der Folgezeit an Mächtigkeit zunahm. Infolge von zunehmender Durchmischung erfüllte das Aerosol am Nachmittag in relativ hoher Konzentration die gesamte Schicht zwischen Boden und der Inversion bei 1500 m nahezu homogen aus. Schon ab Sonnenuntergang um etwa 18.00 Uhr wird aber ein Abbau des Dunstes von oben her beobachtet, der offenbar durch einsetzende Hangwindzirkulation verursacht ist. (Der Meßort befand sich am Rand des Oberrheingrabens in bereits ansteigendem Gelände in 300 m NN). Die Radiosondenprofile zeigen auch oberhalb 1500 m noch merkliche Struktur, so z.B. eine weitere markante Inversion am Nachmittag bei 2600 m (Abbildung 2b). Diese Strukturen scheinen - wesentlich schwächer als unterhalb 1500 m - auch in den Lidarprofilen auf, können aber in der relativ groben Rasterabstufung nicht dargestellt werden. Hierüber und über weitere Details wird später ausführlicher berichtet werden.

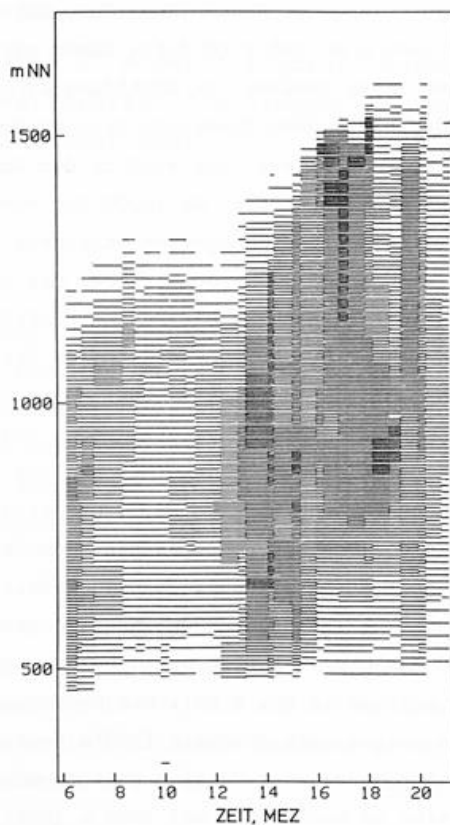
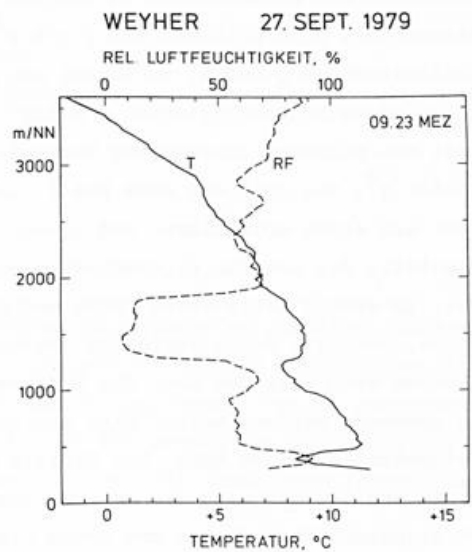
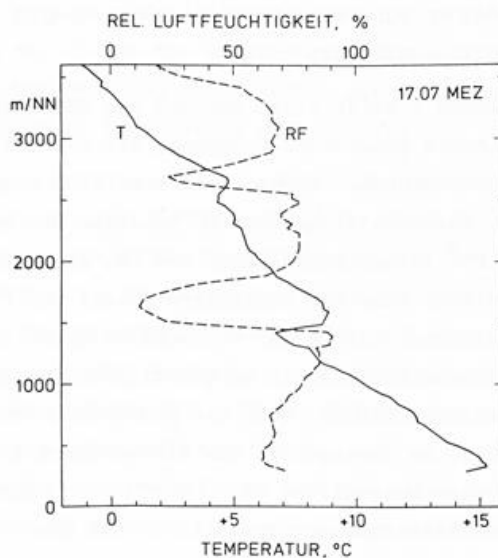


Abb. 1: Rasterdarstellung des Tagesganges der Lidar-Rückstreuung in 694 nm Wellenlänge, gemessen am Rand des Oberrheingrabens am 27.09.1979 während des MESOKLIP-Experiments



a)



b)

Abb. 2: Radiosondenprofile von Temperatur (T) und relativer Feuchte (RF) um 09.23 Uhr (a) und 17.07 Uhr (b)

SONDIERUNG DER AEROSOLSCHICHTUNG ÜBER DEM OBERRHEINGRABEN IM RAUM SPEYER  
MITTELS FLUGZEUGLIDAR

Mörl, P., Reinhardt, M.E., Renger, W., Schellhase, R.

DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen

Seit Anfang 1978 verfügt das Deutsche Meteorologische Forschungsflugzeug D-CMET über ein Aerosol-Lidarsystem, das im DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre entwickelt und zur schnellen Übersichtskartierung dunstiger Luftmassen im Regional- und Mesoscale erstmals im Oktober 1978 über der Po-Ebene eingesetzt wurde. [3]. Es hat - inzwischen mehrfach technisch verbessert und ergänzt - seitdem in einer Reihe von Anwendungen Möglichkeiten eröffnet, die mit den bisherigen in-situ-Verfahren nicht erreichbar sind. Als Beispiele seien angeführt

- Bodendunstmessungen (Smoglagen mit Temperatur-Sperrschichten)
- Kontrolle der Schadstoffemission größerer Industriekomplexe auch bei Nacht
- Feststellung von Frischluftspülkanälen zur Unterstützung von Bebauungsplanungen
- Feinsondierung von Rauchfahnen z.B. EG-Schadstoffkampagne TURBIGO, Ausbreitungsversuche über See (GEOMAR)
- Sondierung der Wolkenoberseite; Vergleich mit LWC-Messungen und mit der Wolkenhöhenbestimmung aus Radiometerdaten von Wetter-satelliten
- Feinstruktur und dynamisches Verhalten von Aerosolschichtungen (MESOKLIP).

Das derzeitige Aerosol-Lidar-ALEX-F des Deutschen Meteorologischen Forschungsflugzeugs Falcon (D-CMET) ist mit einem Nd-YAG-Laser (Typ ILS NT 672) ausgestattet, der simultan und kolinear 20 ns Pulse bei den Wellenlängen  $\lambda_1 = 1,064 \mu\text{m}$  und  $\lambda_2 = 0,532 \mu\text{m}$  mit maximal 10 Hz Pulsfolge liefert. Die Einzelpulsenergien betragen maximal  $E_{1064} = 150 \text{ mJ}$ ,  $E_{532} = 100 \text{ mJ}$ . Der Laserkopf ist fest am Empfangsteleskop montiert; der Laserstrahl wird über Prismen koaxial zum Fernrohr justiert. Die Laserstrahldivergenz beträgt  $\pm 2 \text{ mrad}$  (10db-Punkte), das benutzte Fernrohrgesichtsfeld  $\pm 3 \text{ mrad}$ . Das optische Empfangssystem - für den Einbau in die Falcon optimiert - besteht aus einem Zeiss-Ritchey-Chretien Spiegelteleskop mit 280 cm Äquivalentbrennweite und erlaubt ein maximal nutzbares Gesichtsfeld von  $\pm 1^\circ$ . Das Gesamtsystem ist über dem hinteren Fotofenster der Maschine eingebaut. Die Fotofenster sind Druckkabinfenster (Glasdicke 46 mm  $\varnothing = 51 \text{ cm}$ ) hoher optischer Qualität.

Das beim Durchlaufen der Aerosolschichten vom Laserpuls erzeugte Rückstreuprofil

$$I(t) = \beta(180) e^{-2\sigma_e R} \frac{\tau c}{2 R^2}$$

$\tau$  Pulslänge  
 $P_o$  Pulsausgangsleistung

wird über einen Strahlteiler den optischen Detektoren (Si-Diode für  $\lambda_1$ , Photomultiplier für  $\lambda_2$ ) und anschließend dem Transientenrekorder Biomation 8100 zugeführt. Diese Messung erlaubt eine einkanalige Feinsondierung z.B. von Rauchfahnen mit max. 10 ns Höhengauflösung und einen zweikanaligen Betrieb mit max. 100 ns (15 m Schichtdicke).

Zusammen mit Betriebsdaten und den Meßdaten der angeschlossenen Analogkanäle wie Druckhöhe, Temperatur, Feuchte etc, sowie Lage- und Positionsdaten der Kreiselplattform (INS) des Flugzeugs erfolgt die Aufzeichnung der Lidarprofile auf Digitalband.

Die Datenauswertung beginnt mit der  $R^2$ -Korrektur und der Normierung der Profile auf gleiche Laserpulsenausgangsenergie. Anschließend werden die Signalspannungen in eine lineare Grauwertskala (8 bit) umgesetzt und die Aerosolschichtung entsprechend  $\rho_{ext}$  mit Hilfe des <sup>x)</sup>DIBIAS-Systems des DFVLR-Instituts für Nachrichtentechnik in der xz-Ebene auf dem Flugkurs dargestellt. Zur optimalen Darstellung des Signalamfangs dient die Farbkodierung der Graustufen.

Bei Betrachtung der während MESOKLIP mit dem Flugzeuglidar gewonnenen Querschnitte durch die Dunststrukturen des Oberrheingrabens zeigt sich folgendes:

Zwischen 13.45 h und 14.35 h am 27.9.79 wurden die Meßstrecken

- (1) 49 06 N 8 38 E ---- (2) 49 10 N 7 58 E  
(6) 49 26 N 8 08 E ---- (5) 49 22 N 8 45 E  
(4) 49 15 N 8 42 E ---- (2) 49 18 N 8 02 E  
von je ca. 45 km Länge je 2 x beflogen. Die im Oberrheingraben lagernde Dunstgrobstruktur bleibt in allen Schnitten während dieser Zeit erkennbar. Der Schnitt (3) ---- (4) wurde mit grober ( $\Delta h = 30 \text{ m}$ ), der anschließende Schnitt (4) ---- (3) mit feiner ( $\Delta h = 3 \text{ m}$ ) vertikaler

<sup>x)</sup> Digitales Interaktives Bildauswertesystem

Auflösung aufgezeichnet. Der Vergleich zeigt deutlich die vorhandene Dunstfeinstruktur. Er läßt aber auch die zeitliche Veränderung z.B. durch die Extinktion erkennen. Im jeweils rechten Bild Drittel beträgt die Zeitdifferenz der beiden Messungen ca. 6 min, im linken 17 min. Der Unterschied auf der linken Seite ist in erster Linie durch die veränderte Abschirmwirkung der oberen Schichten, d.h. durch Vergrößerung des Extinktionsfaktors  $\tau^2 = e^{-2\sigma_e R}$  bedingt, der die dargestellten Rückstreuwerte in der farbkodierten Grauwertskala nach unten verschiebt. Hier zeigt sich die Notwendigkeit der Bestimmung des Extinktionsfaktors. Dieser kann in erster Näherung aus Bodenmessungen eines Integrating-Nephelometers geschlossen werden. Bei Dunstmehrschichten und im Hinblick auf die mögliche Höhenabhängigkeit des Aerosoltyps - Veränderung des Proportionalitätsfaktors zwischen Rückstreuoeffizient  $\beta(180)$  und Extinktionskoeffizient  $\sigma_e$  - sollte diese Zusatzmessung ebenfalls am Flugzeug in den der Schichtung entsprechenden Flughöhen erfolgen. Zur optimalen Ausnutzung der Möglichkeiten eines Flugzeuglidars ist eine in flight-Bestimmung von  $\sigma_e$  aus der Fernmessung allein anzustreben. Dazu muß das Laser-Bodenecho in die Lidarsignal-Auswertung einbezogen werden, was eine große Erweiterung des Dynamikbereichs erfordert.

Das Bodenecho ist um Größenordnungen stärker als das Dunstrückstreusignal und führt in jedem Fall zur Übersteuerung des auf letzteres eingestellten Vorverstärkers. Diese Übersteuerung ist im Querschnitt (4) ---- (3) in der breiten schwarzen Bodenkontur zu erkennen. Die Obergrenze entspricht dem Auftreffen des Laserpulses auf der Erdoberfläche. Die Geländekontur wird mit 3 bis 6 m Höhengenaugigkeit dargestellt; Waldkanten und Uferböschungen sind zu erkennen. Die Dauer der Übersteuerung beträgt bei diffuser Reflektion an Ackerflächen  $\approx 600$  ns, an ruhigen Wasserflächen  $\approx 80$  ns, so daß die Verengung des schwarzen Bandes in der DIBIAS-Darstellung die Lage des Rheins markiert.

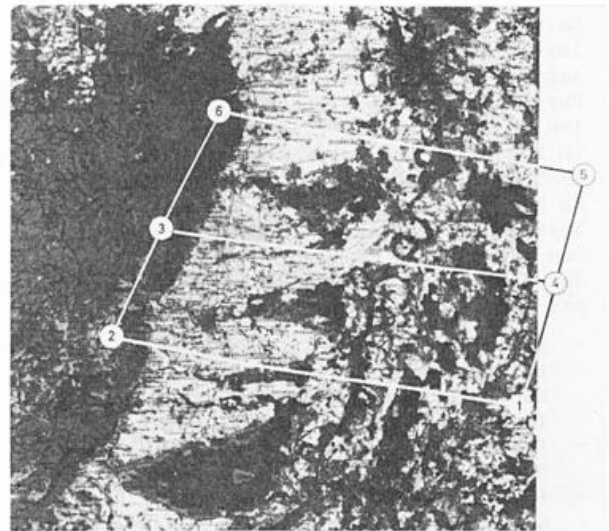
Der eigentliche Beitrag des Bodenechos für die Lidar-Auswertung liegt, wie bereits erwähnt, in der Möglichkeit zur Korrektur des Extinktionsfaktors  $\tau^2 = e^{-2\sigma_e R}$  und - bei Meßflügen in mehreren Höhen - zur Kontrolle des Proportionalitätsfaktors  $\beta/\sigma_e$ , denn die Kenntnis dieser Größen als Funktion der Schichthöhe ist Voraussetzung für die Absolutskalierung von Lidar-Messungen bei Vertikalsondierung.

Eine kurze Bemerkung noch zu dem im Poster ebenfalls enthaltenen Beispiel einer Wolken-sondierung (Frontenquerung bei Clermont-Ferrand in 39 000 ft am 21.5.1980).

Das Problem der  $\tau^2$ -Korrektur und  $\beta/\sigma_e$  Bewertung ist bei transparenten Wolken noch schwieriger, zur Erfüllung der vorliegenden Meßaufgabe - Höhe der Wolkenobergrenzen zum Vergleich mit den aus Wettersatelliten-Scannerdaten ermittelten - nicht erforderlich. Wie die Bildausschnitte zeigen, lassen sich nicht nur die Wolkenobergrenzen mit hoher Genauigkeit darstellen, son-

dern auch Wolkentypen über die Eindringtiefen und bei hohen Wolken Mehrschichten unterscheiden.

Das gesamte Wolkenprofil der Front wurde mit 2 Hz Pulsfolge und mit  $\Delta h = 30$  m vertikaler Auflösung aufgenommen; bei gezielten Messungen an einzelnen Wolkenexemplaren, z.B. zum Vergleich mit LWC-Messungen können die optischen Eindringsschichten mit bis zu 10-facher Spreizung aufgenommen werden.



#### LITERATUR

- 1 Quenzel, H.I.; Ruppertsberg, G.H.; Schellhase, R.: Calculations about the systematic error of visibility-meters measuring scattered light. *Atmospheric Environment* 9 (1975), S.587-601,
- 2 Kent, G.S.: Deduction of Aerosol Concentrations from 1,06  $\mu$ m Lidar Measurements. *Appl. Optics* 17, (1978), S. 3763-3773,
- 3 Mörl, P.; Reinhardt, M.; Renger, W.: ALEX-F - Ein Fernerkundungssystem für die Umweltforschung. *DFVLR-Nachrichten* 27 (1979), S. 26-28
- 4 Renger, W.; Ruppertsberg, G.H.: Konzept für den Flugzeugeinsatz eines multidisziplinären Lidar-Systems. *Ann. Meteorol. (Neue Folge)* (1977), 12,
- 5 Abschlußbericht der Phase B/C "Multidisziplinäres LIDAR-Experiment für den Einsatz im Flugzeug", OIQS 576-AK-SN/A WE-0275-21 Dornier-System Mai 77,
- 6 Mörl, P.: Flugzeug-Lidar zur Ergänzung und Interpretation der Radiometersondierungen durch Satelliten, *DFVLR IB I 40 0135*, 1970
- 7 Mörl, P.; Reinhardt, M.; Renger, W.: Aerosolsondierung mittels Flugzeuglidar *Annalen der Meteorologie* Nr. 15

## PROBLEME BEI DER MESSTECHNISCHEN ERFASSUNG MESOSCALIGER PHÄNOMENE

H. Fortak

Freie Universität Berlin

Es werden Probleme erörtert, die bei der meßtechnischen Erfassung mesoscaliger Phänomene mit Hilfe von instrumentierten Flugzeugen auftreten. Im einzelnen werden diskutiert: Ortsabhängige Vertikalstruktur der Atmosphäre, mesoscalige Verteilung der thermischen Aktivität (Konvektion) als Funktion der Unterlage, Wolkenstraßen und Leewellenphänomene sowie mesoscalige Besonderheiten der speziellen Region des Oberrheingrabens. Es ergibt sich bei diesen Untersuchungen, daß die thermische Konvektion infolge ihrer räumlich-zeitlich differenzierten Auslösung und Intensität einen starken Einfluß auf mesoscalige meteorologische Strukturen besitzt. Dies zeigt sich nicht nur im Gebirge, wie z.B. im Alpen- und Voralpengebiet, sondern auch schon ausgeprägt im Gebiet des Oberrheingrabens, wo es infolge der thermischen Konvektion zu einer offensichtlich klimatisch wirksamen thermischen Asymmetrie zwischen West- und Ostseite kommt. Auch das Gebiet des Kaiserstuhls läßt Ansätze in dieser Richtung erkennen. Einzelbeobachtungen von Wolkenstraßen und Leewellenphänomen im Oberrheingraben werden mitgeteilt, und es wird diskutiert, mit welchen Schwierigkeiten meßtechnischer und meßstrategischer Art hier gerechnet werden muß.

## TURBULENZSTRUKTUR OBER DEM OBERRHEINGRABEN

Thomas Hauf, Ulrich Corsmeier  
Meteorologisches Institut Universität Karlsruhe

### ZUSAMMENFASSUNG

Während des meteorologischen Experimentes MESOKLIP im September 1979 wurden mit dem Forschungsflugzeug Falcon-Mystere der DFVLR Turbulenzmessungen über dem Oberrheingraben nördlich von Karlsruhe durchgeführt. Die Einflüsse von Rheingraben und Randgebirgen auf die konvektiv bedingte Turbulenzstruktur innerhalb der planetarischen Grenzschicht werden untersucht und dargestellt.

### ABSTRACT

During MESOKLIP in September 1979 turbulence measurements have been made in the Rhine valley with the research aircraft Falcon-Mystere of the DFVLR. The influence of the Rhine valley and the surrounding mountains on the convective structure of turbulence in the planetary boundary layer will be discussed.

### 1 DAS EXPERIMENT

Mit dem Forschungsflugzeug Falcon-Mystere der DFVLR wurden während MESOKLIP an drei wind-schwachen Tagen Turbulenzmessungen durchgeführt. Ziel dieser Flüge war es, den Einfluß des Oberrheingrabens und seiner Randgebirge auf die Turbulenzstruktur innerhalb der planetarischen Grenzschicht zu erfassen.

Als Flugmuster wurden Traversen des Rheintales und Flüge parallel zur Hangkante über der ersten Bergkette des Pfälzer Waldes bzw. der ersten Hügelkette des Kraichgaves gewählt, die in Höhen zwischen 2500 m und 500 m durchgeführt wurden.

Es wurden die drei Komponenten der Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte mit einer zeitlichen Auflösung von 0,01 Sekunden gemessen, entsprechend 1 m räumlicher Auflösung bei 100 m/s Fluggeschwindigkeit.

Die Windgeschwindigkeitskomponenten wurden sowohl mit einem Heißfilmsystem als auch mit einer Fünf-Loch-Sonde gemessen, die Temperatur mit einem Platindrahtwiderstandsthermometer und die Feuchte mit einem Väisälä-Humicap. Die Instrumentierung ist bei Fiedler und Hauf (1980) beschrieben.

### 2 ERGEBNISSE

Von den insgesamt neun durchgeführten Flügen wird der Flugabschnitt von 10.45 - 11.30 Uhr, der aus Traversen des Rheintals in Höhen von 6000 ft, 5000 ft, 4000 ft, 3000 ft und 1500 ft bestand, vom 27.9. 1979 herausgegriffen und das Feuchtefeld näher analysiert.

Abbildung 1 zeigt die Horizontalsondierung der Feuchte in den verschiedenen Höhen längs der Traversen des Rheintales und die Feuchteregistrierung einer Radiosonde über Phillipsburg von 10 Uhr. Dargestellt sind in den Zeitreihen jeweils Mittelwerte der spezifischen Feuchte über 1 Sekunde bzw. 100 m Flugweg.

Die Übereinstimmung zwischen Radiosonden- und Flugzeugmessung ist erstaunlich gut und liegt, zieht man die zeitliche und räumliche Versetzung beider Messungen noch in Betracht, bei ca. 5%.

Beide Meßsysteme zeigen zwischen 4000 ft und 6000 ft eine außerordentlich trockene, und wie die Radiosondenmessungen der zuvorliegenden Tage beweisen, synoptisch verursachte stabile Schicht (Mast, 1980).

Die Obergrenze dieser trockenen Schicht sinkt über dem Rheingraben von West nach Ost ab, wie der Flugverlauf in 6000 ft ausweist. Innerhalb der trockenen Schicht liegt die Feuchte bei ca. 0.5 g/kg und zeigt keinerlei horizontale Variation, auch nicht im Bereich der Randgebirge. Auch der Temperaturverlauf in 5000 ft Höhe läßt keinen Einfluß der Randgebirge erkennen.

Die Untergrenze der trockenen Schicht liegt in ca. 4000 ft und fällt mit der beginnenden Inversion zusammen. Die Untergrenze zeigt eine wellige Struktur mit horizontalen Feuchteänderungen von 3.2 g/kg = 50% mit einem ausgeprägten Minimum in der Mitte des Rheintals. Entsprechende Variationen weist auch die Temperaturregistrierung auf. Innerhalb der stabilen Schicht zwischen 4000 ft und 1500 ft ändert sich die Feuchte über dem Rheintal nicht, während über dem Pfälzer Wald sich der Einfluß der Konvektion bemerkbar macht. Die turbulente kinetische Energie verzeichnet hier ein deutliche ausge-

prägtes Maximum.

Die Registrierungen der Feuchte als auch der Temperatur und der turbulenten kinetischen Energie in 1500 ft Höhe zeigen stärkere konvektive Aktivität innerhalb des Rheingrabens. Vor dem Pfälzer Wald kann man eine deutlich ausgeprägte Absinkzone erkennen. Zur Meßzeit um 12.30 Uhr lag die in 1500 ft erkennbare Bodeninversion schon über dem Flugniveau.

Der eindeutig erkennbare Einfluß des Rheintalgrabens reicht aufgrund der vorliegenden Analyse des Feuchtefeldes während des einen Fluges bis in ca. 1.2 km Höhe.

Die weiteren Auswertungen befassen sich mit der horizontalen als auch vertikalen Verteilung der turbulenten Größen und deren Korrelationsprodukten.

#### ANMERKUNG

Für die Ermöglichung dieser Messungen sei der DFVLR und allen Mitarbeitern herzlich gedankt.

#### LITERATURVERZEICHNIS

FIEDLER, F., HAUF, T.

Turbulenzmessungen mit dem Forschungsflugzeug Mystere. Meteorologisches Institut Universität Karlsruhe, 1980  
(in Vorbereitung)

MAST, G.

Temperaturinversionen an verschiedenen Orten des Oberheintales.  
Zusammenfassung in dieser Ausgabe der Ann. d. Meteorologie 1980.

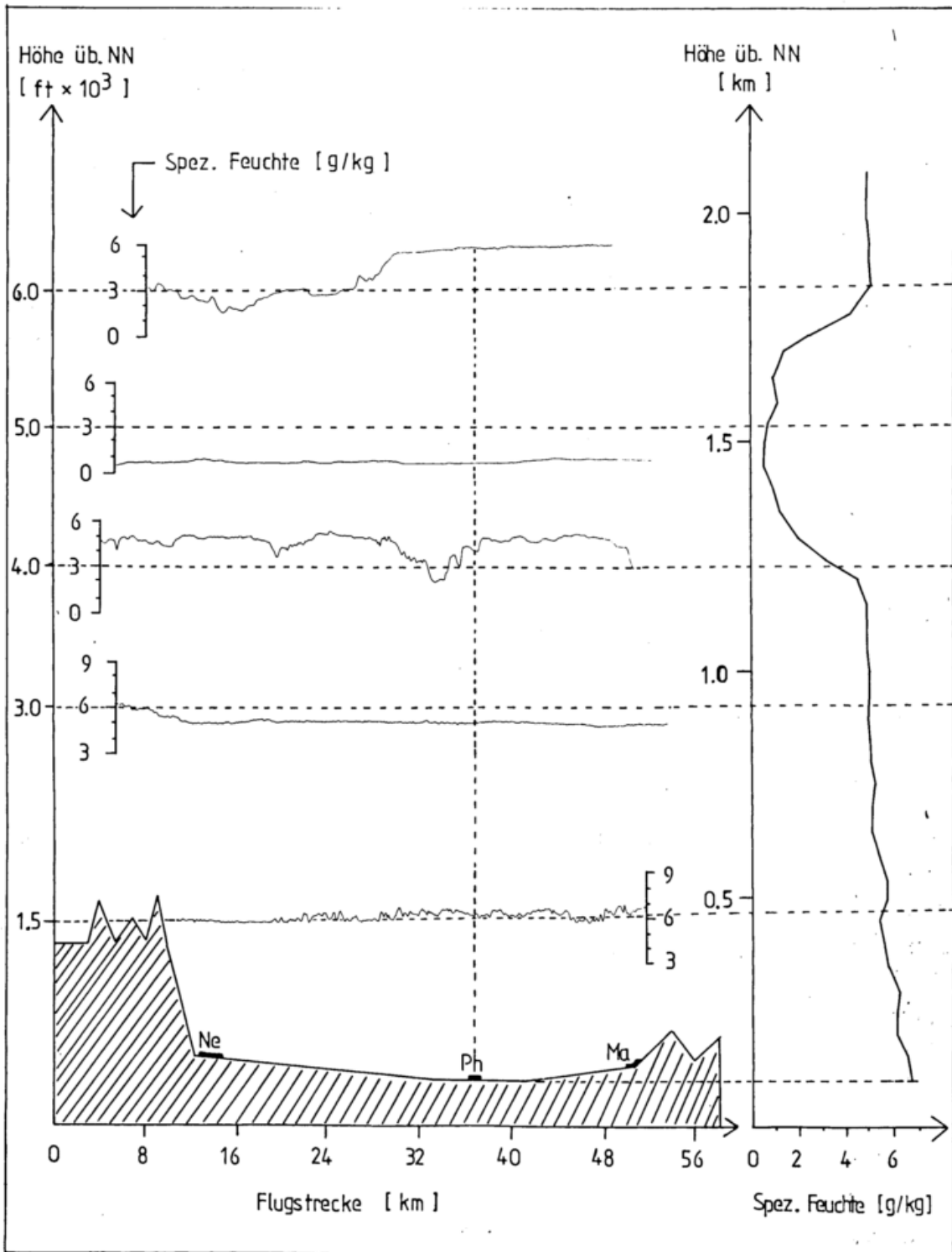


Abb.1 Horizontalsondierung der Feuchte im Vergleich mit dem Vertikalprofil der Feuchte über Philippsburg (Ph). Sondenaufstieg vom 27.9.1979 um 10 Uhr. (Ma: Malsch; Ne: Neustadt).

# VERTIKALPROFILE DER WINDRICHTUNG IM OBERRHEINTAL UND AM KRAICHGAURAND

O. Walk

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

## ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe des Zentralwertes und der 16 % - und 84 % Grenzwerte der Windrichtung werden Strömungsverhältnisse im Oberrheintal und in einem Seitental davon dargestellt.

## ABSTRACT

Flows in the Oberrheintal and in a side - Valley of it are described by means of the median and the 16 % and 84 % limits of wind direction.

## 1 EINLEITUNG

In den von Höhdorf (1928) konstruierten Strömungskarten sieht man den Einfluß des Oberrheintals auf die Strömung, hier speziell bei westlichen Winden. Die Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung aus mehrjährigen Mastmessungen zeigen neben lokalen Einflüssen (z.B. Seitentäler, Senken) deutlich die Führung des Windes durch das Oberrheintal (Höschele, 1980). Im folgenden soll die Windrichtungsverteilung mit der Höhe über die von Mastmessungen erfaßte Schicht betrachtet werden.

## 2 DATEN

Zur Bearbeitung standen Radiosonden- und Pilotballonaufstiege zur Verfügung, die im März bis Mai 1979 in Oberhausen ( $48,2300^{\circ}\text{N}$ ,  $7,6367^{\circ}\text{E}$ ) in Form von sieben 24-stündigen Meßreihen und während MESOKLIP in Philippsburg ( $49,2564^{\circ}\text{N}$ ,  $8,4578^{\circ}\text{E}$ ) und Malsch ( $49,2406^{\circ}\text{N}$ ,  $8,6861^{\circ}\text{E}$ ) durchgeführt wurden.

Aus den in 25 m Stufen vorliegenden Aufstiegen wurden pro 150 m Höhenintervall der Zentralwert und die 16 %- und 84 % Grenzwerte berechnet, wobei bei der Zusammenfassung von

mehreren Aufstiegen darauf geachtet wurde, daß quasistationäre Verhältnisse sowohl in der Strömung als auch in der atmosphärischen Schichtung herrschte.

## 3 ERGEBNISSE

### 3.1 VERTIKALPROFILE DER WINDRICHTUNG IM RHEINTAL

Der Vergleich der Vertikalprofile in Oberhausen (südliches Oberrheintal) mit Philippsburg (nördliches Oberrheintal) zeigt,

- daß bei westl. Winden (um  $270^{\circ}$ ) an beiden Orten die Windrichtung im Tal um  $210^{\circ}$  liegt, was gut mit den Ergebnissen von Höhdorf (1928) übereinstimmt. Diese Winddrehung liegt auch im Bereich, wie es Prenosil (1980) im Modell erhalten hat (um  $40^{\circ}$ ),
- daß bei östl. Winden der Führungseffekt in Oberhausen stärker zutage tritt (höhere Randgebirge) als in Philippsburg (Kraichgau als Senke, Zaberner Senke), (Abb. 1 u. 2),
- daß tagsüber die Höhen der stärksten Windscherung in etwa der Randhöhe liegt, meist beginnend um das 0.8-0.9-fache der Randhöhe im Luv der Station,
- daß nachts die Höhe der Drehung vor allem durch die Inversionshöhe bestimmt ist,

- daß lokale Effekte zusätzlich zur allgemeinen Führung des Oberrheintals auftreten, z.B. Umströmen des Kaiserstuhls (Oberhausen), Ein- und Ausströmen durch die Zaberner Senke bzw. Kraichgau (Philippsburg),
- daß nachts die Streuung der Windrichtung im Tal bei schwachen Winden groß ist und in Randhöhe schnell zurückgeht (Tal wirkt wie Ebene),
- daß nachts manchmal Winde entgegen der Talneigung wehen. Das tritt auf, wenn zuvor tagsüber Winde aus dem Nordsektor wehen.

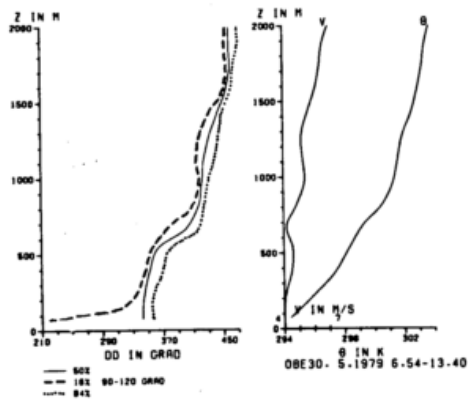


Abb. 1: Zentralwert, 16%- und 84%-Grenzwert der Windrichtung als Funktion der Höhe Z in Oberhausen (30.5.1979, 6.54-13.40 MEZ, Anströmsektor in 2000 m Höhe : 90-120°). V= Betrag der Windgeschwindigkeit,  $\theta$ =pot.Temperatur.

### 3.2 VERTIKALPROFILE IM RHEINTAL UND AM KRAICHGAURAND

Durch den Vergleich der Profile in Malsch (Seitenttal) mit denen von Philippsburg (Rheintal) sollen lokale Eigenheiten gesondert dargestellt werden.

- Die Ost- und Westwinde werden tagsüber besonders bei höheren Windgeschwindigkeiten wenig bezüglich der Richtung verändert (Abb.2 u.3).
- Nachts fließt bei windschwachen Situationen mit Inversionen Kaltluft zum Rheintal mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m, die manchmal bis über 200 m Dicke erreichen kann.
- Nachts kann aber umgekehrt auch eine Strömung in das Tal hinein erfolgen, wenn eine Rheintalströmung entsprechend vorhanden ist.

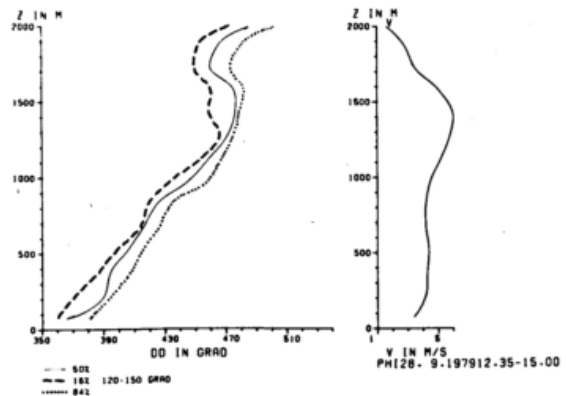


Abb.2: Zentralwert, 16%-und 84%-Grenzwert der Windrichtung als Funktion der Höhe Z in Philippsburg (28.9.1979, 12.35-15.00 MEZ, Anströmsektor in 2000 m Höhe: 120-150°).

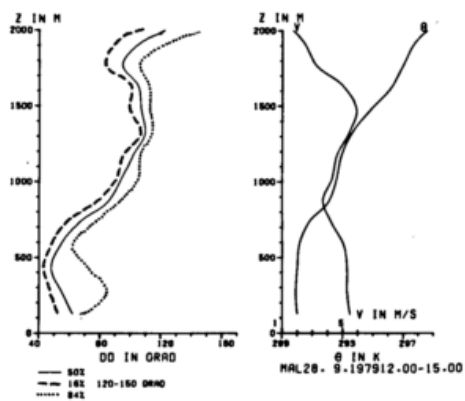


Abb. 3: Zentralwert, 16%-und 84%-Grenzwert der Windrichtung als Funktion der Höhe Z in Malsch (28.9.1979, 12.00-15.00 MEZ, Anströmsektor in 2000 m Höhe: 120-150°).

#### 4 LITERATUR

Höhndorf, F.

Die Luftströmung in der oberrheinischen Tiefebene bei westlichen Winden. Beitr. z. Phys. d. freien Atm. 14 (1928), S. 198 - 213

Höschele, K.

Vorhaben im topoklimatischen Bereich Meteorol. Rdsch. (im Druck)

Prenosil, T.

Anwendungen eines numerischen Modells für die Überströmung mesoskaliger Geländeformen. Vortrag beim Symposium S.M.P. 200, Mannheim. Zusammenfassung in dieser Ausgabe der Ann. der Met.

## MESSUNGEN DES BODENWÄRMESTROMS

G. Tetzlaff und U.G. Matthias

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Bestimmung des Bodenwärmestroms setzt die Kenntnis von mit Ort und Zeit veränderlichen Bodeneigenschaften voraus. Vergleiche von Messungen und Modellrechnungen ergeben, daß die obersten Schichten des Bodens besonders starken Einfluß auf das Temperaturfeld im Boden und damit auch auf den Bodnwärmestrom haben. Die Meßfühler für Temperatur beeinflussen zusätzlich die Meßergebnisse.

### SUMMARY

The soil properties such as density, thermal conductivity, and specific heat must be available for the determination of the soil heat flux. These parameters vary with time and space. Comparisons between measurements and model calculations show that the upper layers of the soil do strongly influence the temperature beneath and the heat flux. Vertically implanted temperature probes disturb the temperature field and cause errors in the temperature measurements.

### 1 EINLEITUNG

Bei Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche und der atmosphärischen Grenzschicht ist der Bodenwärmestrom zu berücksichtigen. Dabei ist es oft problematisch, hinreichend genaue und repräsentative Informationen zu erhalten, da nahezu jeder Boden Inhomogenitäten aufweist, die in der Horizontalen, der Vertikalen und im zeitlichen Verlauf auftreten. Wegen der Dämpfung der Temperaturamplitude mit der Tiefe wirken sich Fehler in den Bodenparametern der oberen Schichten stärker aus als die von tieferen.

### 2 WÄRMELEITUNG UND BODENWÄRMESTROM

Der Wärmetransport im Boden geschieht durch Wärmeleitung, Quelle und Senke für Energie ist die Bodenoberfläche. Die Beschreibung der Wärmeleitung erfolgt bei vorausgesetzter horizontaler Homogenität mit einem eindimensionalen Gradientensatz. Unter Berücksichtigung der Speicherung von Energie im Boden ergibt

sich die eindimensionale Wärmeleitungsgleichung (Gl. 1).

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{k}{\rho C} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t}$$

Dabei bedeuten  $\rho$  die Dichte des Bodens,  $k$  das Wärmeleitvermögen,  $C$  die spezifische Wärme, die Temperatur und  $\alpha$  das Temperaturleitvermögen. Bei der Verwendung einer geeigneten Lösung dieser Gleichung läßt sich die Temperatur im Boden in Abhängigkeit von Ort und Zeit beschreiben. Aus der Veränderung von Phase und Amplitude mit der Tiefe kann das Temperaturleitvermögen berechnet werden. Zur Bestimmung des Bodenwärmestroms wird am besten das Tautochronenverfahren verwendet (Tetzlaff, 1977). Die Bodenparameter wie Dichte und spezifische Wärme sind aus Messungen direkt zu bestimmen.

### 3 PROFILE DER BODENPARAMETER

Alle natürlichen Böden bestehen aus zwei Komponenten, den festen Bestand-

teilen und dem Porenraum, der entweder mit Luft oder mit Wasser gefüllt ist. Die Dichte der Böden variiert mit dem Wassergehalt, der von der Art des Bodens, den Anfangsbedingungen und dem lokalen Porenvolumen abhängt. Für einen Standort bei Böbingen ergibt sich eine von der Tiefe abhängige Dichte wie sie auf der Abbildung 1 dargestellt ist (Epple et al., 1980; DIN 18 125). Der zeitliche Verlauf der Bodendichte wird anhand des Wassergehaltes während des Experimentes MESOKLIP ebenfalls für Böbingen dargestellt (Abb.2; Epple et al., 1980; DIN 18 121).

Station 7 (Böbingen) 12.03.1980

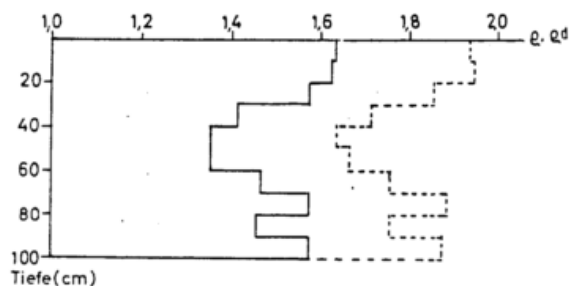


Abb.1: Dichte der Trockensubstanz des Bodens  $\rho_s$  und des wasserhaltigen Bodens  $\rho_d$  (nach Epple et al., 1980).

Station 7 (Böbingen)

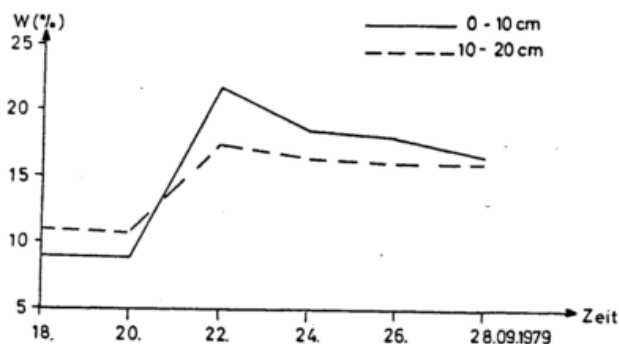


Abb.2: Wassergehalt in Prozent während MESOKLIP (nach Epple et al., 1980).

An anderen Orten traten während des gleichen Zeitraums abweichende Werte und zeitliche Gänge auf, die sich allerdings nach den anstehenden Bodentypen klassifizieren lassen. Die spezi-

fische Volumenwärme läßt sich aus Labormessungen aber auch mit erstaunlich guter Genauigkeit mit einem sehr einfachen empirischen Ansatz nach Mitscherlich (1950) bestimmen (Gl.2).

$$C = V_s \cdot 2.43 + V_w \cdot 4.19 \text{ in } J \text{ cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

Es bedeuten  $V_s$  den Volumenanteil der festen Bodenbestandteile und  $V_w$  den Volumenanteil des Wassers in Prozent.

Datum	18.	20.	22.	24.	26.	28.9.
C	2.15	2.15	3.03	2.78	2.74	2.77

Tab.1: Spezifische Wärme C aus der Schicht von 0-0.1 m Tiefe (Böbingen) während MESOKLIP.

Das Temperaturleitvermögen  $\alpha$  läßt sich aus der Dämpfung der Temperaturamplitude mit der Tiefe berechnen. Für den Standort Blättersberg zeigt sich für die Meßperioden von MESOKLIP, daß in den obersten Millimetern des Bodens nur etwa ein Zehntel des Leitvermögens von 0.1 m Tiefe erreicht wird. Nur mit diesen Werten lassen sich die Meßergebnisse mit Berechnungen des Temperaturfeldes in oberen Boden in Einklang bringen (Matthias, 1980).

#### 4 STÖRUNG VON BODENTEMPERATURMESSUNGEN

Wird die Wärmeleitungsgleichung für inhomogene Böden numerisch gelöst, läßt sich das Temperaturfeld um Thermometerkörper beschreiben. Störungen des Feldes wachsen mit der Differenz der Wärmeleitvermögen an. Eine Beschreibung für einige typische Fälle hat Matthias (1980) vorgenommen. Das während MESOKLIP verwendete Thermometer hat ein etwa halb so großes Wärmeleitvermögen wie der umgebende Boden. Der Thermometerkörper hat bei der numerischen Simulation dieses Leitvermögen, eine Länge von 0.5 m und einen Durchmesser von 0.04 m. Die Temperaturamplituden an der Oberfläche werden für Boden und Thermometer gleich groß angenommen. Auf den Abbildungen 3a und 3b

sind die sich ergebenden Temperaturabweichungen für zwei Tageszeiten dargestellt. Um 14 Uhr sind die Abweichungen in Oberflächennähe mit bis zu etwa 0.7 K recht groß.

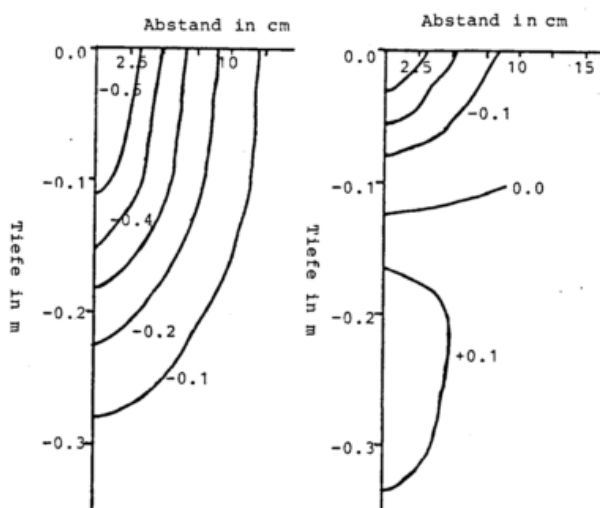


Abb. 3a,b: Temperaturdifferenz zwischen ungestörtem Boden und Boden, der einen Thermometerkörper mit dem halben Temperaturleitvermögen bis 0.5 m Tiefe enthält um 14 Uhr (a) und um 20 Uhr (b).

## 6 LITERATUR

MITSCHERLICH, E.A.

DIN 18 125

DIN 18 121

MATTHIAS, U.G.

EPPLER W.; GESSNER, D.; HAUPT, M.; HERMAN, W.

TETZLAFF, G.

Immerhin betragen die Abweichungen noch in 0.3 m Tiefe 0.1 K. An der Spitze des Thermometers werden 0.02K beobachtet. Um 20 Uhr bleibt unterhalb etwa 0.13 m Tiefe die Übertemperatur erhalten, darüber kehrt sich die Differenz um und das Thermometer zeigt dort zu niedrige Temperaturen an. Wendet man diese Ergebnisse auf die für MESOKLIP berechneten Bodenwärmeströme an, ergeben sich im Tagesgang Korrekturen, die bis zu 15 % betragen.

## 5 SCHLUßBEMERKUNG

Die Bestimmung des Bodenwärmestroms ist für ein größeres Gebiet nur dann mit einiger Genauigkeit möglich, wenn die Bodenparameter für die anstehenden Bodentypen klassifiziert werden können und die oberflächennahe Bodenbeschaffenheit abgeschätzt werden kann.

Bodenkunde. Braunschweig: Paul Parey, 6. Aufl., 1950.

Bestimmung der Dichte des Bodens.

Wassergehalt des Bodens.

Ein einfaches Modell zur Lösung von Wärmeleitungsproblemen in gestörten Böden. Diplomarbeit im Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 1980.

Bodenuntersuchungen MESOKLIP 1979. Bericht des Luftwaffenunterstützungskommandos Süd, Kommandogeophysiker, 1980.

Zur Bestimmung des Bodenwärmestroms. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A 25 (1977), S. 383-397.

## GEBIRGSWINDUNTERSUCHUNGEN IM INNTAL

Carl Freytag

Meteorologisches Institut der Universität  
8000 München, Theresienstr. 37

### ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen eines Gebirgswindexperiments wurden während einer herbstlichen Schönwetterperiode ( Oktober 1978 ) Energetik und Dynamik der Windzirkulation (Hangwinde, Berg-Talwind, Antiwinde) in einem Gebirgstal (Inntal bei Innsbruck) untersucht. Der Verlauf dieser Zirkulation, der in vielen Punkten von bekannten Schemata der Gebirgswindzirkulation abweicht und diese ergänzt, wird im Tagesgang dargestellt.

### ABSTRACT

In a mountain-wind experiment during an autumnal period of fine weather ( October 1978 ) energetics and dynamics of the wind circulation (slopedwinds, mountain - and valleywind, antiwinds) in an alpine valley (Inn-valley near Innsbruck) were explored. This circulation is represented in its diurnal variation. It differs in many ways from well-known schemes of mountainous winds, completing and improving them.

### 1 EINLEITUNG

Die Untersuchung thermischer Gebirgswind-systeme ist ein traditionsreiches Gebiet meteorologischer Forschung. Die Ergebnisse zahlreicher Experimente, isb. im Alpenraum, haben WAGNER und DEFANT in einem oft zitierten Schema ( z.B. MÖLLER (1973) S. 112 ) zusammengefaßt. Zur vollständigeren und realistischeren Beschreibung der Gebirgswindzirkulation ist die Lösung einer Reihe von Problemen nötig, die in diesem Schema noch nicht angesprochen werden. Die wichtigsten sind:

- (1) Asymmetrie durch verschiedene Besonnung der Hänge
- (2) Asymmetrie im zeitlichen Ablauf
- (3) Zusammenspiel Energetik - Dynamik, Einfluß von Inversionen
- (4) Ausgleichsströmungen (Antiwinde)

### 2 EXPERIMENT

Im Oktober 1978 wurde dazu während einer herbstlichen Schönwetterperiode im Inntal bei Innsbruck ein Gebirgswindexperiment durchgeführt. Abbildung 1 zeigt die wichtigsten Meßeinrichtungen:

- Klimastationen (Met. Inst. INNSBRUCK)
- ⊗ Wärmehaushaltsstationen (Met. Inst. INNSBRUCK / MÜNCHEN)

zur Erfassung der Randbedingungen (Energiebilanz an der Erdoberfläche ) sowie

#### ▬ Pilotballonbasen

- a - Seegrube (Met. Inst. MÜNCHEN, mit Fesselsonde)
- b - Rastlboden (Met. Inst. MÜNCHEN)
- c - Flugplatz (Inst. f. Atm. Umweltforschung GARMISCH-P., mit Radiosonde)
- d - Sistrans (Met. Inst. INNSBRUCK)

zur Vermessung der Talatmosphäre. Zusätzlich wurde das Meßgebiet mit Motorseglern der DFVLR befliegen: Temperatur- und Feuchtefeld im Talquerschnitt (3 Höhen) sowie zur Untersuchung der Feinstruktur der hangnahen Grenzschicht in 14 Höhenstufen an der Nordkette. Siehe dazu FREYTAG u. HENNEMUTH (1979) und HENNEMUTH, OBERLE u. FREYTAG (1980).

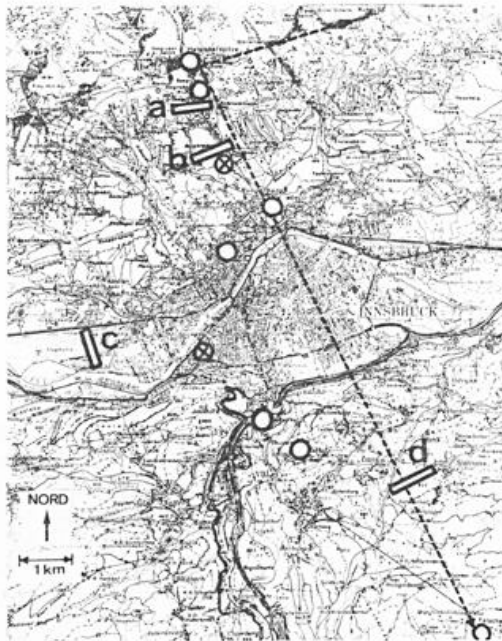


Abb.1: Meßgebiet mit Meßeinrichtungen

### 3 ERGEBNISSE

Die Abbildungen 2-3 stellen als ein erstes Ergebnis die Entwicklung des Gebirgswindsystems im Tagesgang dar. In Ab-

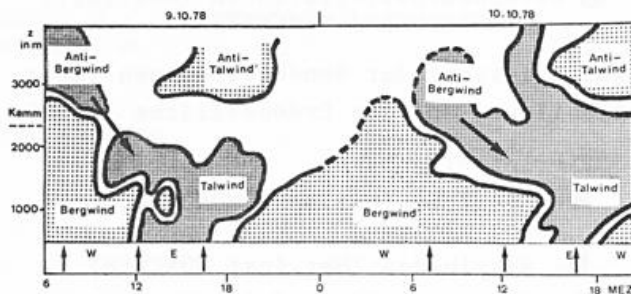


Abb.2: Windfeld in Talmitte

= W   
  = E   
  = S  
 Berg-Talwindsystem    großräumige Überströmung

bildung 2 (Verlauf der Windrichtung über Talmitte) fällt vor allem die Asymmetrie bei Auf- und Abbau des Tagregimes (Talwind) und des Nachtregimes (Bergwind) auf. Abbildung 3 a-c zeigt diese Entwicklung in 3 Phasen im einzelnen.

(a) 6-7 Uhr MEZ / Nachtregime

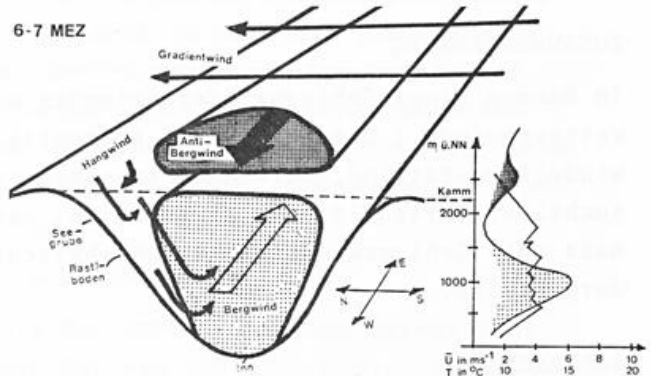
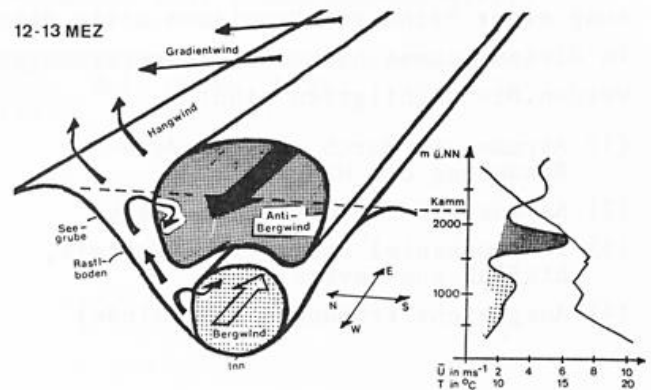


Abb.3 a-c: Tagesverlauf der Gebirgswindzirkulation (Schema + gemessenes Wind- und Temperaturprofil)

Windrichtungen siehe Abb.2

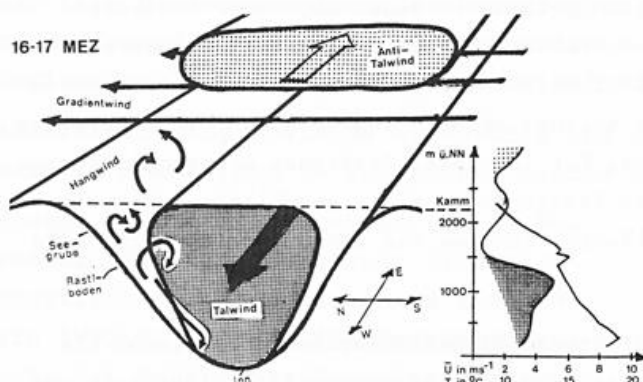
Der Bergwind füllt das gesamte Tal aus. Oberhalb der Kammlinie herrscht schwach entwickelter Antibergrwind (Die Antiwinde stellen sich integrierend für das gesamte Gebirge ein und sind nur bei großen Tälern wie dem Inntal in etwa mit der Talachse gekoppelt), darüber großräumige Überströmung aus Süd. Die Hangabwinde speisen den Bergwind. Die Tal Luft ist gut durchmischt (Isothermie). Inversionsobergrenze = Kammlinie = Obergrenze des Bergwinds.

(b) 12-13 Uhr MEZ / Abbau des Nachtregimes



Von den Hängen her (Hangaufwinde) und vom Talgrund her wird die Inversion über turbulente Austauschprozesse abgebaut. Dazu findet Strahlungsabsorption in der Dunstschicht statt, die mit der Inversion gekoppelt ist (siehe Abb.4). Inversion und Bergwind schmelzen zu einem vom Talboden abgehobenen Kern zusammen. Der Antibergrwind, der von den Hangaufwinden gespeist und erwärmt wird, kann nach unten durchgreifen und wird zum Talwind.

(c) 16-17 Uhr MEZ / Tagregime



Der Abbau des Nachtregimes ist erst am Nachmittag abgeschlossen (Herbstlage). Oft bleibt ein Rest der Inversion erhalten. Für nur 1-2 Stunden erfüllt der Talwind (=ehemaliger Antibergrwind) das gesamte Tal. Weit oberhalb der Käme bildet sich als Ausgleichsströmung ein schwacher Antitalwind. Mit beginnender Beschattung der Hänge setzt der Hangabwind ein und füllt das Tal von unten her mit kalter Luft an (neue Inversion). Damit wird auch der Talwind von unten her abgebaut. Das Nachtregime stellt sich ein.

#### LITERATURVERZEICHNIS

FREYTAG, C.; HENEMUTH, B.

HENEMUTH, B.; OBERLE, J.; FREYTAG, C.

MÖLLER, F.

#### 4 WEITERE VORHABEN

In weiteren Arbeiten soll ein umfassendes Bild vom Zusammenspiel Energetik - Dynamik (Temperatur - und Windfeld) der Gebirgswindzirkulation gewonnen werden. In 2 Diplomarbeiten werden z.Zt. Teilaspekte dazu untersucht:

M. BREHM " Inversionsabbau und Abbau des Bergwinds in einem Gebirgstal" und  
CH. LUKAS " Dynamische Struktur der Hangwindschicht".

Im Dischmatal bei Davos wurden indessen (1.-17.8.80) die Verhältnisse in einem Gebirgstal im Hochsommer untersucht (Experiment DISKUS = DISchmatal KlimaUntersuchungen). In Ergänzung zu den Innsbrucker Messungen wurden dort neben umfangreicheren Wärmehaushaltsuntersuchungen Wind- und Temperaturfeld auch längs der Talachse erfaßt, um die sehr wichtigen advektiven Prozesse in dieser Richtung besser beschreiben zu können.



Abb.4: Blick von der Nordkette zur Südberandung des Inntals bei Inversionslage

(Foto: J. Kipfstuhl)

Hangwindexperiment Innsbruck Oktober 1978 - Datenheft.  
Wiss.Mitt.Met.Inst.München Nr.36 (1978)

An Error Analysis of the Double-Theodolite Pibal Method with Examples from the Slope Wind-Experiment Innsbruck 1978.  
Beitr.Phys.Atm. 53 (1980) S. 336-350

Einführung in die Meteorologie.  
Mannheim, Bibl.Inst., BI-Tb.276 (1973)

ALLGEMEINE UND SPEZIELLE ERGEBNISSE DES ENGMASCHIGEN KLIMA- UND NIEDERSCHLAGSMESS-  
NETZES VON BERLIN IN DEN JAHREN 1960 bis 1979

P. Schlaak

Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin

Das seit dem Jahre 1960 kontinuierlich arbeitende und zielstrebig immer weiter ausgebauten Klimanetz innerhalb des Stadtgebietes von West-Berlin ermöglicht gute Einblicke in den Temperaturhaushalt eines Gebietes von knapp 500 km<sup>2</sup>, das zu etwa 40% bebaut ist. Die bei unterschiedlichen synoptischen Situationen auftretenden oftmals erheblichen Temperaturunterschiede in den verschiedenen Stadtteilen zeigen die Bedeutung einer stärkeren Differenzierung der Kurzfristprognose für eine Großstadt. Auch die Verteilung der mittleren Werte innerhalb eines Stadtareals der Zahl der Sommer-, Frost- und Eis- bzw. Bodenfrosttage veranschaulicht die Bedeutung eines solchen relativ engmaschigen Meßnetzes, das in den letzten Jahren aus 18 Stationen bestand. Für 10 dieser Stationen konnten 15jährige Durchschnittswerte berechnet werden. An einigen Stationen kann die erhebliche Zunahme der Monatsmittelwerte der Temperatur durch die ständige Zunahme der Bebauungsdichte im Laufe der letzten 10 Jahre nachgewiesen werden.

Es sollen auch die Ergebnisse eines weitaus dichteren Niederschlagsmeßnetzes (mehr als 80 Stationen auf 500 km<sup>2</sup>) hinsichtlich der Verteilung von Starkregenfällen innerhalb des ganzen Stadtgebietes und der weiteren Umgebung gezeigt werden, und zwar in Zusammenhang mit den Gewitterbeobachtungen aus früherer Zeit (1892 - 1913) und den neuesten Ergebnissen einer Untersuchung (J. Pelz) über die Gewittertätigkeit im Berliner Raum mit Hilfe eines Atmospheric-Analysators. Es gab erhebliche Unterschiede der Sferic-Raten, und zwar in Abhängigkeit der Zugrichtung der Gewitterzellen zum Verlauf des Urstromtales.

DIE WÄRMEINSEL DES ÖSTERREICHISCHEN DONAURAUMES ZUR REGIERUNGSZEIT  
KAISER JOSEPHS II

Von Friedrich LAUSCHER , Wien

Zusammenfassung: Das Dezennium von 1781-1790, die Zeit des vollen Betriebes des Mannheimer Beobachtungsnetzes, war im Mittel von einundzwanzig europäischen Stationen um  $0,22^{\circ}\text{C}$  kälter als der zweihundertjährige Zeitraum von 1780-1979, im Donaauraum jedoch um  $0,40^{\circ}\text{C}$  wärmer. --- In den jüngsten Jahren von 1971-1979 war kein Sonderverhalten der Donauregion festzustellen. --- Der Wärmegipfel unserer Gegend zu Ende des 18. Jahrhunderts war ein regionales Detail der seit Beginn des 17. Jahrhunderts in Gang befindlichen Erwärmung der Erde.

Abstract: In the lowlands of Austria the decade 1781-1790 has been remarkable warm in comparison to the global course of temperature since the 17<sup>th</sup> century.

Joseph II war Alleinregent vom 29. November 1780 bis 20. Februar 1790, also praktisch in jenem Dezennium von 1781 bis 1790, in welchem das Beobachtungsnetz der Mannheimer Societas Meteorologica Palatina in Vollbetrieb stand. In Tabelle 1 findet man für einundzwanzig Orte Europas, nach der geographischen Breite von Norden nach

Süden geordnet, die folgenden Temperaturangaben in  $^{\circ}\text{C}$ :

$d_1$  = Temperaturabweichung des Dezenniums 1781-1790 vom zweihundertjährigen Mittel aus 1780-1979,

D = 200-jähriges Mittel,

$d_2$  = Temperaturabweichung der jüngsten Jahre von 1971-1979.

Tabelle 1: Übersicht über Temperaturwerte europäischer Orte

Erklärung der Abkürzungen im Texte

Ort	$d_1$	D	$d_2$	Ort	$d_1$	D	$d_2$
Trondheim	-0,27	4,91	-0,09	Regensburg	+0,29	8,12	+0,18
Leningrad	-1,20	3,96	+1,10	München	-0,12	7,71	+0,11
Stockholm	-0,49	5,92	+1,13	Wien	+0,28	9,42	+0,61
Edinburg	-0,17	8,42	+0,29	Kremsmünster	+0,63	8,18	+0,21
Copenhagen	-0,63	7,88	+0,99	Hohenpeißenberg	-0,15	6,25	+0,18
Mittel-England	-0,34	9,23	+0,33	Basel	-0,15	8,97	+0,67
Berlin	-0,33	9,21	+0,46	Budapest	-0,05	10,98	+0,67
De Bilt	-0,41	9,06	+0,31	Innsbruck	-0,18	8,35	+0,46
Jena	-0,15	8,52	+0,78	Genf	-0,11	9,88	+0,63
Prag	-0,11	9,45	+0,51	Mailand	-0,20	12,97	+0,57
Paris	-0,71	10,92	+0,30	Mittel	-0,22	---	+0,50

Im Mittel war das Dezennium 1781-1790 in Europa im Vergleich zum 200-jährigen Durchschnitt um  $0,22^{\circ}\text{C}$  zu kühl, besonders in Nordosteuropa: Die Regression zur Breite ergibt  $+0,04$  in  $45^{\circ}\text{N}$ , jedoch

$-0,58^{\circ}$  in  $60^{\circ}\text{N}$ , jene zur Länge  $-0,13^{\circ}$  in  $0^{\circ}$ ,  $-0,25^{\circ}$  in  $15^{\circ}\text{E}$  und  $-0,37^{\circ}$  in  $30^{\circ}\text{E}$ . Die beiden im Dezennium 1781-1790 aus Amerika zur Verfügung stehenden Stationen zeigen recht ähnliche Beträge

der Anomalien: Philadelphia  $-0,23^{\circ}\text{C}$ , New Haven (Connecticut, an der Bucht nördlich gegenüber von Long Island)  $-0,40^{\circ}\text{C}$ . Die Baumring-Indizes dieses Dezenniums liefern etwas gegensätzliche Aussagen: Finnland unternormal, jedoch Schweiz, aber auch Alaska und Canada übernormal.

Ganz aus dem Rahmen fallen die Temperaturanomalien des Dezenniums 1781-1790 im Donaauraum: Regensburg  $+0,29^{\circ}$ , Kremsmünster  $+0,63^{\circ}$ , Wien  $+0,28^{\circ}\text{C}$ , im Mittel  $+0,40^{\circ}$  statt  $-0,17^{\circ}$  entsprechend der geographischen Lage in Europa. Noch die Anomalien von Budapest mit  $-0,05^{\circ}$ , von Prag mit  $-0,11^{\circ}$  und von München mit  $-0,12^{\circ}$  waren relativ geringfügig negativ.

Das zu einander passende Sonderverhalten von sechs Säkularstationen der Donauregion und ihrer Umgebung spricht für die Realität der damaligen "Wärmeinsel".

Natürlich waren nicht alle Jahre dieses Zeitabschnittes übernormal warm. Z.B. war 1785 um rund  $1^{\circ}$  zu kalt. Hingegen wurde die Wärme des Jahres 1782 mit  $11,2^{\circ}\text{C}$  in Wien später fast nie mehr erreicht, jedenfalls auch nicht im jüngsten Zeitabschnitt von 1971 - 1979, der mit einem Mittel von  $10,03^{\circ}$  alle früheren Dezennien an Wärme übertraf.

In diesen siebziger Jahren unseres Jahrhunderts waren die 21 europäischen Säkularstationen der Tabelle 1 im Mittel um  $0,50^{\circ}$  übernormal warm, besonders in Nordosteuropa: Die Regression zur Breite ergibt zwar nur eine relativ kleine Zunahme der Anomalie nach Norden, nämlich  $+0,42^{\circ}$  in  $45^{\circ}\text{N}$  und  $+0,60^{\circ}$  in  $60^{\circ}\text{N}$ , doch eine relativ große nach Osten, nämlich  $+0,24^{\circ}$  in  $0^{\circ}$ ,  $+0,59^{\circ}$  in  $15^{\circ}\text{E}$  und  $+0,94^{\circ}$  in  $30^{\circ}\text{E}$ .

Auch die beiden amerikanischen Stationen zeigen ähnliche positive Anomalien:

Philadelphia  $+0,32^{\circ}$ , New Haven  $+0,37^{\circ}$ . Von einer relativen "Wärmeinsel" im österreichischen Donaauraum ist in jüngster Zeit nichts zu sehen. Trotz der Klimagunst der Jahre von 1971 - 1979 waren hier die Anomalien gegen die 200-jährigen Mittel nicht besonders groß: Regensburg  $+0,18$ , Kremsmünster  $+0,21$ , Wien  $+0,61$ , im Mittel  $+0,33^{\circ}\text{C}$ , anstelle von  $+0,52$  aus den Regressionen zur Breite und Länge.

Die Anomalien der Nachbarorte, München mit  $+0,11^{\circ}$ , Prag mit  $+0,51^{\circ}$  und Budapest mit  $+0,67^{\circ}$  passen gut in das allgemeine Verteilungsbild der Temperaturabweichungen in Europa.

Nach GROVEMAN und LANDSBERG (1979) steigt die Mitteltemperatur der Nordkugel schon seit Beginn des 17. Jahrhunderts an. Im nordhemisphärischen Durchschnitt war das Dezennium 1781-1790 gegen das Mittel aus 1780-1979 um  $0,18^{\circ}\text{C}$  zu kalt, der Zeitraum 1971-1979 hingegen nach unserer Abschätzung um  $0,13^{\circ}$  zu warm, gut in Einklang mit den Anomalien Europas.

Dagegen ist die Wärmespitze des österreichischen Donaauraums zu Ende des 18. Jahrhunderts eine bemerkenswerte Sondererscheinung im säkularen Temperaturgang unserer Erde.

#### Literatur

GROVEMAN, B.S. and H.E. LANDSBERG: Reconstruction of Northern Hemisphere Temperature: 1579-1880, Meteorology Program, Univ. of Maryland, College Park, Publ. No. 79-181 and 79-182 (1979), 46 + 59 p.

Anschrift des Verfassers:  
Univ. Prof. Dr. Friedrich Lauscher  
Zehenthofgasse 25/5  
A-1190 Wien/Österreich  
Vienna/Austria

## GEOMAR - AUSBREITUNGSEXPERIMENTE ÜBER SEE

Arno Groll, Welfhart aufm Kampe

Amt für Wehrgeophysik

From 1978 through 1980 diffusion experiments were conducted at sea as part of the GEOMAR project (GEOphysical programme for MARitime regions). So far four campaigns have taken place in different seasons with an average duration of 12 days each. The tracers used were smoke, sulfur hexafluoride ( $SF_6$ ) and copper doped zinc sulfide ( $ZnS:Cu$ ) particles. Concentration profiles were gained at various distances from the source using different measuring techniques. Corresponding meteorological data were gathered by 49 surface synoptic stations and 9 aerological stations. The evaluation procedure as well as preliminary results based on statistical diffusion theories are presented, phenomena are described.

### 1 EINLEITUNG

Im Seegebiet 20 sm um die Forschungsplattform Nordsee ( $54^{\circ} 42,5' N$  und  $07^{\circ} 10,3' E$ ) wurden im Rahmen des Projektes GEOMAR (GEOphysikalisches Arbeitsprogramm für MARitime Beratungsgebiete) zu folgenden Zeiten Ausbreitungsexperimente durchgeführt: 18.-31.05.1978, 21.03.-01.04.1979, 23.08.-05.09.1979 und 15.-29.04.1980. Die zweite Kampagne erbrachte wegen extremer Eis- und Sturmlagen nur wenig Daten; die anderen Zeiträume konnten - bis auf gelegentliche Ausfälle wegen ungünstigen Wetters - voll genutzt werden. Im November 1980 wird eine weitere Meßkampagne durchgeführt.

### 2 AUSBREITUNGSMESSUNGEN

Die Tracer, also Zinkchloridnebel, Schwefelhexafluorid ( $SF_6$ ) und kupferdotierte Zinksulfidteilchen ( $ZnS:Cu$ ), wurden von Bord eines vor Anker liegenden Schiffes (PLANET) von Punktquellen aus freigesetzt. Die Daten des meteorologischen Szenariums lieferten 49 Bodenwetterstationen und 9 aerologische Meßstellen. Ein Meßzug des Deutschen Wetterdienstes führte vom Quellschiff aus aerologische Messungen mit Kleinsonden und Fesselballonaufstiegen durch. Zur Vermessung der sich ausbreitenden Tracer wurden jeweils 6 Schiffe eingesetzt, von denen aus in verschiedenen Quellabständen quer zur Ausbreitungsrichtung mit Hilfe der Infrarot-Spektroskopie Konzentrationsprofile ermittelt wurden. Dabei kamen MIRAN-Geräte der Wilks Scientific Corporation mit einem Ansprechwert von 1-2 ppb und kontinuierlicher Registrierung zum Einsatz. Bei größeren Quellabständen (bis zu 10 sm) wurde mittels eines Gaschromatographen gemessen (STAGINNUS, 1980). Die Entwicklung der künstlichen Nebelfahnen wurde in Seitenansicht und vom Flugzeug aus in Fotos (Abb. 1) dokumentiert. LIDAR-Vermessungen, die in einigen Fällen von der DFVLR durchgeführt wurden, informierten über den dreidimensionalen Ausbreitungsvorgang.

### 3 AUSWERTUNG

Auf Grund des Meßprinzips und der Tatsache, daß ein Schiff bei der Durchquerung der Tracerfahne je nach atmosphärischen Verhältnissen und Quellabstand etwa 5 Minuten benötigt, kann auf das gemessene Einzelprofil die Fick'sche Diffusionstheorie angewandt werden. Entsprechend wurden die Einzelprofile zur Ermittlung der Ausbreitungsparameter  $\sigma_y$  und  $\sigma_z$  durch Gauß'sche Normalverteilungen approximiert. Aus dem Gesamtkollektiv läßt sich dann z.B. der mittlere funktionale Zusammenhang zwischen Diffusionszeit und  $\sigma_y^2$  ermitteln. Abbildung 2 zeigt diesen Zusammenhang für einen willkürlichen Auszug aus dem Gesamtkollektiv. Es wurde hierbei nicht nach Ausbreitungsklassen unterschieden, da eine eindeutige Festlegung dieser Klassen mit Hilfe des bisher vorhandenen Materials noch nicht möglich ist. Die Auswertung der Luftbildreihen beruht ebenfalls auf der Annahme Fick'scher Diffusion (GIFFORD, 1957 und NAPPO, 1979). Ergebnisse sind in Abbildung 3 dargestellt. Die der Abbildung zugrunde liegenden Daten wurden ausschließlich bei neutralen oder nahezu neutralen Ausbreitungsverhältnissen gewonnen.

### 4 PHÄNOMENE

Die beschriebenen Vermessungsmethoden der Tracerfahnen ergeben zeitlich über bis zu 5 Minuten gemittelte Konzentrationsprofile, auf die die Fick'sche Diffusionstheorie anwendbar ist. Turbulenzen mit größerer Wellenlänge werden nicht berücksichtigt. Die Abbildungen 4 und 5 zeigen maßstabgetreue Wiedergaben von Einzelprofilen, die nacheinander in Zeiträumen von 2 bis 3 Stunden gemessen wurden. Die Numerierung der Profile entspricht der Reihenfolge ihrer zeitlichen Aufnahme. Die Position der Profile wurde aus HIFIX-Daten rekonstruiert. Die Registrierung der Windrichtung ist eine Relativangabe bezogen auf das Quellschiff. Man sieht deutlich eine Abhängigkeit der Streuung der Tracer-Zug-

richtung von der Streuung der Windrichtung. Diese Zusammenhänge in Abhängigkeit von den atmosphärischen Gegebenheiten (Windgeschwindigkeit und Stabilität der Luft) zu klären, ist eines der Hauptanliegen der Ausbreitungsexperimente innerhalb der GEOMAR-Kampagnen.

### 5 LITERATUR

Gifford, Frank, Jr.: Relative Atmospheric Diffusion of Smoke Puffs. *J. Meteor.*, 14, 410-474 (1957)

Nappo, Carmen J. Jr.: Relative and Single Particle Diffusion Estimates Determined from Smoke Plume Photographs. *Amer. Met. Soc. Preprints 4th Symp. Turb. + Air Poll.*, 46-47, (1979)

Staginnus, Bernd: C-Warnverfahren auf See (GEOMAR). Erprobungsbericht der Wehrwissenschaftlichen Dienststelle der Bundeswehr für ABC-Schutz, Nr. 80417-I-T/005/A, (1980)

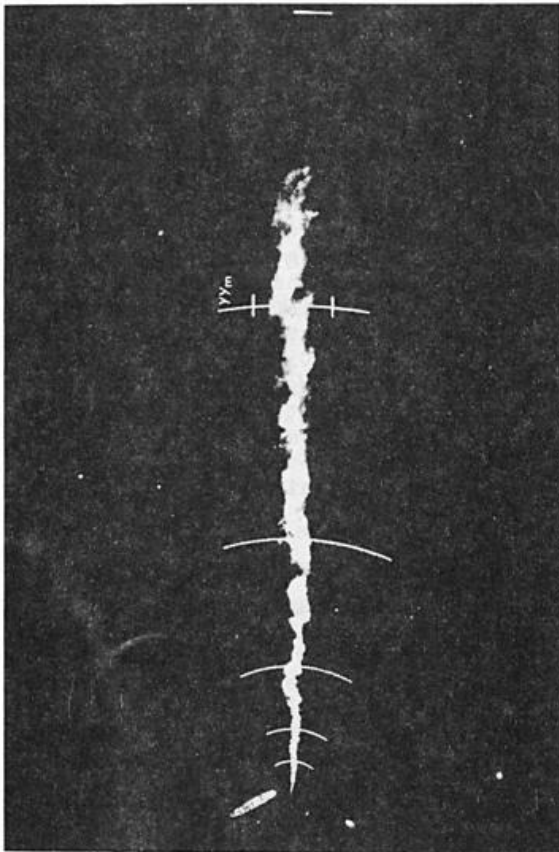


Abb. 1: Luftbild einer Zinkchlorid-Nebelfahne auf See (Aufnahmehöhe 1000 ft) Kreisbögen in 50, 100, 200, 400, 800 m Quellentfernung,  $y_m$  = Ort maximaler Breite der Nebelfahne

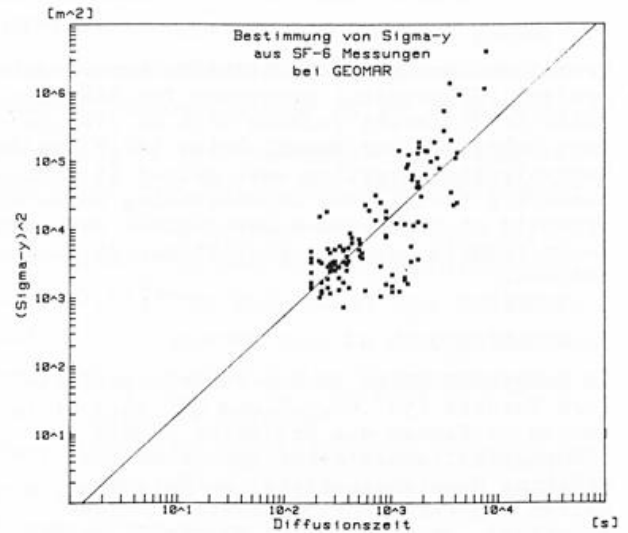


Abb. 2: Zusammenhang zwischen Diffusionszeit  $t$  und  $\sigma_y^2$  bei  $SF_6$ :  
 $\sigma_y^2 = 0.68 t^{1.45}$ , wobei  $t = \frac{d}{u}$  mit  
 $d$  = Quellentfernung der Messung und  
 $u$  = mittlere Windgeschwindigkeit ist

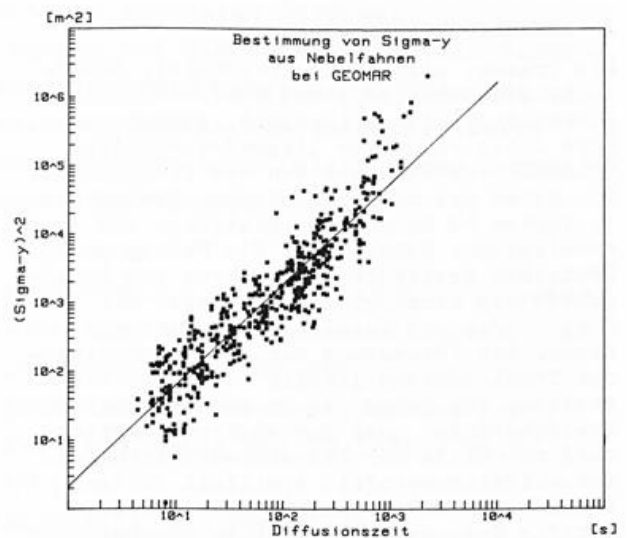


Abb. 3: Zusammenhang zwischen Diffusionszeit  $t$  und  $\sigma_y^2$  bei Nebel:  
 $\sigma_y^2 = 2 \cdot 10^{-1} t^{1.47}$ , wobei  $t = \frac{d}{u}$  mit  
 $d$  = Quellentfernung der Messung und  
 $u$  = mittlere Windgeschwindigkeit ist

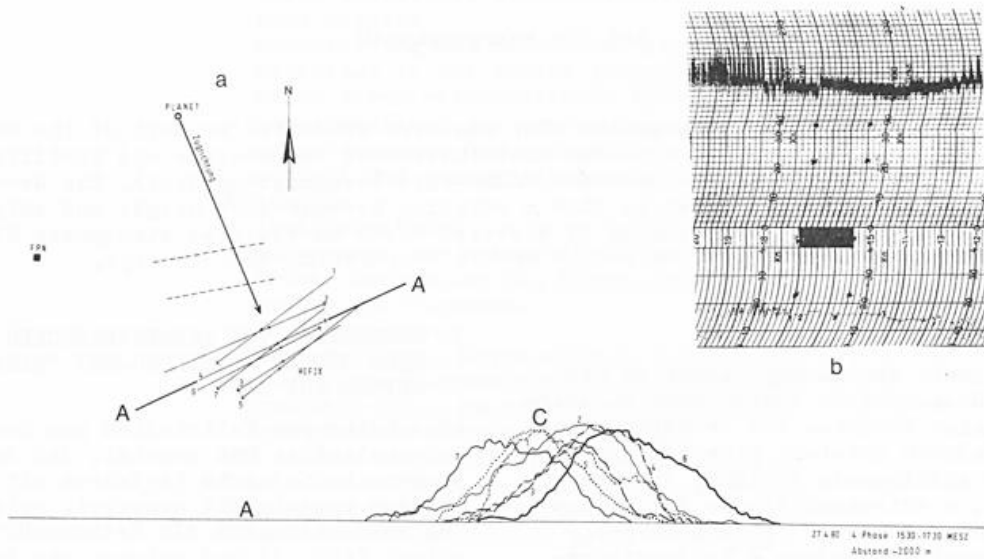


Abb. 4: Versuch 27.04.1980, 1530 Uhr  
 (a) Versuchsablauf nach HIFIX-Vermessung  
 mit Sollmeßstrecke A  
 (b) Windschrieb am Quellort (Dunkler Bal-  
 ken kennzeichnet Zeitraum der Messung)  
 (c) Projektion der gemessenen Querschnitte  
 auf Sollmeßstrecke A

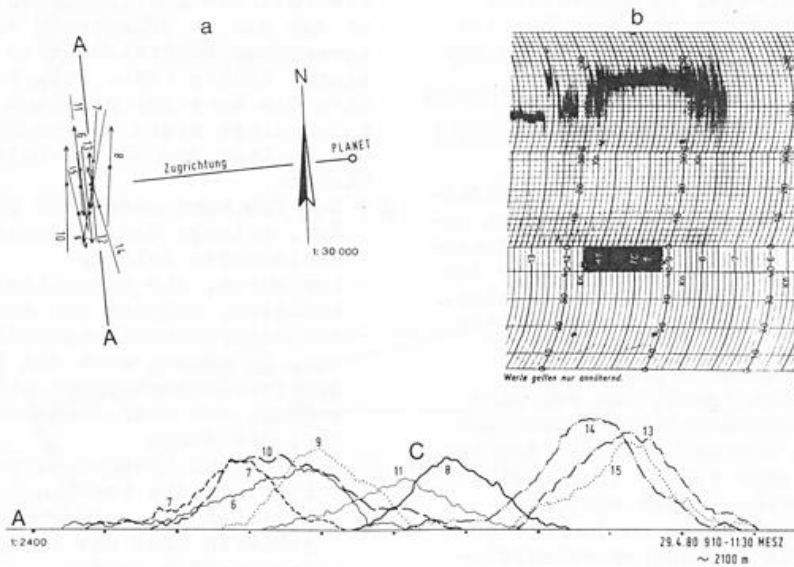


Abb. 5: Versuch 29.04.1980, 0910 Uhr  
 (a) (b) (c) wie in Abb. 4

## GEOMAR - RADARAUSBREITUNG ÜBER SEE

Karl-Erdmann Fischer

Amt für Wehrgeophysik

Investigations on the RADAR propagation over sea were conducted as part of the GEOMAR project (see B 61). Most of the time the distribution of temperature and humidity in the boundary layer over sea causes a duct for RADAR-rays (evaporation duct). The German Military Geophysical Office tries to find a relation between duct height and ship routine weather observations. In the presence of elevated ducts in the free atmosphere RADAR-propagation is not sufficiently described by the evaporation duct concept.

### 1 GRUNDLAGEN

Mikroturbulente Austauschprozesse in der maritimen Grenzschicht führen dort zu starken vertikalen Feuchte- und Temperaturgradienten. Dadurch entsteht eine auf der Seeoberfläche aufliegende Schicht, die imstande ist, elektromagnetische Wellen des dm- und cm-Bereiches zu führen. Dieser - quasipermanent vorhandene - Verdunstungswellenleiter (VWL) kann zu unerwünschten Effekten bei der Radarortung führen (Abb.1):

- Scheinziele durch Überreichweiten
- Fehlauffassungen und "Radarlöcher"
- Erweiterte Zonen der passiven Ortbarkeit aktiver Radaranlagen.

Die genannten Störeffekte hängen nicht nur von den benutzten Antennen- und Targethöhen ab, sondern in starkem Maße auch vom aktuellen Wetter. Eine detaillierte Kenntnis der vorhandenen bzw. zu erwartenden Radarausbreitungsbedingungen über See ist für die Sicherheit und Zuverlässigkeit der Radarpeilung dringend erforderlich.

### 2 PROBLEMSTELLUNG

Analyse-/Vorhersageverfahren für die Radarausbreitungsbedingungen über See müssen zunächst von den Einflüssen des Verdunstungswellenleiters ausgehen, da dieser über See in der überwiegenden Zeit anzutreffen ist. Ein derartiges Verfahren wird gegenwärtig beim Amt für Wehrgeophysik speziell an Hand von Außenversuchen erprobt:

- Die vertikale Mächtigkeit des VWL wird mit Hilfe von Parametrisierungsansätzen ermittelt. Dazu werden bestimmte Ansätze für mikroturbulente Flüsse von Feuchte und fühlbarer Wärme in der maritimen Grenzschicht ausgenutzt, so daß die an Bord routinemäßig gewonnenen meteorologischen Daten zur Berechnung ausreichen und somit auf komplizierte Spezialmessungen verzichtet werden kann.
- Aus der (wetterabhängigen) Dicke des VWL lassen sich dann die daraus resultierenden Reichweiten über Ansätze aus der Elektrodynamik errechnen. Darüber hinaus können qualitative Aussagen über Radarlöcher und passive Ortbarkeit gemacht werden.

204

### 3 ERGEBNISSE VON AUSSENVERSUCHEN ANLÄSSLICH GEOMAR - TEILPROJEKT "RADARREICHWEITEN AUF SEE"

Eine Reihe von Fallstudien aus dem GEOMAR-Datenkollektiv hat gezeigt, daß das in Erprobung befindliche Verfahren mit hinreichender Genauigkeit arbeitet, solange der VWL ausschließlich die Radarausbreitung bestimmt (Abb. 2) und solange die Parametrisierungsansätze gültig sind. Treten aber außer dem VWL noch andere Einflüsse auf die Radarausbreitung auf oder gelten die o.a. Fluß-Gradient-Beziehungen nicht mehr, so versagt das Verfahren. Bei dem in Abbildung 3 gezeigten Fall führte die Zufuhr trocken-warmer Festlandsluft über die feucht-kühle wassernahe Luft zum Aufbau eines Advektionswellenleiters (Abb. 3a). Dieser kann nicht mehr durch grenzschichttheoretische Betrachtungen erfaßt werden, so daß das zu erprobende Verfahren die gemessenen Überreichweiten nicht reproduzieren konnte (Abb. 3b). In diesem Falle wäre die Zone der passiven Ortbarkeit der Radaranlage stark unterschätzt worden. Die Analyse des GEOMAR-Datengutes zeigte bisher:

- Der VWL kann umfassend beschrieben werden, solange die einfachen Fluß-Gradient-Beziehungen gelten.
- Verfahren, die ausschließlich auf dem VWL basieren, reichen zur Analyse/Vorhersage der Radarausbreitungsbedingungen nicht aus. Es müssen auch die Verhältnisse in der freien Atmosphäre mit berücksichtigt werden, und zwar insbesondere Wellenleiter, die durch
  - Advektion trocken-warmer Kontinentalluft auf die See hinaus oder
  - Absinken in ausgedehnten Höchdruckgebieten über dem Einsatzraum hervorgerufen werden.

### 4 ZIEL

Es muß also ein Verfahren erarbeitet werden, welches alle auf See bedeutsamen Ausbreitungsmechanismen für Radar abdeckt.

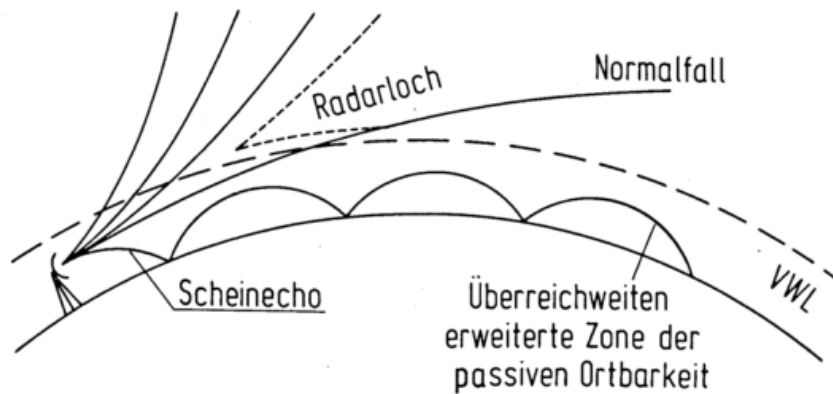
Diagnose:

- umfassende Modellierung des VWL, z.B. durch erweiterte grenzschichttheoretische Ansätze
- Beschreibung der Radarausbreitungsverhältnisse in der freien Atmosphäre, z.B. durch strahlentheoretische Modelle
- Bereitstellung der erforderlichen Eingangsdaten aus der wassernahen Luftschicht und aus der freien Atmosphäre.

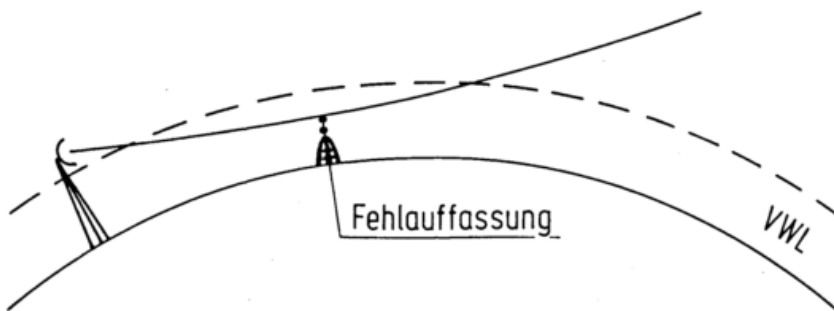
Prognose:

- 1. Alternative:  
Vorhersage der meteorologischen Eingangsdaten. Berechnung des Prognosezustandes analog zur Diagnose.
- 2. Alternative:  
Raum-zeitliche Extrapolation der diagnostizierten Radarausbreitungsbedingungen, speziell unter Benutzung feinmaschiger synoptischer Vorhersagemodelle.

Welche der beiden Alternativen zu besseren Ergebnissen führt, muß durch entsprechende Verifikationen unter Verwendung der Ergebnisse von Außenversuchen geklärt werden.



a, Antenne innerhalb des VWL



b, Antenne außerhalb des VWL

Abb.1 Einflüsse des Verdunstungswellenleiters (VWL) auf die Radarortung

GEOMAR 1/79

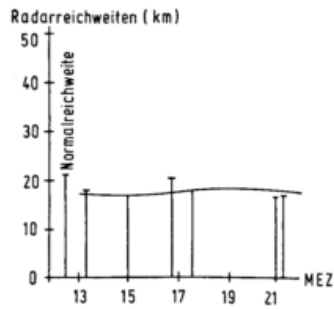


Abb. 2 Radarreichweiten am 21.03.79

Kurve: Berechnete Reichweiten aus meteorologischen Messungen an Bord des Schleppers "EISBÄR"

Säulen: Vom Schlepper "EISBÄR" aus gemessene Reichweiten.

Target: Schlepper "Juist"

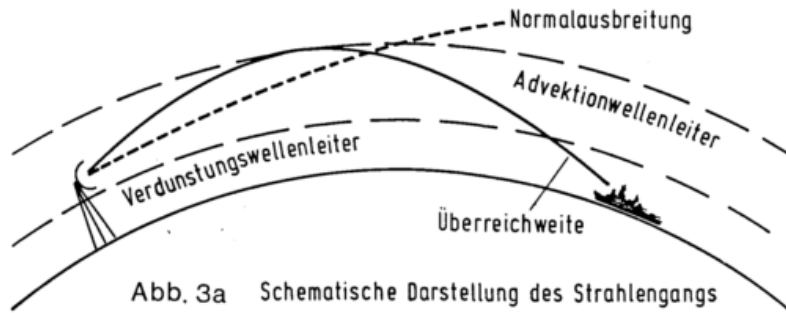
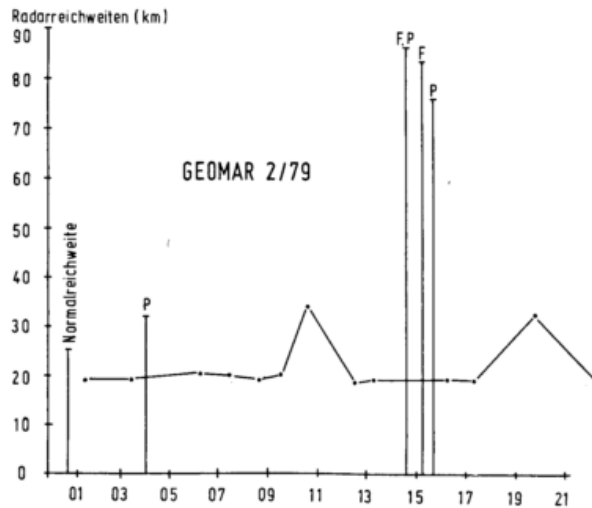


Abb. 3a Schematische Darstellung des Strahlengangs



Radarreichweiten

Kurve: Berechnete Reichweiten aus meteorologischen Messungen an Bord des Schleppers "EISBÄR"

Säulen: Vom Schlepper "EISBÄR" aus gemessene Reichweiten

Targets: F = Forschungsplattform "NORDSEE"  
P = Wehrforschungsschiff "PLANET"

Abb. 3b Überreichweiten am 30.08.79 in der Deutschen Bucht (GEOMAR 2/79)

# DER EINFLUSS DES UNTERGRUNDES AUF AUSBILDUNG UND FORM DER KONVEKTIONSBEWÖLKUNG IN SATELLITENAUFNAHMEN

Matthias Eckardt

Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin

Aus einer Reihe von Phänomenen, wie sie in Satellitenaufnahmen erkennbar sind, werden drei typische Beispiele ausgewählt:

1. Die Ausbildung von Wirbelstraßen beim Überströmen von Inseln im Ozean.
2. Der Lee-Effekt von Südnorwegen auf die Lage von Schauerreihen in Norddeutschland.
3. Die Unterdrückung von Konvektionsbewölkung nach dem Überströmen von kalten Wasserflächen.

Die Satellitenaufnahmen werden mit Karten der Temperatur- und Windverhältnisse sowie Radar- und Niederschlagskarten verglichen. Dabei stellt sich heraus, daß die konventionellen Meßnetze in ihrer Dichte den Satellitenaufnahmen nicht adäquat sind.

In satellite imagery a great number of mesoscale phenomena can be seen, three typical examples are given:

1. Formation of vortex streets on the leeward side of ocean islands.
2. Lee-effect of southern Norway on shower activity in northern Germany.
3. Suppression of convection when air is streaming over cold water surfaces.

The satellite images were compared with low-level flow and temperature distribution and radar and precipitation maps. It can be stated, that conventional network density is not sufficient for studying mesoscale phenomena as seen in high resolution satellite pictures.

## 1 EINLEITUNG

Mit dem Einsatz von hochauflösenden Radiometern in operationellen Wettersatelliten ist es möglich geworden, eine Reihe von kleinräumigen Phänomenen in der Wolkenstruktur zu erkennen und kontinuierlich zu verfolgen. Die Satelliten NOAA 2 bis NOAA 5 waren mit dem VHRR (=Very High Resolution Radiometer) ausgerüstet, mit einer räumlichen Auflösung von 1 km. Die zur Zeit fliegenden Satelliten TIROS-N und NOAA 6 sind mit dem AVHRR instrumentiert, von dem allerdings zur Zeit in Berlin nur die auf 4km Auflösung reduzierten Daten empfangen werden können. Mit der digitalen Bildverarbeitungsanlage des Instituts wurden diese Aufnahmen in stereographische Projektion entzerrt und dabei im Rechner die Auflösung auf 2 km gesteigert; ein Kunstgriff, der es erlaubt, mesoskalige Phänomene besser sichtbar zu machen.

## 2 PHÄNOMENE IM MESOSCALE

Dieser Scale umfaßt Erscheinungen mit einer räumlichen Größenordnung von 1 bis ca. 500 km. In nichtkonvektiver Bewölkung sind Leewellenwolken sowie Wirbel in Stratus- und Nebelfeldern die am häufigsten beobachteten Erscheinungen, wobei besonders Leewellen für Wind- und Turbulenzverhältnisse wich-

tige Hinweise zu geben vermögen. Konvektive Bewölkung tritt in allen Größenklassen auf und zeigt sich organisiert in Zellen (offen - geschlossen), Reihen, Wirbelstrukturen und Clustern. Ihr Auftreten kann also in Satellitenaufnahmen sehr gut belegt werden, sie sind jedoch meist kleinräumiger als die Dichte der synoptischen Netze. Daher verdankt man Aussagen über sie meist besonderen Meßexperimenten wie z.B. in GATE. Die beobachteten Wolkenanordnungen geben allgemeine Hinweise auf die Richtung und Stärke des Windfeldes, vertikale Stabilität und unterschiedliche Reibungsbedingungen, können auch bei der Parametrisierung der Konvektion hilfreich sein. Entscheidend modifiziert wird die Bewölkung auch durch die Orographie und hierfür sollen einige Beispiele gegeben werden:

### 2.1 Wirbelstraßen im Lee von Inseln

Sie sind aus Satellitenaufnahmen schon längere Zeit bekannt und in der Literatur beschrieben worden. Überwiegend bilden sie sich in Stratocumulus-Bewölkung in der Passatregion, seltener treten sie in nördlicheren Breiten auf. Bei dem hier gezeigten Beispiel handelt es sich auch um eine solche sogenannte v. Karman-Wirbelstraße im Lee der Insel Jan Mayen zwischen Island und Spitzber-

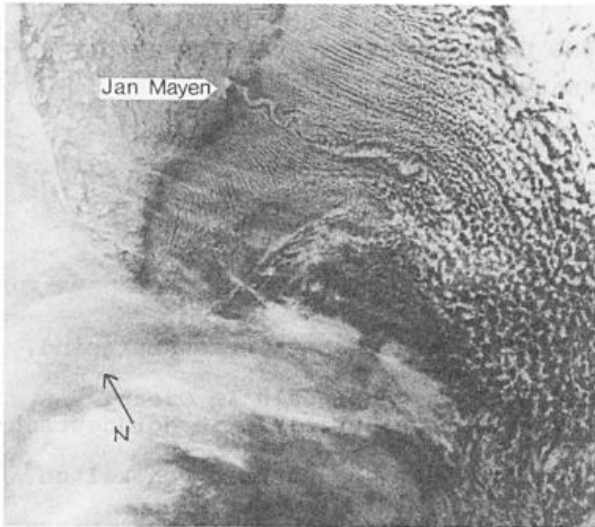


Abb.1: NOAA 5 Umlauf 7028 17.2.1978  
VHRR Infrarot

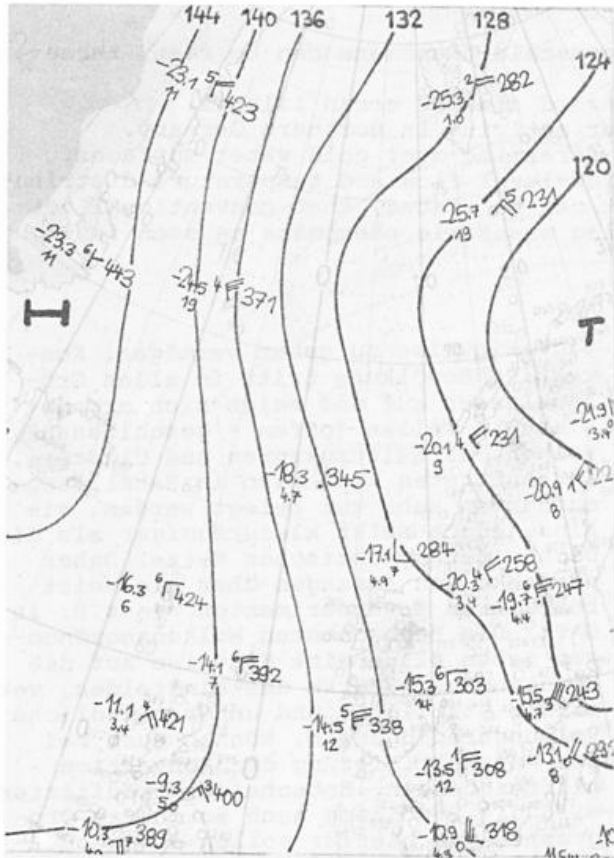


Abb.2: 850 mb-Karte 17.2.1978 12GMT

gen, die zu diesem Zeitpunkt am Südrand des arktischen Eises lag. Ein breites Feld von eng beieinander liegenden Cumulus-Reihen kennzeichnet eine sehr kalte, labil geschichtete und starke Nordwestströmung in der unteren und mittleren Troposphäre. Ausgehend vom höchsten Punkt der Insel (Beerenberg, 2341 m) erstreckt sich innerhalb dieser Cumulusreihen eine Wirbelstraße über 600 km weit nach Süd ost. Ab

65°N fächern die Reihen auf in offene Zellen, dies steht in Einklang mit der Gradientenabschwächung in der 850 mb-Strömung (Abb.2). Ansonsten gibt die Karte wenig Anhaltspunkte für die im Bild auftretenden Strukturen.

## 2.2 Der Lee-Effekt von Südnorwegen

Die Gebirgszüge im Süden Norwegens erreichen Höhen bis nahe 2500 m und beeinflussen ebenfalls die über sie strömenden Luftmassen. Besonders auf der Rückseite von Tiefdruckgebieten im Raum Ostsee-Baltikum erzeugen sie leeseitige Aufheiterungsgebiete in einer Nordströmung. In einigen Fällen macht sich dieser Einfluß bis in den Berliner Raum hinein bemerkbar und ist somit auch von prognostischem Interesse. Die Abbildung 3 zeigt am rechten Bildrand noch das Tiefzentrum; über der Nordsee haben sich Konvektionszellen entwickelt die in Form einer Schauerstraße nach Norddeutschland hineinreichen und hier besondere Intensität bekommen. Dazwischen erstreckt sich ein wolkenloser Streifen über Jütland und das östliche Schleswig-Holstein nach Südosten. Vom Berliner Wetterradar wurden über mehrere Stunden hinweg kräftige Schneeschauer in 70 km Entfernung geortet, die in der Lüneburger Heide Schneehöhen bis 10 cm brachten. In Karten der pseudopotentiellen Temperatur zeigt sich bis 500 mb eine Zunge relativ höherer Werte gerade in dem wolkenlosen Bereich, die wohl Absinkbewegungen dokumentiert.

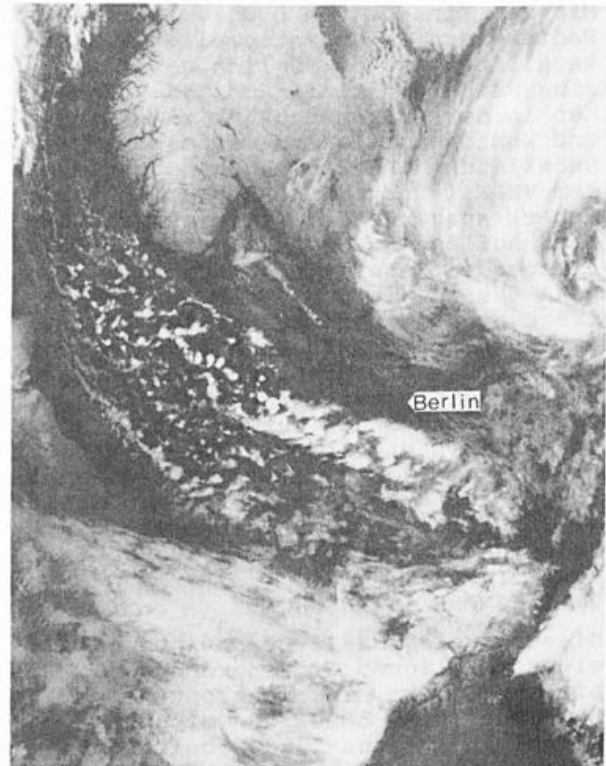


Abb.3: NOAA 5 Umlauf 6482 4.1.1978  
VHRR Infrarot

### 2.3 Unterdrückung von Konvektion nach dem Überströmen kalter Wasserflächen

Das vergangene Frühjahr bot mehrmals die Gelegenheit, die Organisation von Konvektionsbewölkung über Land zu studieren, dies insbesondere mit dem um 15 Uhr Ortszeit vorbeifliegenden Satelliten TIROS-N. Sehr oft traten nämlich starke Kaltluftausbrüche über Nordosteuropa auf, bei denen arktische Luftmassen über Finnland und das Baltikum südwärts vorstießen. Dies geschah bis in den Juni hinein, wo die Einstrahlung über Land für entsprechende Labilisierung von unten her sorgt. Dabei traten auch die nachfolgend beschriebenen Phänomene auf, die in dieser Intensität bisher nicht beobachtet wurden (außer in den USA im Bereich der Großen Seen). Am 12. Mai zeigten sich südlich des Rigaischen und Finnischen Meerbusens sowie des Ladoga- und Onegasees langgestreckte wolkenfreie "Schleppen" in einer Umgebung mit einheitlichen Konvektionszellen. Im westlichen Falle erreicht dieses Gebiet eine Länge von 230 km bei einer mittleren Breite von 100 km, die ande-

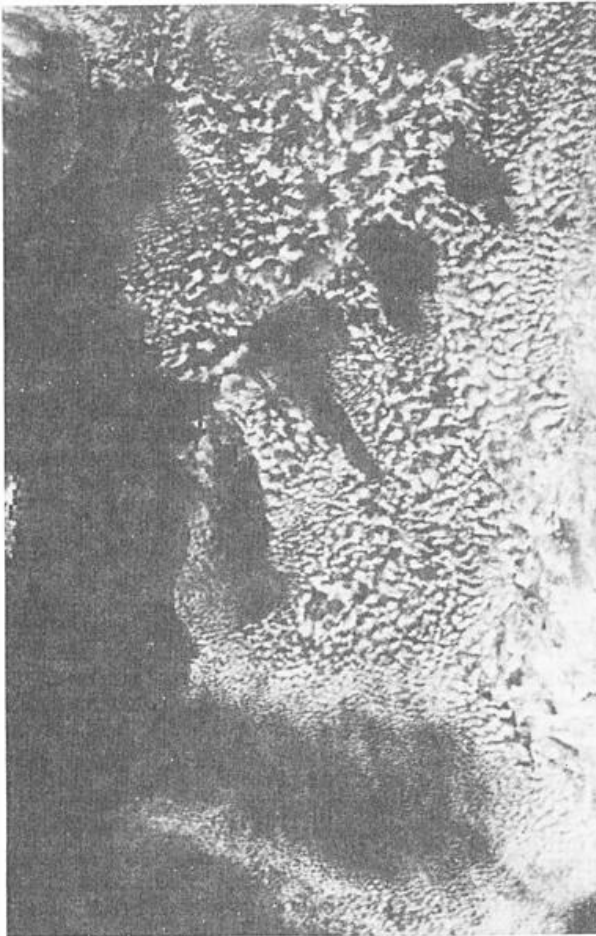


Abb. 4: TIROS-N Umlauf 8140 12.5.1980  
Visible 2km

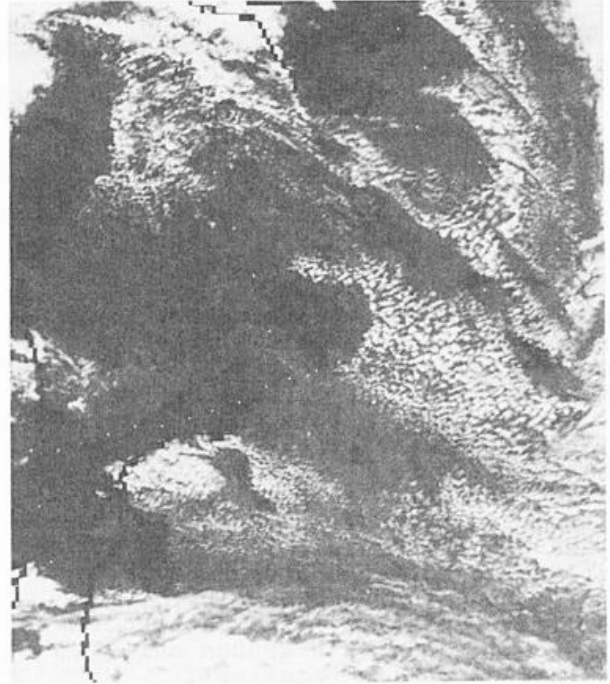


Abb. 5: TIROS-N Umlauf 8380 29.5.1980  
Visible 2 km

ren sind kürzer und schmaler. Während Boden- und Höhenkarten eine nordwestlich bis nördlich orientierte, nicht allzu starke Strömung zeigen, sind keine weiteren Punkte für einen stabilisierenden Einfluß erkennbar. Es liegt nahe, diesen in den kalten Wasserflächen ( $4^{\circ}$ ) zu suchen.

Auch im Beispiel vom 29. Mai lassen sich wolkenfreie Räume in der Umgebung der genannten Wasserflächen ausmachen, nur ist deren Orientierung in diesem Falle in abwechselnder Richtung. In den Gebieten zwischen Ladoga-See und dem Weißen Meer leitet man aus der Lage der wolkenfreien Gebiete eine Nordströmung ab, über Lettland dagegen eine südöstliche Strömung, wie sie in den Wetterkarten dann auch zu finden ist.

Es besteht die Möglichkeit, mit Hilfe hochauflöser Satellitenbilder Rückschlüsse auf die Richtung und auch die Stärke der Strömung in der unteren und mittleren Troposphäre zu ziehen. Umgekehrt kann mit Hilfe der synoptischen Wetterkarten bzw. dem darin enthaltenen Meßnetz nicht auf die Form und Änderung der Wolkenstrukturen mesoskaliger Prozesse geschlossen werden. Diese jedoch können die regionale und lokale Vorhersage nachhaltig beeinflussen, Satellitenaufnahmen können einen Beitrag hierzu leisten.

MODELLANNAHMEN

F. Wippermann

Technische Hochschule Darmstadt  
Institut für Meteorologie

Die Auswirkungen verschiedener Modellannahmen sollen an der Vertikalstruktur der meteorologischen Felder untersucht werden.

Zu diesem Zweck wird das die atmosphärischen Vorgänge beschreibende Gleichungssystem (3 Bewegungsgln., 1. Hauptsatz, Kontinuitätsgl.) l i n e a r i s i e r t (Querstrich über Grundzustand und Grundstrom, Beistrich für überlagerte schwache Störungen). Durch Betrachtung von Vorgängen nur in der Vertikalebene (x, z) wird das Problem hinsichtlich der Störgrößen auf ein zweidimensionales reduziert.

Bei Nichtberücksichtigung irreversibler Prozesse (Reibung, Wärmezu- und -abfuhr) erhält man das Gleichungssystem

$$u'_t + \bar{u}u'_x - \bar{v}v' + c_p \bar{\sigma} \pi'_x = 0 \quad (1)$$

$$v'_{xt} + \bar{u}v'_{xx} + \bar{v}u'_x + \beta v' - a_5 \frac{f\bar{u}}{\bar{\sigma}} \mathcal{S}'_x = 0 \quad (2)$$

$$a_1 w'_t + a_1 \bar{u}w'_x - g \frac{\mathcal{S}'}{\bar{\sigma}} + c_p \bar{\sigma} \pi'_z = 0 \quad (3)$$

$$\mathcal{S}'_t + \bar{u}\mathcal{S}'_x + w'\bar{\mathcal{S}}_z = 0 \quad (4)$$

$$\frac{1}{(\kappa-1)\bar{\kappa}} (a_2 \pi'_t + a_3 \bar{u}\pi'_x - a_3 \frac{f\bar{u}}{c_p \bar{\sigma}} v' - a_4 \frac{g}{c_p \bar{\sigma}} w') + u'_x + w'_z = 0 \quad (5)$$

Die Bezeichnungsweise ist die übliche;  $\bar{v} = f - \bar{u}_y$  ist die absolute Vorticity des Grundstroms,  $\bar{\kappa} := (p/p_0)$  hoch  $R/c_p$  ist die Exner-Funktion,  $c_p = 1004.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$  ist die spez. Wärme und  $\kappa = c_p/c_v$ .

Die Gln. (1) und (3) sind die 1. und 3. Bewegungsgleichung, Gl. (2) ist die durch kreuzweise Differentiation aus der 1. und 2. Bewegungsgl. erhaltene Vorticitygleichung. Gl. (4) ist der 1. Hauptsatz und Gl. (5) die Kontinuitätsgleichung.

Für Grundzustand und Grundstrom gilt:

$$\bar{\mathcal{S}}_t = \bar{\mathcal{S}}_x = \bar{\mathcal{S}}_y = 0, \quad \bar{\mathcal{S}}_z \text{ gegeben} \quad (6)$$

$$\bar{\pi}'_t = \bar{\pi}'_x = 0, \quad \bar{\pi}'_y = -\frac{f\bar{u}}{c_p \bar{\sigma}} \quad (7a, b)$$

$$\bar{\pi}'_z = -g/(c_p \bar{\sigma}) \quad (7c)$$

$$\bar{u}_t = \bar{u}_x = \bar{u}_z = 0, \quad \bar{u}_y \text{ verfügbar} \quad (8)$$

(7b) ist die Beziehung für den geostrophischen Grundstrom  $\bar{u}$ , (7c) ist die statische Grundgleichung.

Die Faktoren  $a_1 - a_6$  können den Wert 1 oder 0 annehmen; es wird dadurch die jeweilige Modellannahme festgelegt, wie dies aus der nachstehenden Tabelle ersichtlich ist.

	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
I	1	1	1	1	1	1
II	1	0	0	1	1	1
III	1	0	0	0	1	1
IIIa	1	0	0	0	0	1
IV	0	1	1	1	1	1
V	1	1	1	1	1	0
VI	1	1	1	1	1	1
VII	1	1	1	1	1	1

Hierin bedeuten die Fälle I - VII:

I Vollständiges System, keine Approximation

II Anelastisches System  $\nabla \cdot (\xi \mathbf{v}) = 0$

III, IIIa Boussinesq-Approximation  
 $\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$ , bei IIIa auch im Druckgradienten  $\varrho$  konst.

IV Hydrostat. System  $dw/dt = 0$

V Geostroph. Approxim.  $\mathbf{v}_h \rightarrow \mathbf{v}_g$

VI wie I, jedoch  $f = 0$  ( $\beta = 0$ )

VII wie I, jedoch  $\beta = 0$

Der Faktor  $a_4$  taucht nicht in den Gln. (1) - (5) auf, für seinen Erhalt sind gesonderte Operationen erforderlich; er erscheint dann in der Abkürzung A der späteren Gl. (12).

Es wird nunmehr gefragt, unter welchen Bedingungen hinsichtlich der Vertikalstruktur für das System (1) - (5) eine Lösung der Form

$$\begin{Bmatrix} u' \\ v' \\ w' \\ \mathcal{S}' \\ \pi' \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} U \\ V \\ W \\ \Theta \\ P \end{Bmatrix} \exp [i(kx + mz - \omega t)] \quad (9)$$

existiert.  $k = 2\pi/L_x$  ist die Wellen-

$$(10) \quad \Delta = \begin{pmatrix} U & V & W & \ominus & P \\ i(k\bar{u}-\omega) & -\bar{\nu} & 0 & 0 & ikc_p\bar{\nu} \\ ik\bar{\nu} & \beta-k(k\bar{u}-\omega) & 0 & -a_3kf\bar{u}/\bar{\nu} & 0 \\ 0 & 0 & ia_1(k\bar{u}-\omega) & -g/\bar{\nu} & imc_p\bar{\nu} \\ 0 & 0 & \bar{\nu}_z & i(k\bar{u}-\omega) & 0 \\ ik & \frac{a_2}{(\kappa-1)\bar{\nu}} \frac{f\bar{u}}{c_p\bar{\nu}} & im - \frac{a_4}{(\kappa-1)\bar{\nu}} \frac{g}{c_p\bar{\nu}} & 0 & \frac{i}{(\kappa-1)\bar{\nu}} (a_3k\bar{u} - a_2\omega) \end{pmatrix}$$

zahl in x-Richtung sie sei immer reell;  $m = 2\pi/L_z$  ist die Wellenzahl in der z-Richtung, sie charakterisiert die vertikale Struktur. Falls  $m$  reell ist, hat man eine wellenartige Änderung in vertikaler Richtung, ist

es imaginär, klingt die Amplitude exponentiell mit der Höhe ab; für ein komplexes  $m$  hat man beide Änderungen wie z.B. bei der Ekmanspirale.

Mit dem Lösungsansatz (9) in (1)-(5) erhält man die unter (10) angegebene Koeffizientenmatrix. Die Lösung (9) existiert jedoch nur im Falle eines Verschwindens der Determinante  $\Delta$  in (10). Hieraus folgt die

Frequenzgleichung (Wellenzahlgl.), die nachstehend für den stationären Fall ( $\omega = 0$ ) und für fehlende horizontale Scherung des Grundstroms  $\bar{u}_y = 0$  (d.h.  $\bar{\nu} = f$ ) angegeben ist.

$$\left(\frac{N^2}{\bar{u}^2} - a_1k^2\right)\left(\frac{\beta}{\bar{u}} - k^2\right)\left(1 - \frac{a_2\bar{u}^2}{(\kappa-1)\bar{\nu}c_p\bar{\nu}}\right) - m^2\left(\frac{\beta}{\bar{u}} + \frac{f^2}{\bar{u}^2} - k^2\right)\left(1 + ia_3\frac{g}{m} \frac{1}{(\kappa-1)\bar{\nu}c_p\bar{\nu}}\right) + ia_5m\frac{f^2N^2}{g\bar{u}^2}\left(1 - \frac{a_2}{(\kappa-1)\bar{\nu}} \frac{\bar{u}}{c_p\bar{\nu}}\right) = 0 \quad (11)$$

$N^2 = g\bar{\nu}_z/\bar{\nu}$  ist das Quadrat der Brunt-Väisälä-Frequenz. Das Vorgehen zur Bildung der Frequenzgleichung setzt voraus, daß die Koeffizienten in der Matrix (10) von  $x$  und  $z$  unabhängig sind. Diese Voraussetzung kann allerdings nur angenähert erfüllt

werden, da nicht  $\bar{\nu}$  und  $\bar{\nu}_z$  gleichzeitig konstant sein können, ebenso nicht  $\bar{\kappa}$  und  $\bar{\kappa}_z$ , welches gem. (7c) in der Schwerebeschleunigung  $g$  steckt.

Die Lösungen der Gl.(11) für den Realteil  $m_r$  und den Imaginärteil  $m_i$  der vertikalen Wellenzahl  $m$  sind in der nachstehenden Tabelle angegeben:

(12)	$m_r^2$	$m_i^2$
$\frac{C^*}{A} + \frac{E^2}{4} < 0$	$\left \frac{C^*}{A} + \frac{E^2}{4}\right $	$\frac{E^2}{4}$
$\frac{C^*}{A} + \frac{E^2}{4} \geq 0$	0	$\frac{E^2}{2} + \frac{C^*}{A} + E\sqrt{\frac{E^2}{4} + \frac{C^*}{A}}$

Hierin sind die folgenden Abkürzungen verwendet worden:

- A :=  $a_1k^2 - f^2/\bar{u}^2 - a_2\beta/\bar{u}$
- B :=  $g/\{(\kappa-1)\bar{\nu}c_p\bar{\nu}\}$ , F :=  $\bar{u}/\{(\kappa-1)\bar{\nu}c_p\bar{\nu}\}$
- C :=  $(N^2/\bar{u}^2 - a_1k^2)(\beta/\bar{u} - k^2)$
- C\* :=  $C(1 - a_3F)$ , D\* :=  $D(1 - a_3F)$
- D :=  $f^2N^2/(g\bar{u}^2)$ , E :=  $B - D^*/A$

Die Lösung (12), nämlich  $m_r^2/k^2$  und  $m_i^2/k^2$ , wurde für folgende Parameter ausgewertet:

$\bar{u} = 10 \text{ m/s}$ ,  $\bar{\nu}_z = 0.35\text{K}/(100\text{m})$ ,  $f = 1.1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  ( $\varphi \sim 50^\circ\text{N}$ ),  $\beta = 1.48 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-2}$ , womit sich folgende Wellenzahlen ergeben:  
 $N^2/\bar{u}^2 = 1.20 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-2}$  ( $L_N = 5.74 \text{ km}$ )  
 $f^2/\bar{u}^2 = 1.25 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-2}$  ( $L_f = 565 \text{ km}$ )  
 $\beta/\bar{u} = 1.48 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-2}$  ( $L_\beta = 5170 \text{ km}$ )

Wegen Platzmangels können von den sieben Fällen nur zwei (III und IV) beispielhaft gezeigt werden; die Lösungen sind in den Abbildungen 1 und 2 durch die dicken Linien dargestellt, während die dünnen Linien jeweils zum Vergleichen den Fall I (keine Approximation) angeben.

So erkennt man z.B. daß die hydrostatische Approximation (Fall IV) merkbare Fehler für  $L < 10 \text{ km}$  verursacht, für  $L < L_N \sim 6 \text{ km}$  sogar eine trigonometrische Vertikaländerung statt einer

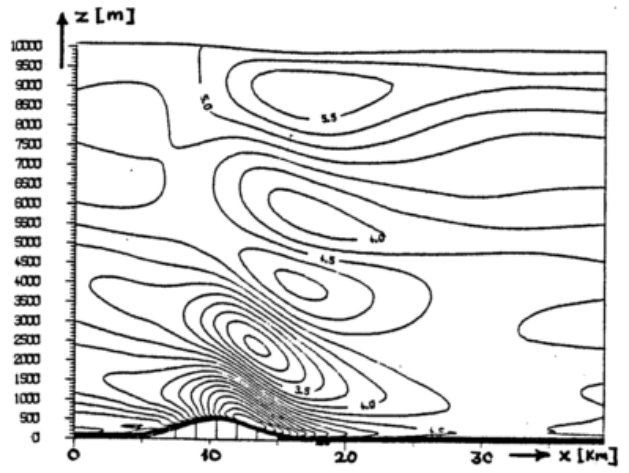
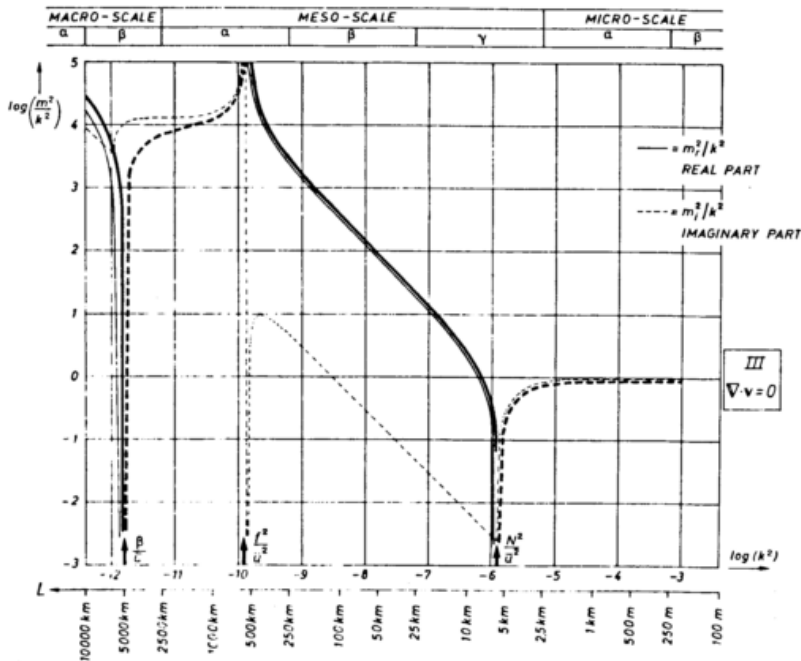


Abb. 3



exponentiell abfallenden bedingt. Abbildung 3 gibt ein Beispiel, wie sich dies in Rechenergebnissen auswirkt: bei der Überströmung eines (hier etwa 500 m hohen) Berges zeigt die u-Komponente der Geschwindigkeit (wie auch die andern meteorologischen Variablen) eine in der Vertikalen periodische Intensitätsänderung, sofern ein hydrostatisch approximiertes Modell benutzt wurde. Durch die Beschaffenheit des Berges entsteht eine für den Strömungsvorgang charakteristische Länge  $L$ , für welche die hydrostatische Approximation bereits merkliche Fehler verursacht. Mit einem nicht-hydrostatischen Modell erhält man realistischere Felder.

Die Ergebnisse werden in der Abbildung 4 zusammengefaßt: die schwarzen Streifen zeigen an, für welche charakteristische Länge  $L$  die jeweilige Modellannahme nicht benutzt werden darf.

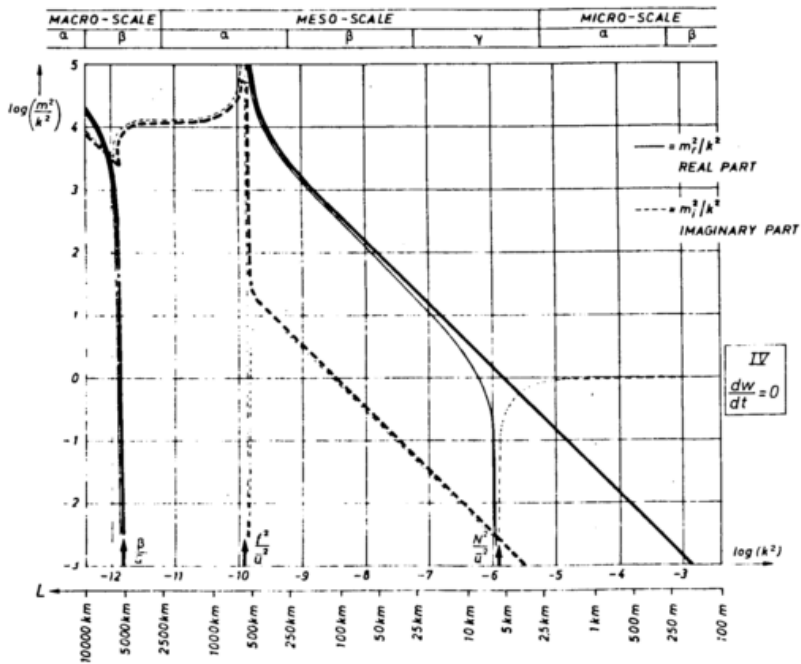
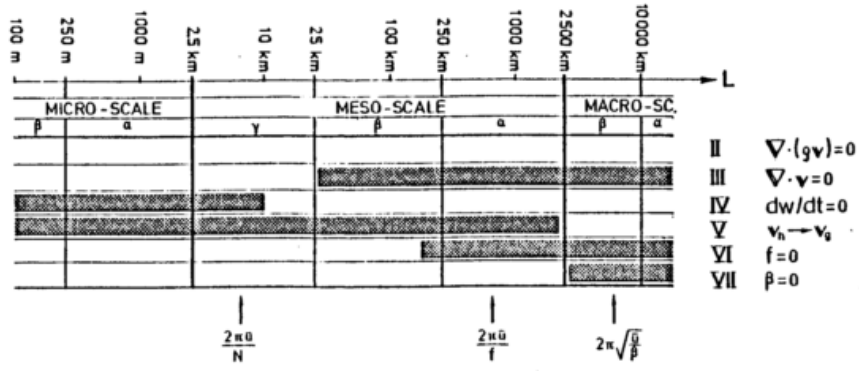


Abb. 1  
Abb. 2  
Abb. 4



## AUFBAU EINES REGIONALEN WETTERVORHERSAGEMODELLS

Eberhard Müller

Deutscher Wetterdienst, Offenbach

**ABSTRACT:** To improve regional and local weather forecasts a limited area model with a horizontal grid size of about 50 km and 18 layers in the vertical is being developed. Special emphasis is placed upon the boundary layer, the hydrologic cycle including moist convection and the initialization. The physical and numerical structure of the model and experiments using a channel version are outlined.

### 1 DIE AUFGABE

Zu den Bemühungen des Deutschen Wetterdienstes um eine genauere und detailliertere Kurzfristvorhersage (12-36h) für die BR Deutschland und Randgebiete gehört der Aufbau eines regionalen Wettervorhersagemodells (RWVM). Es ist konzipiert als Ausschnittsmodell, das den Raum Europa/Ostatlantik umfaßt, eine hohe horizontale ( $\sim 50$  km) und vertikale (strukturierte Grenzschicht) Auflösung aufweist und mit detaillierter Physik ausgestattet ist. Im Gegensatz zu längerfristigen Vorhersagen, die unbedingt einer hemisphärischen bzw. globalen Behandlungsweise bedürfen, konnte der Gewinn dieser alternativen Strategie, die verfügbare Rechenkapazität einzusetzen, für die Kurzfristvorhersage überzeugend nachgewiesen werden (HOUGHTON und IRVINE, 1976; FAWCETT, 1977; SHUMAN, 1978). Wie ein erster Blick auf Abbildung 1, die sich auf die durch RANDERSON (1976) leicht modifizierte Nomenklatur von ORLANSKI (1975) stützt, zeigt, ist ein derartiges Modell natürlich auch für die grundsätzliche Simulation instationärer Prozesse im regionalen Skalenabschnitt geeignet. Chancen und Schwierigkeiten, mittels eines RWVM zu einer verbesserten Wettervorhersage zu gelangen, lassen sich an 3 Aspekten verdeutlichen.

Der erste Aspekt betrifft die Vorhersage als Anfangswertproblem. Die Verschiebung der Auflösungs- und Parametrisierungsgrenze zu kürzeren Wellenlängen läßt einerseits eine verbesserte Simulation makroskaliger Prozesse erwarten. Voraussetzung ist allerdings, daß aus einem Rahmenmodell zeitabhängige seitliche Randwerte bereitgestellt und geeignet inkorporiert (z.B. DAVIES, 1976) werden. Andererseits wird die Erfassung kleinskaliger Prozesse und Strukturen (barokline Entwicklung im Anfangsstadium, Leezyklogenese, Hitzetief, Kaltlufttropfen, Front, Strahlstrom u.a.) möglich, wobei zumindest deren Entwicklungspotential im Anfangs-

zustand erfaßt sein sollte. Skalenabhängige Vorhersagbarkeit meteorologischer Prozesse und operationelle Einsatzfähigkeit von Vorhersagemodellen lassen eine Maschenweite von ca. 50 km gegenwärtig als untere Grenze erscheinen (SHUMAN, 1978). Hierdurch bleiben konvektive Prozesse, leider aber auch synoptische Phänomene, wie die Bandenstruktur von Fronten (HOBBS, 1978) oder die mesoskalige Zellstruktur der Konvektion (ROTHERMEL und AGEE, 1980), von der expliziten Simulation ausgeschlossen. Von grundsätzlicher Problematik ist die Bestimmung des Anfangszustandes. Für die numerische Analyse ist die Ausnutzung aller verfügbaren Beobachtungen des Massen- und Windfeldes unerlässlich. Nur in einem 4dimensionalen Interpolationsverfahren können Messungen an jedem Raum-Zeit-Punkt berücksichtigt werden. Der Initialisierung bleibt in diesem Skalenabschnitt die Anwendung der herkömmlichen Balancebeziehungen zwischen Wind- und Massenfeld verschlossen (WERGEN, 1980; Abb. 1); im Normal-mode-Verfahren bietet sich möglicherweise eine Alternative.

Der zweite Aspekt betrifft die Vorhersage als Randwertproblem. Die von der Unterlage - charakterisiert durch Orographie, Rauigkeit, thermische und hygrische Eigenschaften - ausgehenden Antriebe können durch die erhöhte horizontale und vertikale Auflösung genauer erfaßt und der synoptischen Entwicklung als Modulation überlagert werden. Die resultierenden Zeit- (z.B. Tagesgang) und Ortsabhängigkeiten (z.B. Relief) werden als wichtiger Gewinn für die Wettervorhersage erachtet. Die skalen-gemäße Darstellung der europäischen Orographie läßt z.B. eine angenäherte Simulation des Barriereneffektes wie des Welleneffektes (Abb. 1; ELIASSEN, 1977) erwarten. Problematisch ist allerdings die Bestimmung repräsentativer Werte für die übrigen Bodenparameter.

Der dritte Aspekt betrifft die Vorhersage als **W e t t e r** vorhersage. Durch

Erweiterung des physikalischen Inhalts sollen Wetterelemente, wie Bewölkung, Niederschlag oder die Verhältnisse in der Biosphäre, die bislang weitgehend das Ergebnis einer Interpretationsaufgabe waren, einer modellmäßigen Behandlung zugänglich gemacht werden. Schwerpunkte liegen in der Formulierung der Grenzschichtprozesse und des hydrologischen Zyklus einschließlich der Feucht-konvektion. Hierzu ist die Erstellung neuer, auflösungsspezifischer Parametrisierungsschemata erforderlich.

## 2 DAS MODELL

### 2.1 Methode der Modellentwicklung

Zur Erprobung der physikalischen und numerischen Modellstruktur dient eine Kanalversion. Das Kanalmodell ist auf einer  $f$ -Ebene definiert, die 1397 km lang und 1651 km breit ist. Die Ränder sind in  $x$ -Richtung zyklisch angeschlossen, in  $y$ -Richtung abgeschlossen. Die Simulation realistischer meteorologischer Entwicklungen geht von synthetischen Anfangsfeldern aus.

Das geplante Europa-Modell, das auf einer stereographischen Projektionsebene definiert wird und neben Europa einen Teil des Nordatlantik umfaßt, soll zunächst durch die Simulation ausgewählter Wetterentwicklungen (z.B. aus ALPEX) geprüft und optimiert werden.

Zur Untersuchung des regionalen Transports von Luftbeimengungen werden jeweils parallel hierzu Ausbreitungsmodelle speziell für die Schwefelkomponenten  $\text{SO}_2$ -Gas und Sulfatpartikel entwickelt.

### 2.2 Physikalischer Inhalt

Die hydrostatisch approximierten meteorologischen Prozesse werden in einem hybriden Koordinatensystem beschrieben, das aus einem  $\sigma$ -System zwischen Boden und 250 mbar-Fläche und einem  $p$ -System darüber besteht. Die feuchte Version des prognostischen Systems enthält Bilanzgleichungen für den Horizontalimpuls in komplexer Form  $V = u + iv$ , die Enthalpie  $h = c_p T + L \frac{q_D}{K}$  und den Gehalt an Wassersubstanz  $q_{DW}$  in Form von Dampf  $q_D$  und Wolkenröpfchen  $q_W$ . Aus dem vorausgesetzten Sättigungsgleichgewicht zwischen dampfförmiger und flüssiger Phase lassen sich aus  $h$  und  $q_{DW}$  die Temperatur  $T$  sowie  $q_D$  und  $q_W$  diagnostisch bestimmen. Vervollständigt wird das System durch eine Kontinuitätsgleichung für die Gasphase, die statische Grundgleichung und die Zustandsgleichung. Subskalige Horizontalflüsse und turbulente Vertikalflüsse werden durch Gradientenansätze für die Größen  $V$ ,  $h$ ,  $\Phi$  (Geopotential) und  $q_{DW}$  parametrisiert.

Die horizontalen Diffusionskoeffizienten sind dabei dem Betrag der lokalen Dyade proportional angesetzt. Die vertikalen Diffusionskoeffizienten ergeben sich für die Prandtl-Schicht aus den integrierten Dyer-Businger-Beziehungen in der expliziten Näherungsform nach LOUIS (1979); ansonsten folgen sie aus einer Schließungstheorie der zweiten turbulenten Momente, die etwa der Stufe 2 in der Hierarchie von MELLOR und YAMADA (1974) entspricht. Des weiteren werden für  $V$ ,  $h$ ,  $q_{DW}$  noch lokale Tendenzen berücksichtigt, die auf subskalige Prozesse nicht-lokaler Natur zurückgehen. Hierbei handelt es sich um die Feuchtkonvektion und den Niederschlagsvorgang, die beide diagnostisch im vertikalen Zusammenhang ausgewertet werden. Behandlungen des Erdbodens und der Strahlung sind zur Vervollständigung der Modellphysik später nachzutragen.

### 2.3 Numerische Struktur

Die Modellatmosphäre des Kanals ist vertikal in 18 Schichten (15 im  $\sigma$ -System, 3 im  $p$ -System) gegliedert, wovon durchschnittlich 6 - mit nach oben zunehmender Mächtigkeit - in der Grenzschicht liegen. Die Schichten sind durch Nebenflächen begrenzt, an denen die materiellen und diffusiven Vertikalflüsse berechnet werden. Die Hauptflächen in der jeweiligen Massenmitte tragen die repräsentativen Werte der prognostischen Variablen. Horizontal sind 2 Gitterpunktfamilien definiert, die gegeneinander diagonal (um eine halbe Maschenweite in  $x$  und  $y$ ) und zeitlich (gerade und ungerade Zeitpunkte) versetzt sind. Hierdurch können Gradienten und Flußdivergenzen über eine Maschenweite (63,5 km) gebildet werden. Zeitlich findet das Bocksprungschema Verwendung; der Zeitschritt beträgt 90s. Zwecks genauer und stabiler Differenzenapproximation wird bei den Coriolistermen, der Horizontaldiffusion (Dufort-Frankel-Schema), den materiellen und diffusiven (Crank-Nicolson-Schema) Vertikalflüssen von zeitlicher Mittelbildung Gebrauch gemacht. Dies führt zu vertikaler Interdependenz der einzelnen Variablenwerte am Zeitpunkt  $n+1$ , weshalb die Extrapolation säulenweise statt punktweise zu erfolgen hat. Obwohl das numerische Schema keiner speziellen Dämpfungsmaßnahmen bedarf, hat sich bei mangelhaft initialisiertem Orographieeffekt eine Divergenzdiffusion im  $p$ -System als zweckmäßig erwiesen.

## 3 EXPERIMENTE

Die bisherigen Experimente wurden im Rahmen des Kanalmodells durchgeführt.

In der trockenen Version stand das Studium einer regionalen baroklinen Entwicklung im Vordergrund, die über ebener Unterlage durch eine Bodendruckstörung oder orographisch durch Modellalpen ausgelöst wird. Leezyklogenese und Gebirgsüberschreitung eines Tiefs konnten eingehend untersucht werden. Die Phänomene der Um- bzw. Überströmung von Gebirgen sowie Ausbildung und Effekt quasistationärer Gebirgswellen ließen sich am deutlichsten bei barotroper Gebirgsanströmung demonstrieren. Die feuchte Version dient derzeit zur Simulation eines feuchtbaroklinen Prozesses; dabei stehen Fragen der Wolkenbildung, der Feuchtkonvektion und des Niederschlagsvorgangs im Vordergrund.

#### 4 LITERATUR

DAVIES, H.C.: A lateral boundary formulation for multilevel prediction models. Quart.J.Roy.Meteorol.Soc. 102 (1976) S. 405-418.

ELIASSEN, A.: Orographic waves and wave drag. In: The parameterization of the physical processes in the free atmosphere. ECMWF Seminars 1977. S. 67-90.

FAWCETT, E.B.: Current capabilities in prediction at the National Weather Service's National Meteorological Center. Bull.Amer.Meteorol.Soc. 58 (1977) S. 143-149.

HOBBS, P.V.: Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. Rev.Geophys.Space Phys. 16 (1978) S. 741-755.

HOUGHTON, D.D.; IRVINE, W.S.: A case study comparison of the performance of operational prediction models used in the United States. Monthly Weather Rev. 104 (1976) S. 812-827.

LOUIS, J.-F.: Parameterisation of the surface fluxes. Boundary-Layer Meteorol. 17 (1979) S. 187-202.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T.: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J.Atmosph.Sci. 31 (1974) S. 1791-1806.

ORLANSKI, J.: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull.Amer.Meteorol.Soc. 56 (1975) S. 527-530.

RANDERSON, D.: Overview of regional-scale numerical models. Bull.Amer.Meteorol.Soc. 57 (1976) S. 797-804.

ROTHERMEL, J.; AGEE, E.M.: Aircraft investigation of mesoscale cellular convection during AMTEX 75. J.Atmosph.Sci. 37 (1980) S. 1027-1040.

SHUMAN, F.G.: Numerical weather prediction. Bull.Amer.Meteorol.Soc. 59 (1978) S. 5-17.

WERGEN, W.: Initialisierung von regionalen Wettervorhersagemodellen. Ann. Meteorol. (N.F.) Nr. 16 (1980).

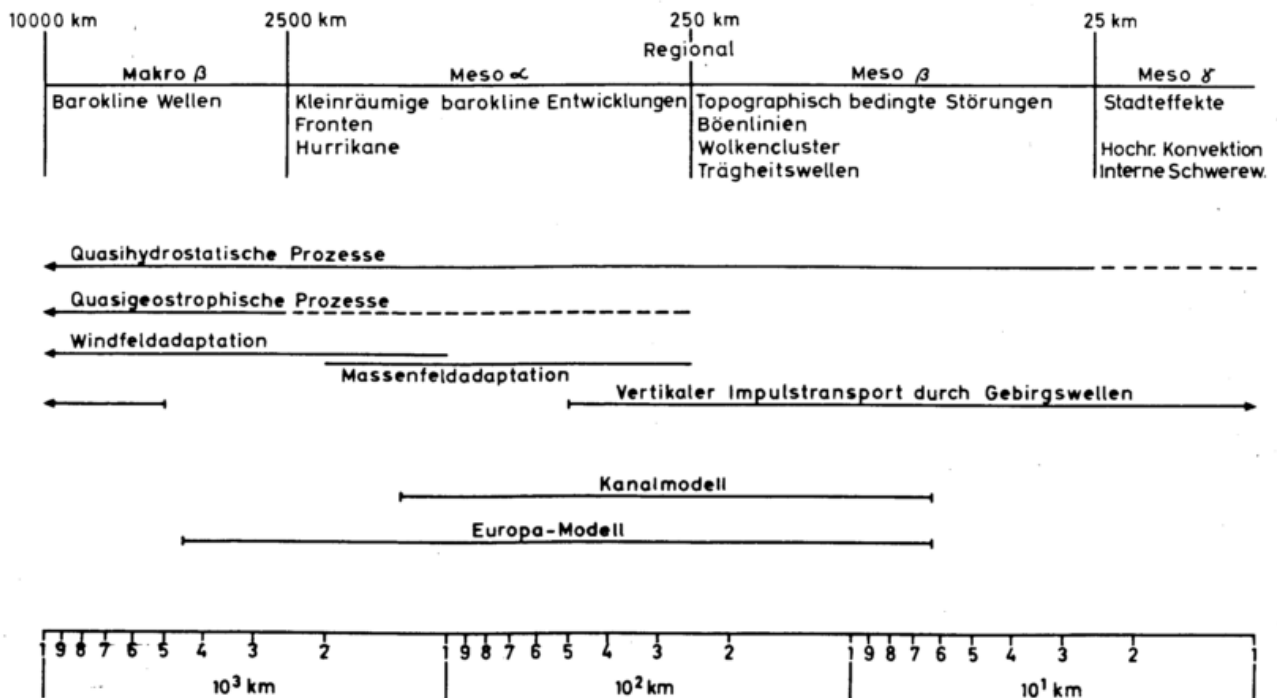


Abb. 1: Regionalmodell und Skalengliederung meteorologischer Prozesse

# INITIALISIERUNG VON REGIONALEN WETTERVORHERSAGEMODELLEN

Werner Wergen  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach

## ABSTRACT

Several techniques of initializing fine-mesh prediction models are examined. The normal mode procedure turns out to be more efficient and economic than static or dynamic initialization. In this method the observed fields are expanded using the eigenfunctions of the linearized model, thus allowing a separation into "meteorological" and "noise" amplitudes. An explicit relation between the amplitudes of the mass and wind fields can be formulated in order to suppress the unwanted high frequency oscillations. The nonlinear terms are treated iteratively. Some results of experiments with a high resolution (18 levels, grid length 63.5 km) model including steep orography are presented.

## 1 EINLEITUNG

Ungefilterte Vorhersagemodelle bedürfen zur Unterdrückung von unrealistisch hohen Amplituden der Trägheits-Schwerewellen einer sorgfältigen Anpassung der beobachteten Anfangsfelder von Masse und Wind. Im allgemeinen führt der sonst auftretende "Lärm" zwar nicht zu numerischer Instabilität, seine Unterdrückung von Anfang an ist jedoch aus mehreren Gründen erforderlich. Zum einen kann eine Wechselwirkung zwischen den hochfrequenten Trägheits-Schwerewellen - speziell über Kondensations- und Konvektionsprozesse - und den Rossby-Wellen nicht ausgeschlossen werden. Zum anderen führt in der Assimilationsphase, in der Vorhersage und Beobachtungen aneinander angepaßt werden, die Verwendung einer lärmbehafteten Vorhersage zur Verfälschung der Analyse. Für feinmaschige Ausschnittsmodelle stellt sich die Situation noch verschärft dar. Um den Einfluß der von außen durch die Ränder vordringenden Fehler auf das Vorhersagegebiet gering zu halten, ist der Vorhersagezeitraum auf 24-36 Stunden beschränkt. Eine Aufbauphase (ca. 12 Stunden), wie sie grobmaschige Vorhersagemodelle zur Berechnung eines realistischen Vertikalbewegungsfeldes benötigen, steht damit nur noch in begrenztem Umfang zur Verfügung. Analyse und Initialisierung müssen unter Verwendung aller Informationen die wesentlichen dynamischen Prozesse ohne Abschwächung erfassen.

## 2 STATISCHE INITIALISIERUNG

Statische Methoden beruhen auf diagnostischen Beziehungen zwischen Massen- und Windfeld. Bei Vorgabe eines Feldes

folgt das andere aus dieser Beziehung. Das bedeutet jedoch ein Nichtbeachten eines Teils der Information, soweit sie nicht zur Analyse der Eingangsfelder benutzt wurde. Standardbeispiel ist hier die Balancegleichung, die sich durch Vernachlässigung der Divergenz und deren individueller Zeitableitung aus der Divergenzgleichung ergibt. Üblicherweise wird die Stromfunktion aus dem Geopotential berechnet. Um die Balancegleichung als Randwertproblem lösen zu können, muß das Massenfeld ein Elliptizitätskriterium erfüllen, das schon in grobmaschigen Modellen bisweilen verletzt ist. Numerische Auswertungen ergaben, daß in feinmaschigen Modellen, die wesentlich stärkere Gradienten auflösen können, das Elliptizitätskriterium in einem großen Bereich auf der antizyklonalen Seite des Jets nicht erfüllt ist. Varianten der Balancegleichung, die weniger einschneidende Bedingungen an die Divergenz stellen, führen zu noch schärferen Elliptizitätskriterien (Reiser und Schanz, 1966). Die umgekehrte Betrachtungsweise, also die Berechnung des Massenfeldes aus dem Windfeld, führt im  $\sigma$ -System zu einer Gleichung vom Helmholtz'schen Typ, bei der die bekannten Iterationsverfahren versagen.

## 3 DYNAMISCHE INITIALISIERUNG

Dynamische Verfahren beruhen auf einer zeitlichen Vor- und Rückwärtsintegration der Modellgleichungen um den Anfangszeitpunkt herum. Bevorzugt werden dabei zeitliche Differenzenschemata benutzt, die speziell die hohen Frequenzen dämpfen. Bei jedem Zyklus können die beobachteten Massen- oder Windfelder wieder eingebracht werden (Nitta und

Hovermale, 1969). Wegen der Rückwärtsintegration ist die Berücksichtigung der irreversiblen Modellphysik schwierig. Da die Dämpfung rein frequenzabhängig ist, kann nicht zwischen kleinskaligen Rossby- und großskaligen Trägheits-Schwerewellen unterschieden werden. Neben diesen Nachteilen fällt besonders der große Rechenzeitbedarf der Methode ins Gewicht.

#### 4 NORMAL-MODE-INITIALISIERUNG

Der Grundgedanke des Verfahrens, der schon bei Hinkelmann (1951) gefunden werden kann, besteht darin, nicht nur die Frequenzen linearisierter Modelle, sondern für einen gegebenen Anfangszustand auch die Amplituden der einzelnen Wellentypen zu berechnen. Die Methode wurde später auf barokline (Dickinson und Williamson, 1972) und nichtlineare (Machenhauer, 1977) Modelle erweitert.

##### 4.1 Methode

Die Modellgleichungen ( $\sigma$ -System) werden um einen ruhenden Grundzustand mit einem nur von der Vertikalen abhängigen mittleren Temperaturfeld linearisiert. Kontinuitätsgleichung, 1. Hauptsatz und statische Grundgleichung werden zu einer Gleichung für die zeitliche Änderung eines Potentials kombiniert, die linear nur noch von den Divergenzen in den einzelnen Modellflächen abhängt. Der Einfluß der Divergenzen in diesen Flächen wird in einer Matrix zusammengefaßt, nach deren Eigenvektoren die prognostischen Variablen entwickelt werden. Nach einer Ähnlichkeitstransformation ergibt sich eine entkoppelte Folge von barotropen Modellen. Die Variablen sind dabei die Komponenten der Darstellung nach den Eigenfunktionen, die Eigenwerte treten als die mittleren Höhen auf (äquivalente Höhen). Die nichtlinearen Terme werden als bekannte, zeitlich konstante Antriebsfunktionen behandelt.

Für eine f-Ebene werden die Frequenzen dieser Systeme berechnet (doppeltperiodischer Bereich oder Kanalmodell). Eine Ähnlichkeitstransformation entkoppelt das Gleichungssystem, so daß jede Gleichung einzeln analytisch gelöst werden kann. Das erlaubt für beliebige Anfangszustände die exakte Berechnung der Amplituden der nach Osten und Westen laufenden Trägheits-Schwerewellen sowie der meteorologisch signifikanten Lösung. Für Frequenzen, die größer als eine vorgegebene Grenzfrequenz sind, lassen sich Filterbedingungen formulieren, die entweder die Lärmanteile aus Massen- und Windfeld eliminieren (Temperton und Williamson, 1979) oder das Wind- dem Massenfeld anpassen (Wergen,

1980). Die so modifizierten Felder werden in einer Iteration zur erneuten Berechnung der nichtlinearen Terme benutzt.

##### 4.2 Ergebnisse

Das skizzierte Verfahren wurde auf ein feinmaschiges Kanalmodell (Müller, 1980) angewandt. Vorgegeben ist eine barokline instabile Grundströmung über ein ca. 2000 m hohes Gebirge. Das Massengebiet, aus dem das Gebirge ausgeschnitten ist, weist keine zonalen Gradienten auf. Im Jetniveau herrscht eine Zonalgeschwindigkeit von ca. 50 m/sec.

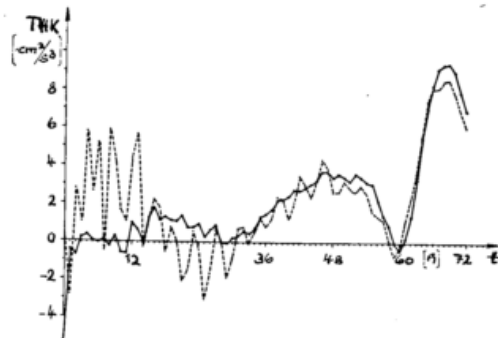


Abb. 1 Zeitlicher Verlauf der Umwandlungsraten zwischen potentieller und kinetischer Energie für geostrophische (gestrichelt) und normal-mode-Initialisierung (durchgezogen)

Durch eine einmalige Anpassung der Felder wird eine wesentliche Beruhigung erreicht (Abb. 1). Die ablaufenden synoptischen Prozesse unterscheiden sich kaum, wie an der nach ca. 36 Stunden einsetzenden Entwicklung deutlich wird. Ein x-p-Schnitt der Vertikalbewegungsfelder zeigt für die normal-mode-Initialisierung ein gutausgeprägtes Aufsteigen im Luv und Absinken im Lee des Gebirges (Abb. 2), während die geostrophische Initialisierung ohne Vertikalbewegung startet.

##### 4.3 Kritik

Hauptvorteil des Verfahrens dürfte die explizite Identifikation der lärm auslösenden Anteile im analysierten Anfangszustand sein. Nach der (willkürlichen) Definition einer Grenzfrequenz lassen sich Beziehungen formulieren, die Prozesse mit höheren Frequenzen ausschließen. Davon werden bevorzugt die kleinskaligen Strukturen betroffen, da die Frequenzen der Trägheits-Schwerewellen mit zunehmender Wellenzahl ansteigen. Im Gegensatz zur dynamischen Initialisierung kann hier unterschieden werden, ob eine bestimmte Frequenz auf

Rosby- oder Trägheits-Schwere-Wellen zurückgeht. Das Verfahren ist sehr ökonomisch. Im allgemeinen genügen zwei Iterationen der nichtlinearen Terme. Eine Iteration benötigt etwa dieselbe Rechenzeit wie ein Vorhersageschritt, da der Hauptaufwand bei der Berechnung der nichtlinearen Terme getrieben werden muß.

Probleme bestehen noch bei der Konvergenz des Iterationsverfahrens. Im vorliegenden Fall konvergierte es nur für die ersten vier vertikalen Moden. Für die höheren internen Trägheits-Schwere-Wellen, die mit geringen äquivalenten Höhen verbunden sind, ist die Annahme der zeitlichen Konstanz der nichtlinearen Terme gegenüber den zu filternden Wellen nicht mehr gerechtfertigt. Um die Ordnung der auftretenden Matrizen gering zu halten, ist im allgemeinen die Abtrennung der Abhängigkeit von 2 Koordinaten (vertikal und zonal) erforderlich. Günstig dafür sind einfach berandete Modelle mit homogenen Randbedingungen. In rechteckigen Ausschnittsmodellen kann etwa die Abweichung des Anfangszustandes von einem lärmfreien Referenzzustand initialisiert werden. Für Achteck-Modelle im  $p$ -System jedoch ist eine normal-mode-Initialisierung wohl nicht möglich.

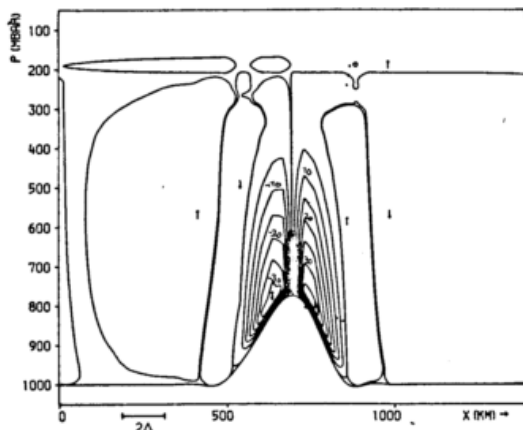


Abb. 2  $x$ - $p$ -Schnitt der Vertikalgeschwindigkeit  $\Omega$  in mbar/h durch die Kanalmitte nach normal-mode-Initialisierung

#### LITERATUR

Dickinson, R.E. und Williamson, D.L., 1972: Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction, Journ. Atmos. Sci., 29, S. 623-640

Hinkelmann, K., 1951: Der Mechanismus des meteorologischen Lärmes, Tellus, 3, S. 285-296

Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with application to normal mode initialization, Beitr. Phys. Atmosph. 50, S. 253-271

Müller, E., 1980: Aufbau eines regionalen Wettervorhersagemodells, Annalen der Meteorologie Nr. 16

Nitta, T. und Hovermale, J.B., 1969: A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast equations, Month. Wea. Rev., 97, S. 652-658

Reiser, H. und Schanz, P., 1966: On the computation of initial wind fields for the integration of the primitive equations, Final report of the Research division of the German Weather Service, 1.1.64-31.12.65, Part A

Temperton, C. und Williamson, D., 1979: Normal mode initialization for a multi-level grid point model, Techn. Report No. 11, European Centre for Medium Range Weather Forecasts

Wergen, W., 1980: Normal mode initialization of a multi-level fine-mesh model with steep orography. Eingereicht an Beitr. Phys. Atmosph.

# MODELLRECHNUNGEN ZUR TAGESVARIATION IN DER ÜBERSTRÖMUNG EINER MITTELGEBIRGSKETTE

Günter Groß

Technische Hochschule Darmstadt

Eine zweidimensionale hydrostatische Version des Mesoscale Modells FITNAH II wird zur Simulation der Überströmung einer Mittelgebirgskette benutzt.

Es ist in ein dem Untergrund angepaßtes Koordinatensystem ( $\eta$ -System) transformiert und ist, außer in der Schließung, dem von PIELKE und MAHRER entwickelten Modell sehr ähnlich.

Die untere Randbedingung für die Pot. Temperatur wird aus der Energiestrombilanz für den Erdboden bestimmt. Die gesamte zufließende Energie soll auch wieder abgegeben werden. Das bedeutet, daß die Summe der Energieströme am Erdboden verschwindet.

$$Q_S + Q_L + Q_B + Q_H + Q_V = 0$$

- $Q_S$  - kurzwelliger Strahlungsstrom
- $Q_L$  - langwelliger Strahlungsstrom
- $Q_B$  - molekularer Wärmestrom im Boden
- $Q_H$  - turbulenter fühlbarer Wärmestrom
- $Q_V$  - turbulenter latenter Wärmestrom

Damit ist es möglich, eine große Anzahl von synoptischen Größen und Standortparametern bei den Rechnungen zu berücksichtigen.

Als zu überströmende Topographie wurde die benutzt, die einem Schnitt durch den Bayrischen Wald auf einer Linie Deggendorf - Pilsen entspricht.

Die Abbildung 1 zeigt die geglättete Topographie auf dieser Linie, die bei einem verwendeten Gitterabstand von 10 km nicht alle orographischen Einzelheiten zeigen kann.

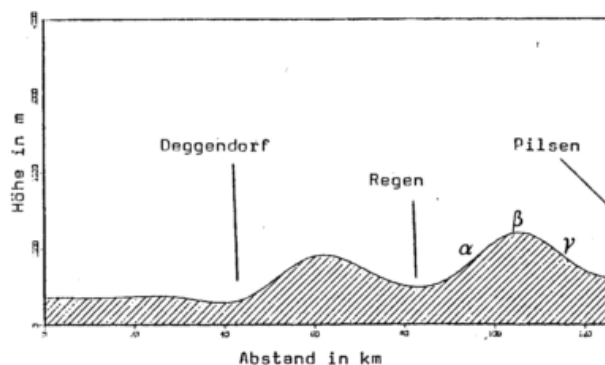


Abb. 1 Topographie des überströmten Geländes

Bei einer Temperaturschichtung von  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0.2 \text{ K}/100 \text{ m}$  und einem aufgeprägten geostrophischen Wind von 7.5 m/sec aus SW, wurde ein stationärer Tagesgang berechnet, der sich nach drei Tagen einstellte.

Als Randwerte der Pot. Temperatur am Einströmrand wurden bei jedem Zeitschritt die gesetzt, die sich bei eindimensionalen Rechnungen ergaben.

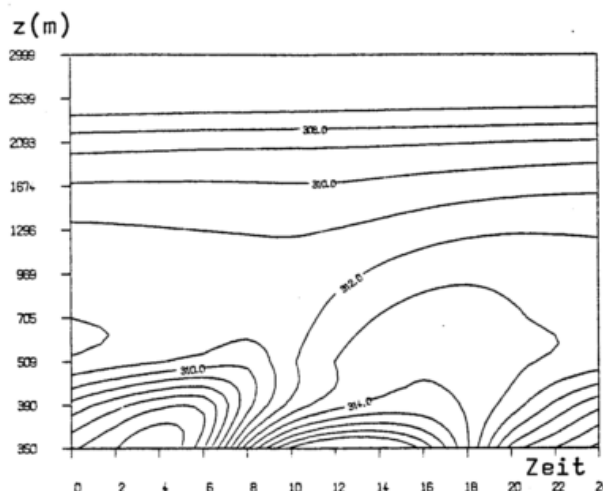


Abb. 2 Tagesgang der Pot. Temperatur in K am Einströmrand

Zur Berechnung der Druckstörung wird die Temperaturabweichung  $\theta'$  von einem Grundzustand benötigt. Als Grundzustand für die Pot. Temperatur wird der definiert, den man am Einströmrand beobachten kann.  $\bar{\theta}$  wird bei den Rechnungen auf  $\eta$ -Flächen konstant gehalten.

In Abbildung 3 ist der Tagesgang der Temperaturabweichung vor, über und hinter dem Gipfel aufgetragen.

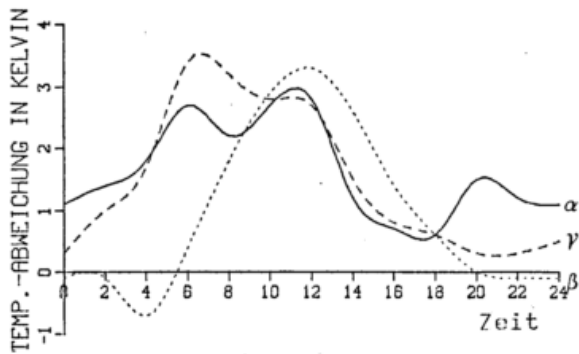


Abb. 3 Tagesgang von  $\theta'$

Die folgenden Darstellungen zeigen die Ergebnisse der Rechnungen für einen wolkenlosen Sommertag.

Da der Tagesgang der Temperatur nicht in Höhen über 3000 m spürbar ist, beschränken sich die folgenden Abbildungen auf diesen Bereich.

Im Lee der Berge entwickelt sich ein Hangabwind, der mit unterschiedlicher Intensität zu allen Zeitpunkten beobachtet werden kann. Während er am Mittag, aufgrund der Labilisierung der untersten Luftschichten, nur schwach ausgeprägt ist, tritt in den Nachtstunden der einsetzende 'low-level jet' verstärkend hinzu. Beides zusammen bewirkt ein Maximum der Horizontalgeschwindigkeit von 8.4 m/s. Der Abstand der Isolinien in den Abbildungen 4 - 7 beträgt 0.1 m/sec.

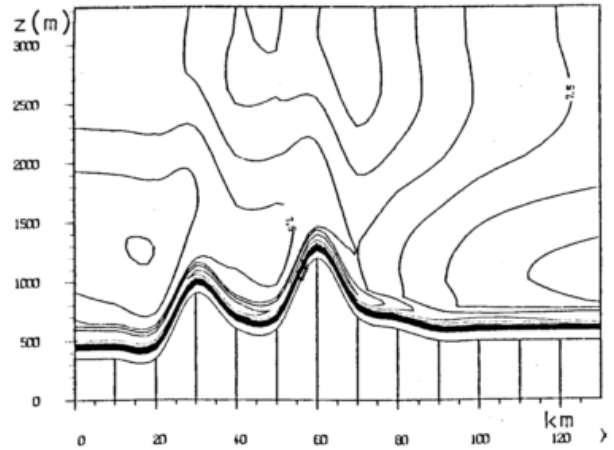


Abb. 4 u-Komponente der Geschwindigkeit, t = 6 Uhr

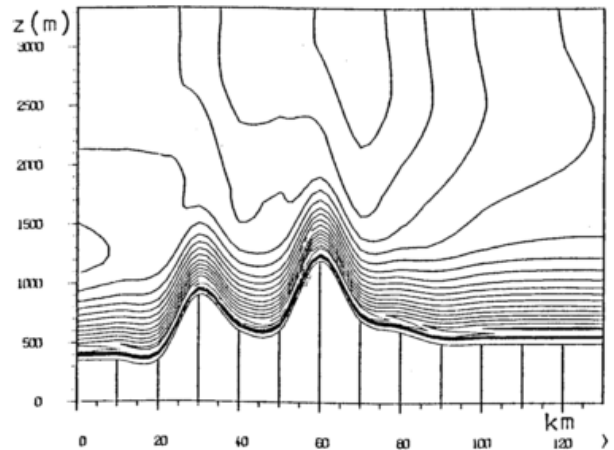


Abb. 5 u-Komponente der Geschwindigkeit, t = 12 Uhr

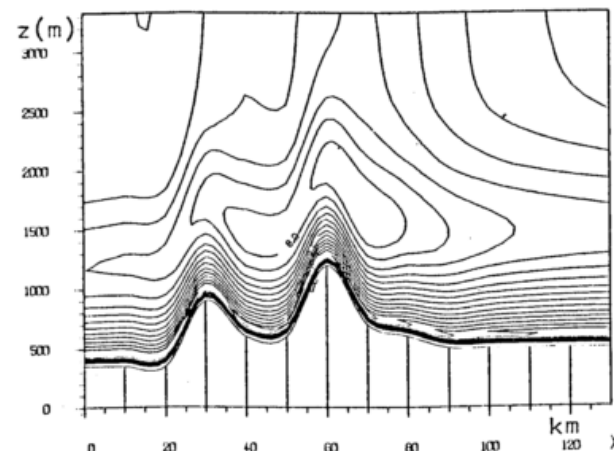


Abb. 6 u-Komponente der Geschwindigkeit, t = 18 Uhr

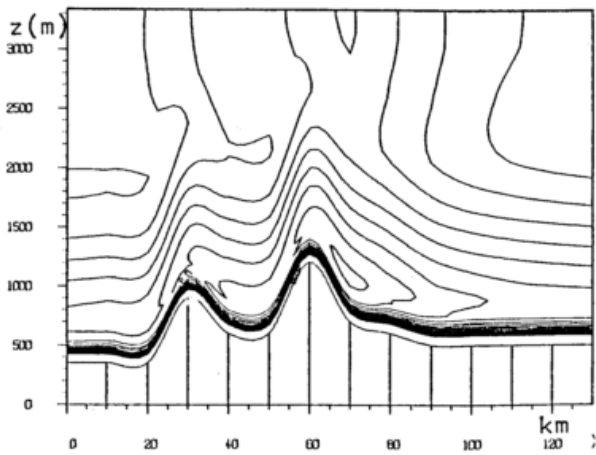


Abb. 7 u-Komponente der Geschwindigkeit,  $t = 24$  Uhr

Die Vertikalgeschwindigkeit zeigt nur eine geringe Tagesvariation, da die orographisch bedingten Auf- und Abwinde den thermischen Einfluß überwiegen.

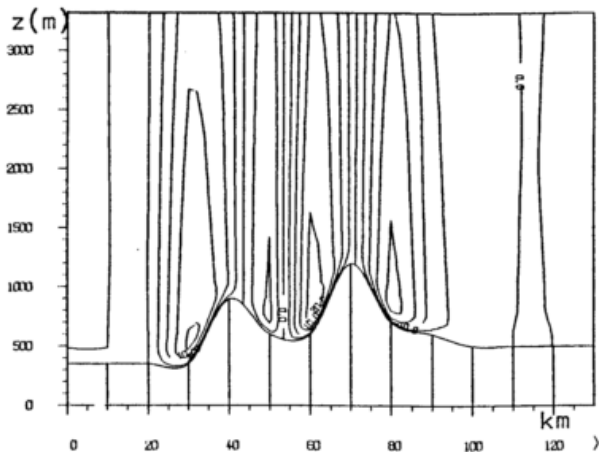


Abb. 8 w-Komponente der Geschwindigkeit,  $t = 12$  Uhr (cm/sec)

#### Literatur

WALLBAUM, F.

FITNAH II, Ein numerisches Modell zur Simulation atmosphärischer Prozesse im Mesoscale  
 BONNEBERG + DRESCHER, Aldenhofen, TH Darmstadt

# MODELLRECHNUNGEN ZUR STATIONÄREN ÜBERSTRÖMUNG VON BERGEN

Michael Buchhold

Institut für Meteorologie  
TH Darmstadt

## Zusammenfassung

Mit einem zweidimensionalen, nichthydrostatischen Modell wird die Überströmung von Bergen und Geländestufen bei stabilen Schichtungsverhältnissen simuliert. Dabei wird der Einfluß der thermischen Schichtung, der Windgeschwindigkeit, der Bodentemperatur und der Hangneigung auf die Ausbildung oder die Struktur der Leewellen und Rotoren studiert.

### 1 Das Modell

Die Untersuchung der Strömungsverhältnisse erfolgt mit dem nicht-hydrostatischen Simulationsmodell FITNAH II, welches an der TH Darmstadt entwickelt wurde (Wallbaum, 1980). Aus Rechenzeitgründen kommt eine zweidimensionale Version zur Anwendung. Durch Vorgabe zeitunabhängiger Randbedingungen werden stationäre Lösungsfelder ermittelt.

#### 1.1 Auswirkungen verschiedener Modellannahmen

ELIASSEN hat gezeigt, daß man bei Verwendung der hydrostatischen Approximation bereits dann Fehler macht, wenn die horizontale Machenweite weniger als 10 km beträgt. Diesen Sachverhalt verdeutlichen die stark voneinander abweichenden Felder der Horizontalgeschwindigkeit, die das hydrostatisch approximierte, bzw. das nicht-hydrostatische Modell liefern.

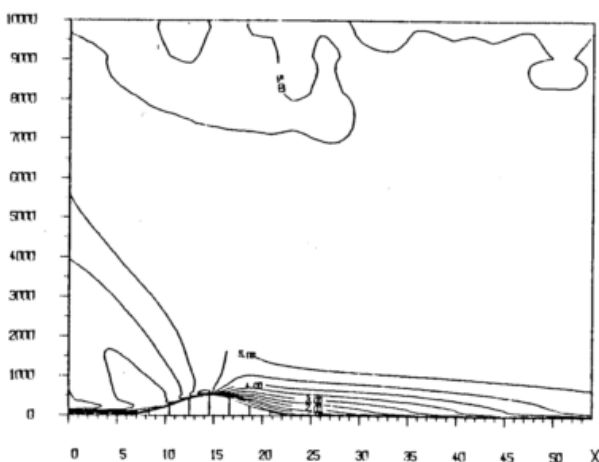


Abb. 1: Horizontalgeschwindigkeit (nicht-hydrostatisch)

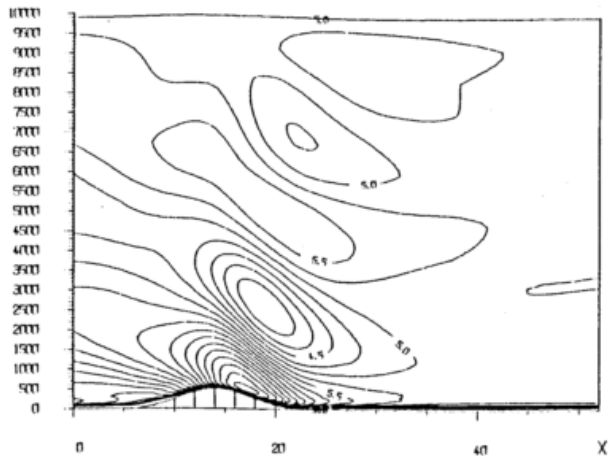


Abb. 2: Horizontalgeschwindigkeit (hydrostatisch)

Der geostrophische Wind beträgt in beiden Fällen 5 m/s, der horizontale Gitterabstand 2 km. Die Atmosphäre ist stabil geschichtet.

Zur Simulation mesoskaliger Phänomene ist eine Auflösung von weniger als 2 km erforderlich. Aus der linearen Theorie ist bekannt, daß Leewellen und Rotoren von nicht-hydrostatischer Natur sind. Das Studium dieser Phänomene erfordert daher die Behandlung der vollständigen Dynamik.

### 2 Mesoskalige Phänomene

Bei der Überströmung von gebirgigem Gelände treten unter bestimmten Voraussetzungen Leewellen und Rotoren auf.

#### 2.1 Leewellen

Es wird ein glockenförmiger Einzelberg bei unterschiedlicher Schichtung und Bodentemperatur und mit verschiedenen Windgeschwindigkeiten angeströmt.

Die mittlere Steigung des Modellberges beträgt 31 %.

### 2.1.1 Der Einfluß der Schichtung

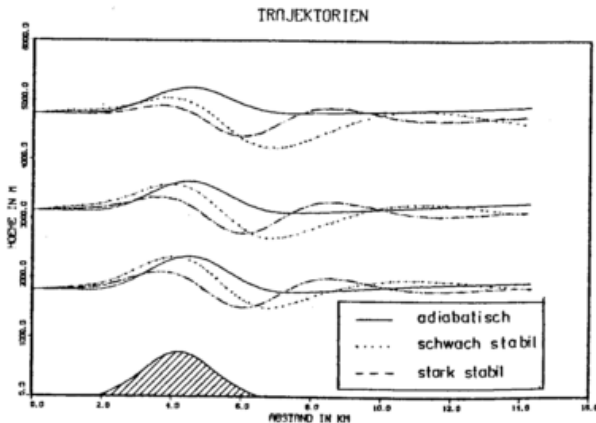


Abb. 3: Trajektorien bei unterschiedlichen Schichtungsverhältnissen

### 2.1.2 Der Einfluß der Windgeschwindigkeit

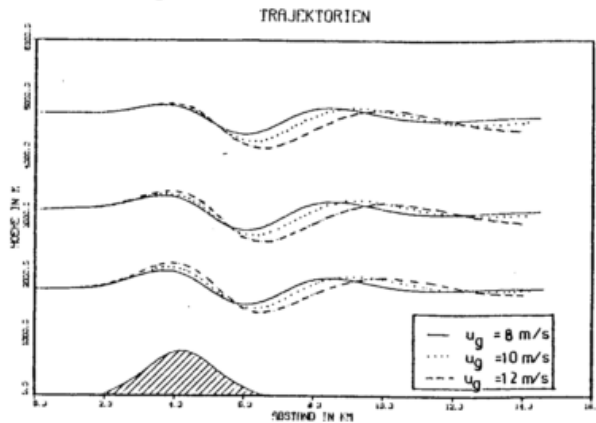


Abb. 4: Trajektorien bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten

In Übereinstimmung mit den Aussagen der linearen Theorie ist die Wellenlänge umso kürzer je stärker die Stabilität und je geringer die Windgeschwindigkeit ist.

### 2.1.3 Der Einfluß der Bodentemperatur

Es werden zwei verschiedene untere Randbedingungen für die potentielle Temperatur verwendet.  
 (a) Die potentielle Temperatur wird auf den Wert gesetzt, der am Einströmrand, also im ungestörten Feld in der jeweiligen Höhe existiert.  
 (b) Die potentielle Temperatur soll an ganzen unteren Rand konstant sein.

Bei Verwendung der Randbedingung (b) stellt der Berg eine Kälteinsel dar. Die Bodentemperatur ist im Bereich des Berggipfels niedriger als die Temperatur der Umgebung.

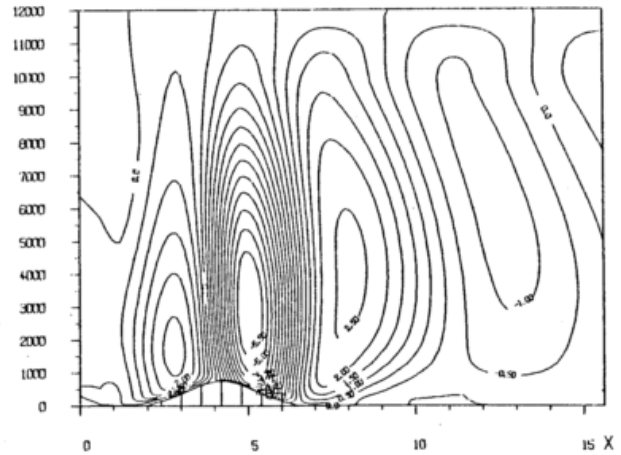


Abb. 5: Vertikalgeschwindigkeit im Fall (a) (in m/s)

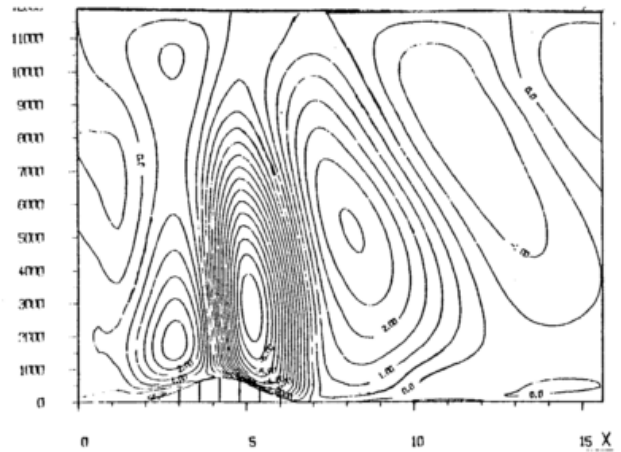


Abb. 6: Vertikalgeschwindigkeit im Fall (b) (in m/s)

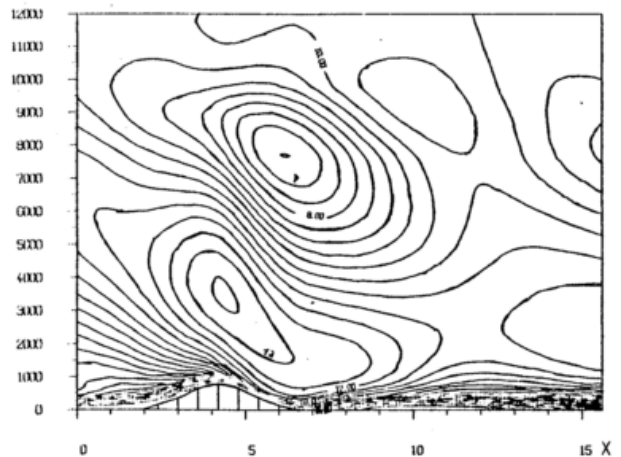


Abb. 7: Horizontalgeschwindigkeit im Fall (b) (in m/s)

Die Randbedingung (b) bewirkt, daß das orographisch bedingte Abwindfeld im Lee des Berges durch katabatische Winde verstärkt wird. Die Ausbreitungsrichtung der Leewellen ist stär-

ker gegen die Horizontale geneigt als im Fall (a).

## 2.2 Rotoren

### 2.2.1 Der Einfluß der Steilheit

Durch Variation der Steilheit einer Geländestufe wird die Steigung ermittelt, die für die Ausbildung einer Rotor- bei vorgegebener Schichtung und Windgeschwindigkeit notwendig ist.

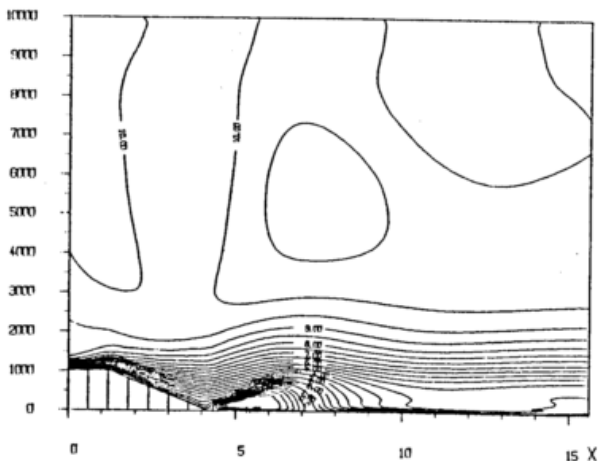


Abb. 8: Horizontalgeschwindigkeit (30 % Gefälle)

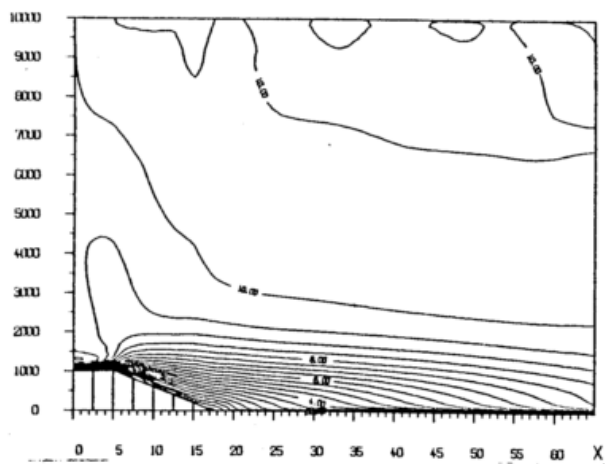


Abb. 9: Horizontalgeschwindigkeit (8 % Gefälle)

Der geotrophische Wind beträgt jeweils 10 m/s, die anströmende Luft ist mit einem vertikalen Temperaturgradienten von 2°C/100m schwach stabil geschichtet.

Bei einem Gefälle von weniger als 10 % tritt kein Rotor mehr auf.

### 2.2.2 Der Einfluß der Schichtung

Zum Studium des Schichtungseinflusses werden die zweidimensionalen Vektordarstellungen der Geschwindigkeitsfelder verglichen, die bei der Überströmung des in Absatz 2.2 beschriebenen Berges ermittelt werden.

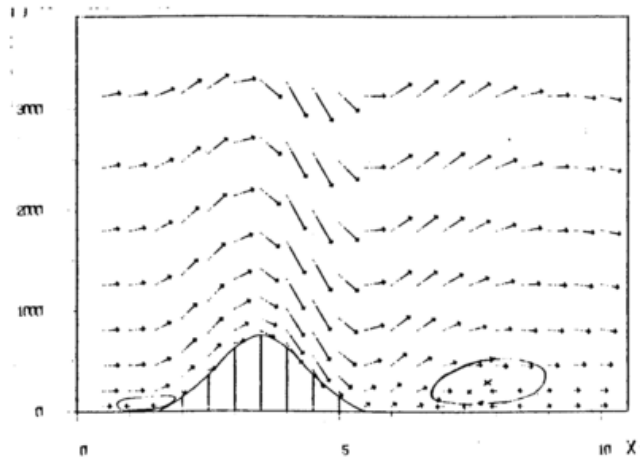


Abb. 10: Windvektoren (u,w) bei schwach stabiler Schichtung

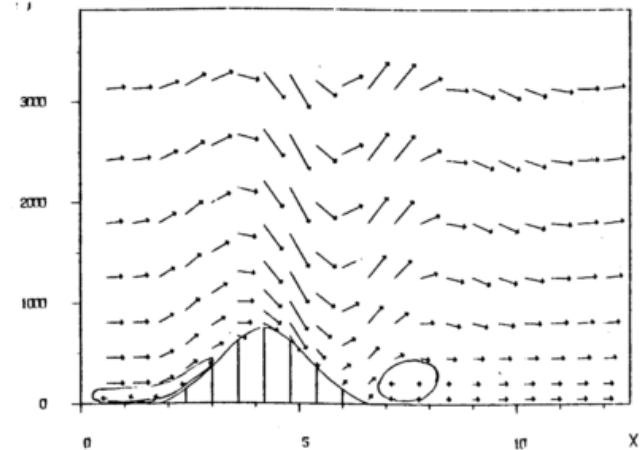


Abb. 11: Windvektoren (u,w) bei stark stabiler Schichtung

In den Vektordarstellungen ist ein Luv- und ein Leewirbel zu erkennen. Der Luvwirbel bewirkt quasi eine Abflachung des steil ansteigenden Berges. Die Lage und Form des Rotors im Lee ist abhängig von der Struktur der Leewellen, da er sich immer unter dem Rücken der Geschwindigkeitsfelder ausbildet.

### Literaturverzeichnis :

- |             |   |
|-------------|---|
| A. Eliassen | Orographic wave and wave drag<br>University of Oslo   |
| F. Wallbaum | Ein numerisches Modell zur Simulation atmosphärischer Prozesse im Meso-Scale, FITNAH2<br>Vorhabensbericht 10<br>Bonneberg + Drecher |

ANWENDUNG EINES PHYSIKALISCHEN MODELLS ZUR BESCHREIBUNG VON TOPOGRAPHIEBEEINFLUSSTEN  
WINDFELDERN

B. Strobel

Institut für Geophysikalische Wissenschaften, Fachrichtung Meteorologie, Freie  
Universität Berlin

Ein von FOSBERG, MARLATT, KRUPNAK (1976) entwickeltes Modell zur Berechnung des bodennahen von der Topographie beeinflussten Windfelds ist für die Anwendung auf urbane Ballungsräume bearbeitet worden. Das Ein-Schichten-Modell beschreibt die Einflüsse der Bodenrauigkeit, des thermischen Zustands der Erdoberfläche und der Orographie auf ein vorgegebenes beliebiges Windfeld. Dies geschieht durch die Lösung der Divergenz- und Vorticitygleichung nach Einführung des klassischen Reibungsansatzes und der Definition der potentiellen Temperatur unter Vernachlässigung der Advektion und unter der Annahme, daß Vertikalbewegung ausschließlich durch orographisch bedingte Hebung hervorgerufen wird. Das Modell findet Anwendung bei der Bestimmung der Divergenzeigenschaft von Windfeldern auf die Verteilung von Luftbeimengungen.

# NUMERISCHE MODELLIERUNG INHOMOGENER PLANETARISCHER GRENZSCHICHTEN

Jürgen Fischer

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg

## ZUSAMMENFASSUNG

Mit einem Grenzschichtmodell wird der Einfluß von Berg- und Tal Konfigurationen auf die Strömungen bodennaher Schichten untersucht. In Abhängigkeit von der Rauigkeitslänge und der Hügelneigung zeigt sich über den Hügeln sowohl die Ablenkung des Bodenwindes vom geostrophischen Wind wie auch die Zunahme des REYNOLD's-Stress. Die Bedingungen einer PRANDTL-Schicht sind im Tal nicht mehr erfüllt.

## ABSTRACT

A planetary boundary layer model is used to investigate the influence of a hill-valley configuration on the surface currents. Over the hills the deviation of the surface wind from the geostrophic wind as well as the increasing REYNOLDS-stress appears to depend on the roughness length and the inclination of the hills. The conditions of a PRANDTL-layer no longer hold in the valley.

## EINLEITUNG

Strömungen sowie turbulente Vorgänge werden in einer planetarischen Grenzschicht durch Inhomogenitäten des Untergrundes in besonderem Maße beeinflusst. Die Einwirkungen auf Strömungen bodennaher Schichten durch Berg-Tal-Konfigurationen sind mit einem Grenzschichtmodell von TAYLOR (1977) bestimmt worden. Die Bedeutung derartiger Modellierungen besteht unter anderem in der Möglichkeit die Annahme der Konstanz der Schubspannung in einer PRANDTL-Schicht zu überprüfen. So konnte in allen untersuchten Fällen nachgewiesen werden, daß diese Voraussetzung über Tälern nicht mehr erfüllt ist.

Eine Anwendung derartiger Modellstudien besteht in dem Einbau komplexer physikalischer Prozesse, die z.B. mit mesoskaligen Modellen nicht explizit simuliert werden können, sowie in der Planung, Konstruktion und der Wahl der Standortfrage von Windkraftwerken.

## MODELLSTUDIEN

Eine neutral geschichtete Grenzschichtströmung wird im wesentlichen durch die Beschaffenheit des Untergrundes bestimmt, und zwar durch eine

charakteristische Rauigkeitslänge  $z_0$  sowie durch die Topographie.

In den hier vorgestellten Modellrechnungen sind Rauigkeitslängen von  $z_0 = 0.01$  m bzw.  $z_0 = 1.00$  m verwendet worden.

Die Berg-Tal-Konfigurationen werden mittels zweier hintereinander liegender Hügel gleicher Höhe simuliert, die entweder eine Höhe  $H$  von 20 m oder 40 m aufweisen.

Ein geostrophischer Wind  $VHG$  von  $10 \text{ ms}^{-1}$  ist für alle Modellstudien angenommen worden.

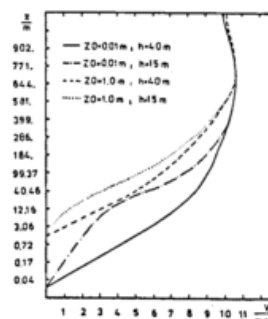


FIG. 1: Vergleich der Geschwindigkeitsprofile über der Hügelkuppe (40m) und dem sich anschließenden Tal für verschiedene  $z_0$ .

## ERGEBNISSE

Die mittlere Geschwindigkeit der Strömung in Bodennähe reagiert mit einer Zunahme über der Hügelkuppe und mit einer Abnahme über dem sich anschließenden Tal, wobei sich hier zusätzlich die Struktur des vertikalen Profils ändert. Ein Vergleich der Geschwindigkeitsprofile für die Rauigkeitslängen  $z_0$  von 0.01 m und 1.00 m verdeutlicht in welchem Ausmaß das Vertikalprofil durch die Bodenbeschaffenheit gestört wird (FIG. 1 und 2).

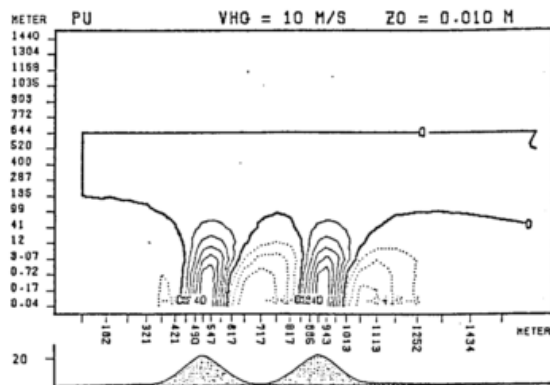


FIG. 2: Relative Änderungen der Geschwindigkeitsfelder über zwei hintereinanderliegenden Hügeln der Höhe  $H=20\text{m}$  mit max. Neigungswinkel von  $9.5^\circ$ .

Die Richtungsänderung des Bodenwindes zum geostrophischen Wind hängt deutlich von der Rauigkeitslänge und der Neigung der Hügel ab, und zwar nimmt die Winddrehung bei größerer Bodenrauigkeit und Hügelneigung zu (FIG. 3 und 4).

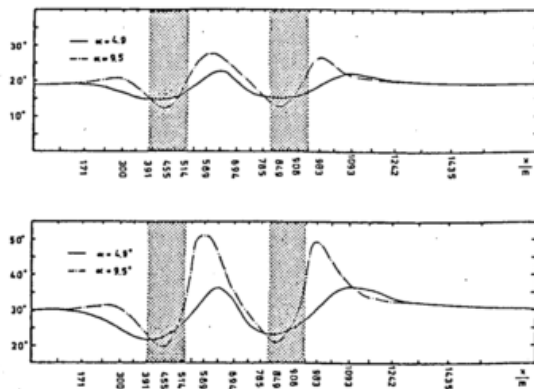


FIG. 3: Richtungsänderung des Bodenwindes zum geostrophischen Wind durch zwei hintereinanderliegende Hügel  $H=20\text{m}$  (schraffiert) bezüglich der Rauigkeitslänge  $z_0=0.01\text{m}$  (oberes Bild) und  $z_0=1.00\text{m}$  (unteres Bild) sowie verschiedener Neigungswinkel  $\alpha$ .

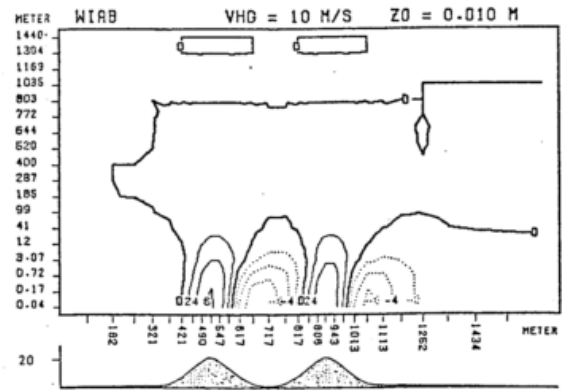


FIG. 4: Felder der Windrichtungsabweichung (in Grad) vom ungestörten Profil über zwei hintereinanderliegenden Hügeln der Höhe  $H=20\text{m}$  mit max. Neigungswinkel von  $9.5^\circ$ .

Ebenfalls wird eine deutliche Zunahme des REYNOLDS-Stress  $-\overline{u'w'}$  über einem Hügel in bezug auf die betrachteten Rauigkeitslängenänderungen erzielt. Die relativen Maxima über dem Tal sind für beide  $z_0$ -Werte, dem Betrag nach annähernd gleich, befinden sich jedoch in unterschiedlichen Höhen. Jedoch kann hier nicht mehr von einer Konstanz der Schubspannung im unteren Grenzschichtbereich ausgegangen werden. Während über einer Hügelkuppe die Höhe der sogenannten PRANDTL-Schicht erheblich abnimmt, läßt sie sich entsprechend der üblichen Definition über einem Tal nicht mehr nachweisen (FIG. 5). Zwischen den beiden Hügeln findet nur eine unwesentliche Beeinflussung der Korrelation  $-\overline{u'w'}$  statt. Eine Zunahme dieser Größe kann im gesamten Leebereich der Hügel konstatiert werden (vgl. FIG. 6).

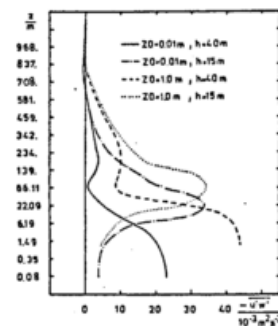


FIG. 5: Vergleich der  $-\overline{u'w'}$  (siehe FIG. 1).

Hinsichtlich der Vorstellung, daß die Komponenten der Turbulenzelemente in einer Grenzschicht in Strömungsrichtung bevorzugt werden, d.h. eine Ausrichtung der Turbulenzballen statt-

findet und sie sich durch die vertikale Windscherung bestimmen, sind die  $-\overline{u'w'}$  von den  $-\overline{u'v'}$  qualitativ wie quantitativ in ihrer Struktur verschieden.

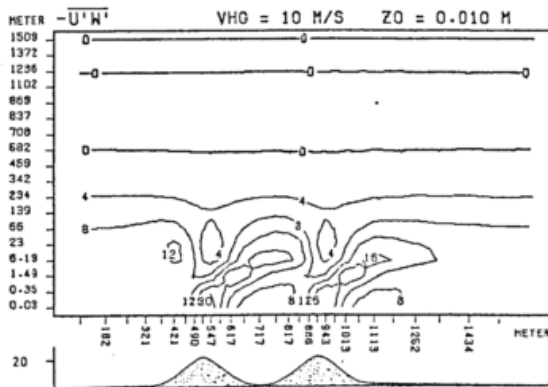


FIG. 6: Felder der Korrelation  $-\overline{u'w'}$  ( $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) über zwei hintereinanderliegenden Hügeln der Höhe  $H=20\text{m}$  mit max. Neigungswinkel von  $9.5^\circ$ .

In der Parameterisierung großskaliger Modelle sollte diese Größe dann in entsprechender Weise berücksichtigt werden.

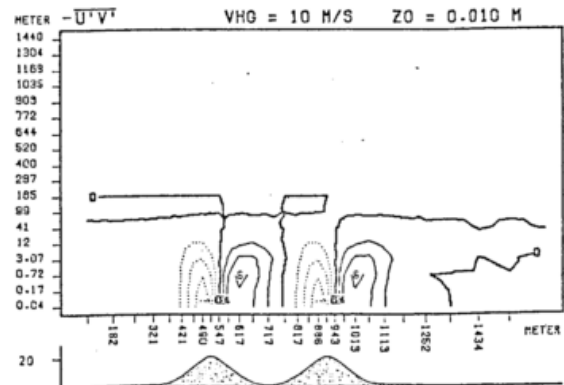


FIG. 7: Felder der Korrelation  $-\overline{u'v'}$  ( $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) über zwei hintereinanderliegenden Hügeln der Höhe  $H=20\text{m}$  mit max. Neigungswinkel von  $9.5^\circ$ .

Eine Variation der Hügelnegung beeinträchtigt die jeweiligen Maximalwerte spürbar, so daß auf weit höhere Werte der Korrelation  $-\overline{u'v'}$  bei sehr großen Neigungswinkeln geschlossen werden muß (FIG. 7).

Ferner konnte in den Modellstudien der Einfluß hintereinanderliegender Hügel auf turbulente Größen herausgefunden werden, der umso bedeutender ist je höher die  $z_0$ -Werte und die Neigungswinkel sind.

BRADSHAW, P.

Turbulence. Springer-Verlag, 335, 1976.

FISCHER, J.

Eine Diskussion zur numerischen Modellierung inhomogener planetarischer Grenzschichten. Inst. f. Theo. Met. FU. Berlin, 82, 1978.

FORTAK, H.

Exkursionsseminar zur Dynamik der bodennahen Grenzschicht der Atmosphäre. Inst. f. Theo. Met. FU Berlin, 121, 1968.

HAUGEN, D.A.

Workshop on Micrometeorology. A.M.S., 392, 1973.

HINZE, J.O.

Turbulence. McGraw-Hill Book Company, Inc., 586, 1959.

TAYLOR, P.A.

On Planetary Boundary-Layer Flow under Conditions of Neutral Thermal Stability. J.Atmos. Sci., 26, 1969, 427-431.

TAYLOR, P.A.

Numerical Models of the Boundary-Layer with Potential Application to air Pollution Dispersion Calculations. WOM-Nr. 510, 1978, 89-94.

WYNGAARD, J.C.

Progress in Research on Turbulent Flow. WOM-Nr. 510, 1978, 39-44.

MODELLRECHNUNGEN ZUR BESTIMMUNG DER ERWÄRMUNGSRATEN IM BEREICH DER STADTRANDATMOSPHERE AUFGRUND  
HORIZONTALER, LANGWELLIGER STRAHLUNGSSTRÖME

Dieter Burkat, Reiner Eiden

Institut für Meteorologie, Universität Mainz

ZUSAMMENFASSUNG

Mit einem einfachen, nichtspektralen strahlungsmodell werden für zwei schematisierte, horizontal inhomogene Stadtrandatmosphären die Erwärmungsraten aufgrund horizontaler, langwelliger Strahlungsflüsse berechnet. Die Modellatmosphären, die auf Messungen basieren, enthalten als Absorber nur den Wasserdampf und repräsentieren je eine mittlere Sommer- und Wintersituation des Stadt-Umlandbereiches. Für den horizontal inhomogenen Übergangsbereich von ruraler zu urbaner Atmosphäre ergeben die Rechnungen eine Erwärmungsrate von bis zu 1,1 K/d in Bodennähe auf der zum Umland hin liegenden Seite des Stadtrandes. Demgegenüber steht eine Abkühlungsrate in gleicher Größenordnung auf der zur Stadt hin liegenden Seite der Übergangsatmosphäre.

ABSTRACT

The heating rates caused by horizontal longwave radiation fluxes in the inhomogeneous urban-rural atmospheric boundary region are calculated using a simple nonspectral radiation model. The temperature and watervapor profiles used in the model and based on measurements represent an average summer and winter situation respectively. The heating rates calculated amount up to 1.1 K/d near the surface and on the rural side of the boundary region. Cooling rates of the same amount are observed on the adjoining urban side.

Inhomogenitäten in der horizontalen Verteilung atmosphärischer Absorber und Temperaturen führen zu horizontalen Nettostrahlungsflüssen und zu daraus resultierenden Erwärmungsraten. Dies gilt insbesondere für den Stadt-Umlandbereich, wo vor allem in Bodennähe starke horizontale Temperaturunterschiede und Variationen der Gas- und Aerosolkonzentration auftreten können.

Die im vorgestellten Modell simulierte Stadt wird als so groß angesetzt, daß sie halbseitig als unendlich ausgedehnt angesehen werden kann. Das Umland dehnt sich in entgegengesetzter Richtung einseitig unbegrenzt aus. Zwischen diesen beiden Halbräumen befindet sich eine Übergangszone, das Stadtrandgebiet. Sie wurde im Modell mit 3.2 km angesetzt (vgl. Abb. 1). In ihr findet der Übergang von der städtischen zur ländlichen Atmosphäre statt. Als Absorber wird der Wasserdampf berücksichtigt. Seine selektiv spektralen Absorptionseigenschaften

werden in ihrer integralen Wirkung mittels einer Näherungsfunktion von Möller berechnet (MÖLLER, 1964).

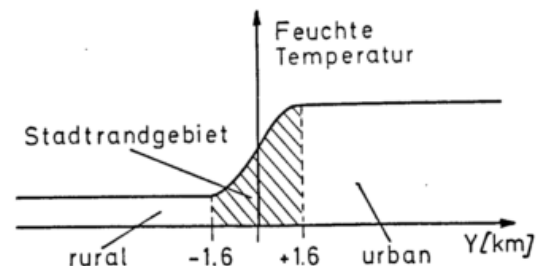


Abb. 1: Schematische Darstellung der kontinuierlichen Anpassung der urbanen an die rurale Temperatur- und Feuchteverteilung im Bereich der Stadtrandzone mit Hilfe des Hyperbeltangens

Zur Abschätzung der zu erwartenden horizontalen Strahlungsflüsse und der resultierenden Erwärmungsraten wurden zwei für das Stadt-Umlandproblem repräsentative Temperatur- und Feuchte-

profile verwendet. Die atmosphärische Situation zu Beginn bzw. Ende des Winterhalbjahres in mittleren Breiten wird durch die in Abbildung 2 wiedergegebenen schematischen Profile repräsentiert. Sie basieren auf Messungen in und um Frankfurt (DWD, 1979).

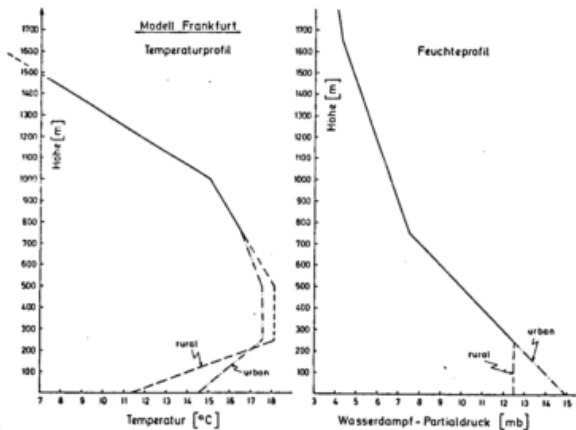


Abb. 2: Schematisierte urban-rurale Temperatur- und Feuchteprofile zur Beschreibung des Stadteffektes in mittleren Breiten zu Winteranfang während der ersten Nachthälfte (Modell "Frankfurt")

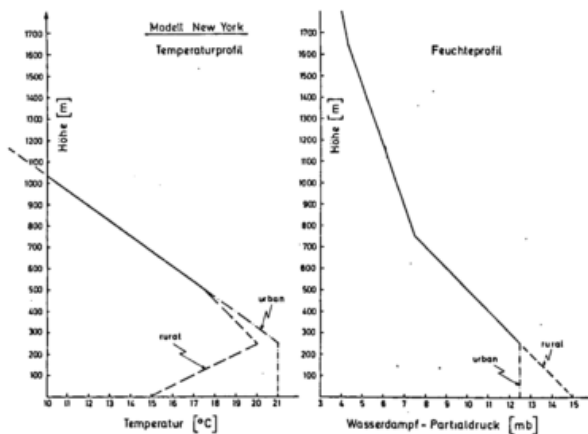


Abb. 3: dto. für eine Fröhsommersituation (Modell "New York")

Die in Bodennähe deutlich überhöhte urbane Lufttemperatur wird in der Höhe zwischen 200 und 500 m durch die rurale Temperaturverteilung überschritten (Cross-Over-Effekt). Ab 750 m zeigen Stadt und Umland gleiches Temperaturverhalten, das oberhalb 1.650 m Höhe durch die U.S. Standardatmosphäre beschrieben wird.

Die überhöhte Feuchte der Stadt - in Abbildung 2 als Dampfdruck angegeben - kann zumindest teilweise mit einer erhöhten Produktion von Wasserdampf bei Verbrennungsvorgängen im Stadtbereich erklärt werden (OKE, 1974). Die Evapotranspiration, die diese nur die Stadt betreffende Wasserdampfproduktion im stadtnahen, ruralen Bereich kompensieren könnte, spielt in der kühlen Jahreszeit außerhalb der Vegetationsperiode eine untergeordnete Rolle. Ab 250 m Höhe zeigen Stadt und Umland keine signifikanten Feuchteunterschiede mehr.

In Abbildung 3 ist eine für die sommerliche, trockene Stadt repräsentative, nächtliche Temperatur- und Feuchteverteilung wiedergegeben. Die Temperaturverteilung basiert auf einer für New York gültigen Messung von Bornstein (1968). Der Heat-Island-Effekt ist bis zu einer Höhe von 500 m festzustellen. Oberhalb ist kein Unterschied Stadt-Umland zu erkennen. Oberhalb 1.250 m wird wieder das Temperaturprofil der U.S. Standardatmosphäre angenommen.

Da für diesen Fröhsommerfall kein gleichzeitig gemessenes Feuchteprofil vorliegt, wurde für die hier vorgenommenen Berechnungen das Feuchteprofil des "Frankfurter Modells" verwendet unter Vertauschung der Stadt-Umland-Situation. Die bodennahe Luftglocke über der Stadt wird als trockener, die rurale Umgebung als feuchter angesetzt. Für diese Annahmen spricht, daß während der Wachstumsperiode die Atmosphäre über dem Umland eine hohe Wasserdampfung durch die Evapotranspiration erfährt. Über diese Quelle verfügt die trockene, nahezu vegetationslose Stadt nicht. Gleichzeitig erfährt die Stadtatmosphäre im Sommer keine nennenswerte Wasserdampfung aus Verbrennungsvorgängen, die diesen Effekt wieder kompensieren würde.

#### ERGEBNISSE

In Bodennähe ergeben sich für beide Modelle maximale Erwärmungsraten bei -375 m (vgl. Abb. 4 und 5) von 0.59 K/d ("Frankfurt") bzw. 1.14 K/d ("New York") und maximale Abkühlungs-

raten bei +375 m in gleicher Größenordnung. Zum ruralen Gebiet hin nimmt die Erwärmungsrate ab und wird beim Erreichen des homogenen, ruralen Gebiets praktisch Null. Mit zunehmender Höhe nimmt das Maximum ebenfalls ab und sinkt bis zum oberen Stadtrand auf Werte von 0.11 K/d ("Frankfurt") bzw. 0.29 K/d ("New York"). Mit der Höhe verschiebt sich das Maximum der Erwärmungsrate zum ruralen Bereich hin. Die Lage und Höhe der Maxima ist ebenso von der Breite der Übergangszone abhängig. Mit zunehmender Breite verlagern sich alle Maxima zum ruralen Gebiet hin; gleichzeitig wird ihr Betrag kleiner. Analog verschieben sich die Maxima der Abkühlungsraten zum urbanen Gebiet hin. Die Beträge der Abkühlungsraten liegen jeweils in der gleichen Größenordnung der Erwärmungsraten in gleicher Höhe. Die größeren Erwärmungs- und Abkühlungsraten für "New York" resultieren hauptsächlich aus der größeren Temperaturdifferenz zwischen ruralem und urbanem Gebiet gegenüber "Frankfurt". In Modell "Frankfurt" wirkt sich der Cross-Over-Effekt zusätzlich abschwächend auf die Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten aus.

LITERATUR

BORNSTEIN, R.D.

DEUTSCHER WETTERDIENST

MÖLLER, F.

OKE, T.R.

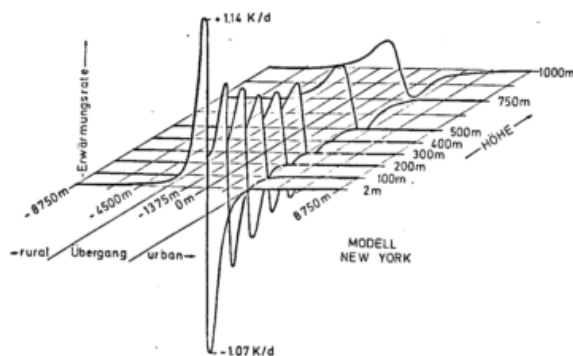
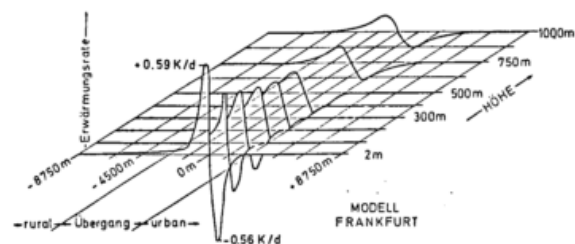


Abb. 4: Erwärmungsraten  $dT/dt$  in K/d durch horizontale Flüsse im Bereich der Stadtrandzone für verschiedene Höhen (Modell "Frankfurt")

Abb. 5: dto. (Modell "New York")

Observation of the Urban Heat Island in New York City. J. Appl. Met. 7 (1968), 375-582.

Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben "Untersuchung der Schadstoffausbreitung bei windschwachen Wetterlagen als Grundlage für Ausbreitungsrechnungen", Offenbach (1979).

Einige Überlegungen zur Frage des abgehobenen Temperaturminimums bei Nacht. Met. Rundschau 17 (1964), 1-4.

A review of urban climatology 1968-1973 WMO-Bericht Nr. 383 (1974).

# ZUR BESTIMMUNG DER FUNKTIONEN $\Phi_M(\zeta)$ UND $\Phi_H(\zeta)$ IN DER PRANDTLSCICHT

Gesa Neumann<sup>+</sup>, Thomas Hauf<sup>++</sup>

<sup>+</sup> G. Neumann, Kernforschungszentrum Karlsruhe, Abteilung für Angewandte Systemanalyse, Postfach 3640, 7500 Karlsruhe 1

<sup>++</sup> T. Hauf, Meteorologisches Institut, TH Karlsruhe, Kaiserstr. 1, 7500 Karlsruhe 1

## ZUSAMMENFASSUNG

Wind- und Temperaturprofile sowie die turbulenten Flüsse wurden bei stabiler, neutraler und labiler Schichtung zur Bestimmung der universellen Funktionen  $\Phi_M(\zeta)$  und  $\Phi_H(\zeta)$  gemessen. Die Interpolation der gemessenen Wind- und Temperaturprofile durch verschiedene analytische Funktionen führt zu unterschiedlichen Monin-Obukhov-Funktionen  $\Phi_M$ ,  $\Phi_H$ . Mit der experimentell bestimmten von Karman Konstanten  $\kappa=0.35$  findet man entgegen den Ergebnissen von Businger et al. für den dimensionslosen Temperaturgradienten bei neutraler Schichtung den Wert  $\Phi_H(0)=1.0$ .

## ABSTRACT

Wind and temperature profiles have been measured and direct measurements of the turbulent fluxes have been done over a wide range of stability conditions. These measurements have been analysed to determine the Monin-Obukhov functions  $\Phi_M(\zeta)$  and  $\Phi_H(\zeta)$ . Different interpolation formulae have been adjusted to wind and temperature profiles and lead to different Monin-Obukhov functions. Von Karman's constant is found to be 0.35, however the dimensionless temperature gradient  $\Phi_H$  is 1.0 in contrast to Businger et al., who found 0.74 under neutral conditions.

## 1 EINLEITUNG

Ziel eines 1977 durchgeführten Grenzschichtexperimentes war es, die Ergebnisse des Kansas Experimentes hinsichtlich der experimentellen Bestimmung der Fluß-Gradientbeziehungen (Businger et al., 1971) zu überprüfen. Die Auswertung der Meßdaten erfolgte über die dimensionslosen Größen  $\Phi_M$ ,  $\Phi_H$  und  $\zeta$ . Die Symbole haben ihre in der Meteorologie übliche Bedeutung.

## 2 DIE MESSUNGEN

Die Meßdaten wurden während eines Grenzschichtexperimentes in der Rheinebene nördlich von Worms über horizontal homogenem Gelände gewonnen. Die aus Profilmessungen bestimmte Rauheitslänge beträgt 0.008 m. Zwei drehbare 18 m hohe dünne Masten trugen an 1.50 m langen Auslegern dreischalige Anemometer und elektrisch ventilierte Psychrometer in 0.6 m, 1.0 m, 2.0 m, 4.0 m, 8.0 m und 16.6 m Höhe. Die auf einem

1.90 m hohen Mast in 5 m Entfernung montierte Flußmeßeinheit bestand aus einem Dreikomponentenultraschallanemometer und einem 10  $\mu$ m Platindrahtthermometer. Die Meßdauer betrug jeweils 25 min.

## 3 DIE BESTIMMUNG DER UNIVERSELLEN $\Phi$ -FUNKTIONEN

### 3.1 Die Auswahlkriterien

Zur Bestimmung der vertikalen Gradienten der mittleren Windgeschwindigkeit  $d\bar{u}/dz$  und der potentiellen Temperatur  $d\bar{\theta}/dz$  wurden die Meßwerte  $\bar{u}(z_i)$  und  $\bar{\theta}(z_i)$  wahlweise durch die analytischen Funktionen (1) und (2) nach der Methode der kleinsten Quadrate interpoliert:

$$F_{M,H} = A_{M,H} \log z + B_{M,H} z + C_{M,H} z^2 + D_{M,H} \quad (1)$$

$$F_{M,H}^* = A_{M,H}^* \log z + B_{M,H}^* z + D_{M,H}^* \quad (2)$$

Der Index M bzw. H bezeichnet das Wind- bzw. Temperaturprofil.

Zur Bestimmung der universellen  $\Phi$ -Funktionen wurden nur jene Datensätze verwandt, bei denen die Koeffizienten der interpolierten Profilkfunktionen in Abhängigkeit von der Stabilität bestimmten Vorzeichenbedingungen genügten. Die Vorzeichenbedingungen ergaben sich aus der Annahme, daß die universellen Funktionen im gesamten  $\zeta$ -Bereich positive Funktionswerte, positive Steigung und Krümmung besitzen. Die Integration der in eine Taylorreihe entwickelten  $\Phi$ -Funktionen und ein Koeffizientenvergleich mit (1) bzw. (2) führte zu einer Aufspaltung der 40 Datensätze in die Datenmengen A (35 labile, 5 stabile Sätze) und B (31 labile Sätze).

### 3.2 Die Bestimmung der universellen $\Phi$ -Funktionen

Die Interpolation diskreter Funktionswerte der stückweise definierten  $\Phi$ -Funktionen, berechnet aus den einzelnen Datensätzen über die verschiedenen Stabilitätsbereiche bei bekannter von Karman Konstanten lieferte die universellen Monin-Obuchow Funktionen der Monin-Obuchow-schen Ähnlichkeitstheorie. Der Wert der von Karman Konstanten wurde iterativ solange verändert, bis die Bedingung  $\Phi_M(0) = 1$  erfüllt war.

## 4 RESULTATE

Der Wert der universellen von Karman Konstanten schwankt in der Literatur zwischen 0.32 und 0.41 (Tennekes, 1968; Businger et al., 1971; Dyer, Hicks, 1970). Aufgrund der Ergebnisse von Businger et al.,  $\kappa = 0.35$  und  $\Phi_H(0) = 0.74$ , wurden die bisher gültigen Werte von  $\kappa = 0.40$  und  $\Phi_H(0) = 1.0$  in Frage gestellt. Die Ermittlung des Wertes der von Karman Konstanten aus den Daten des Wormser Experimentes durch die Anpassung einer quadratischen Funktion im neutralen Bereich und einer linearen Funktion im Bereich stabiler Schichtung führt auf der Basis der Datenmenge A zu  $\kappa = 0.38$  und den Funktionen

$$\Phi_M = 1.0 + 2.5\zeta + 12.2\zeta^2 \quad \zeta \in (-0.1, 0.1) \quad (3)$$

$$\Phi_M = 1.0 + 4.3\zeta \quad \zeta \in (0, 0.05) \quad (4)$$

Im labilen Bereich ergibt sich die bestmögliche Anpassung mit  $\kappa = 0.37$  und der Funktion

$$\Phi_M = 1.0 + 4.6\zeta + 35.5\zeta^2 \quad \zeta \in (-0.1, 0) \quad (5)$$

Aufgrund der zu großen Streuung der diskreten  $\Phi_H(\zeta_i)$ -Werte der Datenmenge A konnte keine universelle Funktion  $\Phi_H$  ermittelt werden.

Auf der Basis der Datenmenge B findet man für denselben Stabilitätsbereich  $\kappa = 0.35$  und

$$\Phi_M = 1.0 + 6.8\zeta + 52.3\zeta^2 \quad \zeta \in (-0.1, 0) \quad (6)$$

sowie für die universelle Funktion  $\Phi_H$  mit  $\kappa = 0.35$

$$\Phi_H = 1.0 + 12.6\zeta + 81.8\zeta^2 \quad \zeta \in (-0.1, 0) \quad (7)$$

Die Anpassung der Funktion  $\Phi = (A + B\zeta)^{-1/C}$  unter Berücksichtigung des experimentell gefundenen Wertes der von Karman Konstanten auf der jeweiligen Datenmenge und der Randbedingung  $\Phi_M(0) = 1$  liefert

$$\Phi_M = (1.0 - 10.2\zeta)^{-1/4.5} \quad \text{mit } \kappa = 0.38 \quad (8)$$

$$\Phi_M = (1.0 - 20.6\zeta)^{-1/3.5} \quad \text{mit } \kappa = 0.35 \quad (9)$$

$$\Phi_H = (1.0 - 63.9\zeta)^{-1/3.0} \quad \text{mit } \kappa = 0.35 \quad (10)$$

Die Untersuchungen zeigen, daß neben meßtechnischen Schwierigkeiten auch auswertetechnische Probleme auftreten, die den Wert der von Karman Konstanten und den Verlauf der  $\Phi$ -Funktionen entscheidend bestimmen. Die aus der Datenmenge A bestimmte von Karman Konstante beträgt 0.38, die aus der Menge B ermittelte 0.35 entsprechen den Ergebnissen von Businger et al.. Mit  $\kappa = 0.35$  liefert die Analyse der diskreten  $\Phi_H$ -Werte der Datenmenge B  $\Phi_H(0) = 1.0$ . Diesen Wert findet man in der älteren Literatur mit  $\kappa = 0.40$ . Businger et al. fanden mit  $\kappa = 0.35$  dagegen  $\Phi_H(0) = 0.74$ .

Sowohl die mit  $\kappa=0.35$  aus den Daten des Wormser Experimentes ermittelte  $\Phi_M$ -Funktion als auch die  $\Phi_H$ -Funktion des labilen Bereiches verlaufen im nahezu neutralen Bereich deutlich steiler als die Busingerschen Funktionen und erst recht als die mit  $\kappa=0.38$  ermittelte Funktion auf der Basis der Datenmenge A, wie aus den Abbildungen 1 und 2 hervorgeht. Der mit "dragplates" gemessene höhere Wert der Schubspannungsgeschwindigkeit während des Kansas Experimentes erklärt nicht den flacheren Verlauf der Busingerschen  $\Phi_{M,H}$ -Funktionen.

#### ANMERKUNG

Die Arbeiten wurden 1977/78 unter Leitung von Prof. F. Fiedler am meteorologischen Institut der Joh. Gutenberg Universität Mainz durchgeführt.

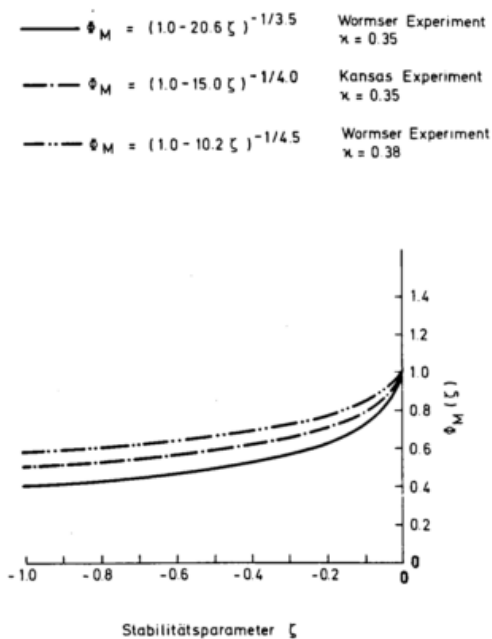


Abb. 1: Vergleich der universellen Funktionen  $\Phi_M$  berechnet aus den Daten des Kansas und des Wormser Experimentes

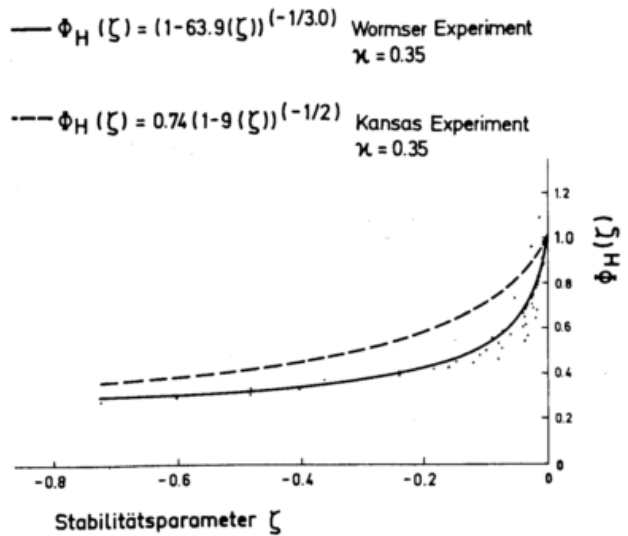


Abb. 2: Die universellen Funktionen  $\Phi_H$  berechnet aus den Daten des Kansas und des Wormser Experimentes

#### LITERATUR

- BUSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E.F.:  
 Flux Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer over Land. J. Atmos. Sci. (1971) 28, S. 181-189.
- DYER, A.J.; HICKS, B.B.:  
 Flux Gradient Relationships in the Constant Flux Layer. Quart. J. Roy. Met. Soc. (1970) 96, S. 715-721.
- TENNÉKES, H.:  
 Outline of Second-Order Theory of Turbulent Pipe Flow. AIAA J. (1968) Nr. 6, S. 1735-1740.

# WINDMESSUNG IN DER MARITIMEN GRENZSCHICHT

G. Olbrück

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

## ZUSAMMENFASSUNG

Während der atlantischen Expedition GATE 74 wurde erstmalig ein aerologisches Meßsystem (LO-CATE = LORAN/OMEGA Course and Tracking Equipment) eingesetzt, das mit Hilfe der Navigationssysteme OMEGA oder LORAN-C Windbeobachtungen ermöglicht. Die Güte dieser Windmessungen wird im Loransystem besonders hoch angesetzt, so daß die aerologischen Sondierungen an Bord des FS "Meteor" während JASIN 78 auf dem NO-Atlantik geeignet sind, auch Aussagen über die thermodynamische und kinematische Struktur in der maritimen Grenzschicht der gemäßigten Breiten zu machen.

## Abstract

During the Atlantic Expedition GATE 74 an aerological measuring system was appointed to compute winds with the aid of navigational systems like OMEGA and LORAN-C. Because the quality of these wind measurements is very high in LORAN areas, the aerological soundings on board FS "Meteor" during JASIN 78 can be used to make even some statements on the thermodynamical and kinematic structure of the marine boundary layer in the temperate latitudes.

## 1 DAS MESS-SYSTEM

Im Rahmen der globalen atmosphärischen Forschungsprogramme (GARP) GATE 74 und FGGE 79 wurde auf Betreiben der WMO für maritime Feldexperimente ein Windmeßsystem entwickelt, das die Ausstrahlung internationaler Navigationssysteme nutzt. Es handelt sich hierbei vor allem um das OMEGA-System (13,6 kHz) und die mit geringerer Reichweite ausstrahlenden LORAN-C Sender (100 kHz). Die eindeutige Lokalisierung der mit einem Ballon verdriftenden Radiosonde erfordert den Empfang der Signale von drei oder vier Lang- oder Längstwellensendern. Die Kurven konstanter Phasendifferenz (Isophasen) zwischen jedem Stationspaar bilden eine Serie von Hyperbeln an der Erdoberfläche. Zwei Paare von Stationen erzeugen mithin ein hyperbolisches Koordinatensystem. Aus praktischen Gründen wird der Ort der Bodenstation für den Empfang der Radiosonde zum Nullpunkt dieses Koordinatensystems erklärt. Damit läßt sich die Berechnung des Driftweges der Sonde auf diese Station beziehen.

## 2 DIE WINDBESTIMMUNG

Bei ausreichender Entfernung von den Navigationssendern und innerhalb eines relativ kleinen atmosphärischen Bereichs, wie er für Windmessungen benötigt wird, kann das Koordinatensystem durch rechtwinklige Koordinaten in einer Ebene angenähert werden, so daß kein sphärisches Koordinaten-

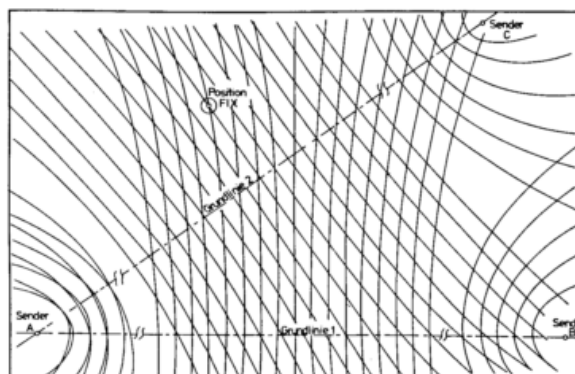


Abb. 1: Ein von drei Stationen erzeugtes hyperbolisches Netz

system verwendet werden muß. Das vereinfacht die Windberechnung, die vor jedem Start mit der Bestimmung der Einheitsvektoren, die dieses Koordinatensystem beschreiben, beginnt.

Zunächst werden die Abstände und die Richtung der hyperbolischen Positionslinien (LOP = Line of Position) für den jeweiligen Aufstiegsort (Position FIX) berechnet, da diese Werte mit der Position variieren. Der Abstand der LOPs wird entsprechend der vorliegenden Abbildung 2 nach der folgenden Beziehung bestimmt.

$$d_{ij} = \frac{\lambda_0}{2 \sin \left( \frac{1}{2} \alpha \right)} \quad (1)$$

Hierin ist  $\lambda_0$  die Wellenlänge der verwendeten Frequenz und  $\alpha$  der Winkel zwischen den Ausbreitungsrichtungen der beiden Senderpaare vom Beobachtungsort ST aus gesehen.

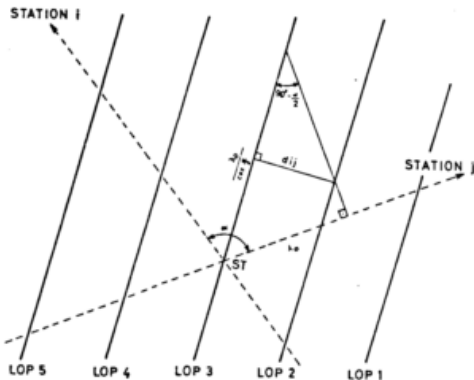


Abb. 2: Berechnung der LOP-Abstände

Die Richtung der LOPs wird entsprechend Abbildung 3 bestimmt, indem zunächst die Winkel zwischen wahren Nord und der Richtung, aus der das Signal von den Sendern (i,j) kommt, festgelegt werden. Die LOPs dieser Sender sind nach

$$S_{ij} = \frac{S_i + S_j}{2}$$

ausgerichtet. Die Winkel

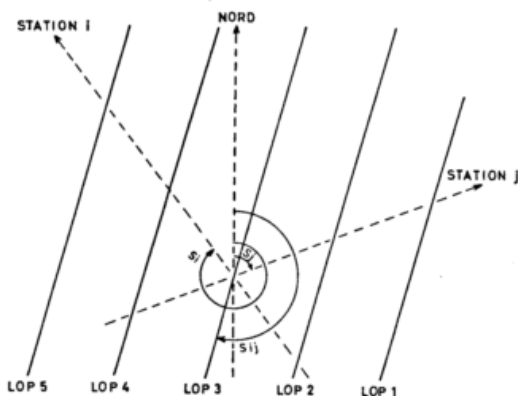


Abb 3: Berechnung der LOP-Richtung

der Einheitsvektoren der Navigationssender werden von ST aus mit der folgenden Beziehung berechnet.

$$S_i = \arccos \left\{ \frac{(\sin(\lambda_1) - \cos(\rho_i/R_0) \cdot \sin(\lambda)) / (\sin(\rho_i/R_0) \cos(\lambda))}{1} \right\} \quad (3)$$

$R_0$  ist hierbei der Erdradius und  $i$  die Entfernung zum Sender  $i$ , zu deren Berechnung folgende Gleichung verwendet wird.

1) Querstriche bezeichnen Vektoren

$$\rho_i = R_0 \arccos \left\{ \cos(\xi_i - \xi) \cos(\lambda_i) \cos(\lambda) + \sin(\lambda) \sin(\lambda) \right\} \quad (4)$$

$\xi_i$  - geogr. Länge des Senders  
 $\xi$  - geogr. Länge der Bodenstation ST  
 $\lambda_i$  - geogr. Breite des Senders  
 $\lambda$  - geogr. Breite der Bodenstation ST

Die LOPs bilden ein Koordinatensystem, das in den seltensten Fällen rechtwinklig ist, so daß die Berechnung der Einheitsvektoren von den folgenden Beziehungen ausgeht.

$$\bar{V}_{ij_{km}} = \frac{|\bar{a}_{ij}|^2}{\bar{d}_{ij} \bar{S}_{km}} \cdot \bar{S}_{km} \quad (5a)$$

$$\bar{V}_{km_{ij}} = \frac{|\bar{d}_{km}|^2}{\bar{d}_{km} \bar{S}_{ij}} \cdot \bar{S}_{ij} \quad (5b)$$

Hierin sind  $\bar{d}_{ij}$  und  $\bar{d}_{km}$  die Vektoren der LOP-Abstände, die aus den Signalen der Stationen  $ij$  und  $km$  aufgebaut werden. Folglich sind  $\bar{S}_{km}$  und  $\bar{S}_{ij}$  Vektoren, die die Richtung der von diesen Sendern erzeugten LOPs aufzeigen. Alle Vektoren in der Ebene der Einheitsvektoren können nun mit Hilfe dieser Vektoren beschrieben werden.

$$\bar{W} = g \bar{V}_{ij_{km}} + h \bar{V}_{km_{ij}} \quad (6)$$

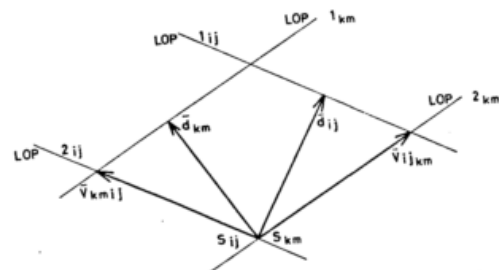


Abb. 4: Feld der Einheitsvektoren

### 3 QUALITÄT DER WINDWERTE

Der Vorzug des Loransystems gegenüber Omega beruht im wesentlichen auf zwei Gründen. Die zur Berechnung des Windvektors nach Gleichung (6) erforderlichen Faktoren  $g$  und  $h$  werden aus der mit Verdriften der Sonde gemessenen Phasenänderung pro Zeiteinheit bestimmt. Hierbei arbeitet das Loranverfahren mit einer um das 10-fache höheren Abtastrate der Phasenwerte. Während sich das Omega-Signal als Raumwelle zwischen Boden und Ionosphäre (70-120 km) ausbreitet und damit den kurz- und langperiodischen Schwankungen insbesondere der D-Schicht ausgesetzt ist, kann das auch als Boden-

welle laufende Loran-Signal nahezu ungestört direkt aufgenommen werden. Hierdurch ergibt sich für die Windbestimmung im Bereich von Loranketten nach RYDER (1975) ein RMS (Root Mean Square)-Wert von 0,4 m/s. Als Vergleich hierzu sei genannt, daß die im Zusammenhang mit atmosphärischen Budgetstudien aus dem horizontalen Windfeld zu bestimmende Divergenz im allgemeinen RMS-Windfelder unter 0,2-0,3 m/s erfordert.

#### 4 VERTIKALPROFILE DER WINDGESCHWINDIGKEIT

Während des JASIN-Experiments wurden an Bord des FS "Meteor" auf der Position 59°N und 12,5°W insgesamt 360 Vertikalsondierungen durchgeführt, von denen etwa 40 ein sekundäres Windmaximum in der maritimen Grundschicht aufweisen. Diese Windmaxima sind bei einer Steiggeschwindigkeit von 300 m/min und einer Meßwertfolge von 0,25 Minuten bis 1500 m durch 20 Meßwerte belegt. Die Lage dieser sekundären Windmaxima im Vergleich zum thermodynamischen Aufbau der maritimen Grundschicht sowie die Form der Vertikalprofile sind im Ablauf der Maßphasen starken Änderungen unterworfen; dennoch lassen sich im Hinblick auf die vorgefundenen Schichtungsverhältnisse gewisse vereinfachte Aussagen machen, die durch weitere Messungen zu ergänzen sind. Die Unterteilung der Windprofile in Aufstiege bei labiler und stabiler Schichtung der maritimen Grundschicht erweist sich hierbei als nützliches Kriterium.

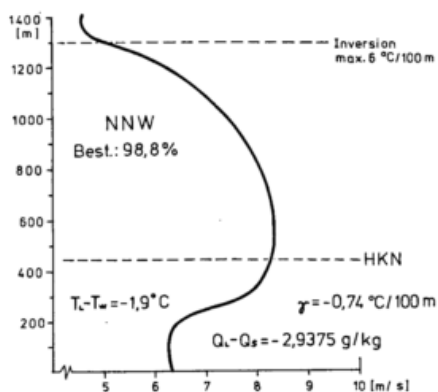


Abb. 5a: Vertikales Windprofil aus 6 Aufstiegen vom 7.8.78

Ein breites Windmaximum oberhalb der maritimen Reibungsschicht wurde bei labil geschichteter Grundschicht vorgefunden. Mechanische Turbulenz und Konvektion führen bei labiler Schichtung zu einer geringeren Änderung der vertikalen Windgeschwindigkeit.

RYDER, P.: The accuracy of wind finding using the LORAN-C navigation system, presented at the Fourth Annual Techn. Symposium, Maryland 21031, 1975

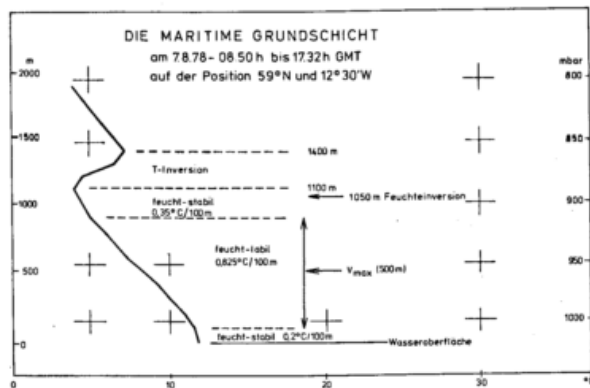


Abb. 5b: Thermischer Aufbau der Grundschicht am 7.8.78

Ein scharfes, übergeostrophisches Windmaximum wurde hingegen bei stabiler Mischungsschicht angetroffen. Die Windgeschwindigkeit nimmt hierbei über wenige hundert Meter auf Werte zu, die den Bodenwert teilweise um 100% überschreiten. Infolge reduzierter Durchmischung dreht der Wind in den Schichten des Windmaximas stärker recht. Oberhalb des Windmaximums ist infolge der Corioliskraft ein weiteres Recht-drehen zu beobachten.

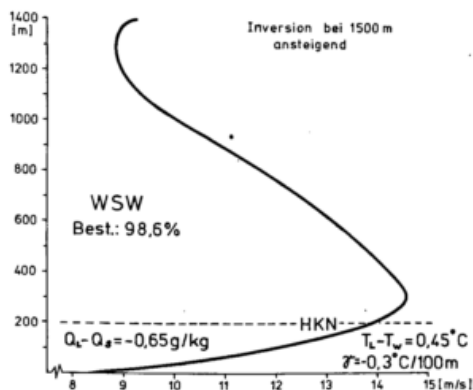


Abb. 6a: Vertikales Windprofil aus 8 Aufstiegen am 30.8.78

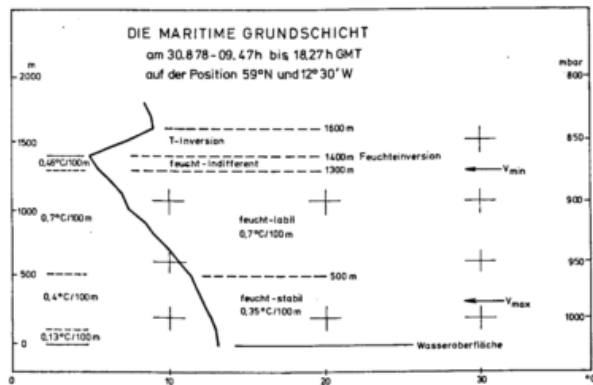


Abb. 6b: Thermischer Aufbau der Grundschicht am 30.8.78

SPEKTRALANALYSE IMMISSIONSKLIMATOLOGISCHER MESSUNGEN IM  
OBERRHEINTAL

Richter, C.-J. Ahrens, D.

Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe  
Landesanstalt für Umweltschutz Baden - Württemberg

ZUSAMMENFASSUNG

Die Ergebnisse von kontinuierlichen Messungen des Ozons werden in Zusammenhang mit der Globalstrahlung untersucht. Aus den Zeitreihen werden Varianz-, Kohärenz- und Phasenspektren im Periodenbereich von 1 Stunde bis 33 Tagen berechnet. Sie liefern typische Zeitverschiebungen zwischen dem Verlauf der beiden Größen. Ausführlich wird der Zusammenhang getrennt für niedrigere Frequenzen (Perioden > 2 Tagen) und höherfrequente Schwankungen untersucht.

1 EINLEITUNG

In dieser Arbeit soll die Methode der spektralen Korrelationsanalyse angewandt werden, um Abhängigkeiten zwischen Schadgasen und meteorologischen Parametern zu untersuchen. Gegenüber herkömmlichen Korrelationsuntersuchungen bietet sie den Vorteil, den zeitlichen Verlauf der zu vergleichenden Meßgrößen in die Betrachtungen miteinander zubeziehen.

Auf diesem Gebiet sind bisher nur wenige Arbeiten bekannt (MATTIOLI, 1977), die sich auf die Zeitreihen des SO<sub>2</sub> beschränken. Beispielhaft werden hier Varianz- bzw. Kohärenzspektren zwischen dem Ozon (O<sub>3</sub>) und der Globalstrahlung (G) untersucht. Korrelationen anderer Schadgase mit meteorologischen Variablen findet man z.B. bei RICHTER (1980).

2 THEORIE

Das Varianzspektrum  $C_{xx}(f)$  einer Zeitreihe  $x(t)$  ist definiert über die Gleichung

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{\infty} C_{xx}(f) df \quad (1)$$

wobei  $\sigma^2$  die Varianz ist.

$C_{xx}(f)$  gibt an, wie die Varianz der stochastischen Funktion  $x(t)$  über die Frequenzen  $f$  verteilt ist. Man gewinnt es durch Fouriertransformation der Autokovarianzfunktion:

$$C_{xx}(k) = \frac{1}{N-k-1(k)} \sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x}) \quad (2)$$

$k$  = Index der Zeitverschiebung  
 $l(k)$  = Anzahl der Produkte  $(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$ , bei denen ein oder beide Faktoren Ausfälle sind.

Die Theorie geht von lückenlosen Zeitreihen aus. Da Ausfälle bei jeder Messung auftreten, müssen diese geeignet behandelt werden. Ausfälle bis zu 3

Stunden werden linear interpoliert. Sie wirken sich nur auf Frequenzen  $f > 1/6 h^{-1}$  aus (JONES, 1972), die jedoch keine nennenswerte Information mehr liefern. Das Weglassen der Ausfallprodukte  $(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$  kann die Kovarianz zwischen den Varianzdichten gewisser Frequenzen erhöhen, wodurch die Fehlergrenzen des wahren Spektralwerts größer werden.

Analog zum Varianzspektrum kann man das Kreuzspektrum zweier Zeitreihen  $x(t)$  und  $y(t)$  über Fouriertransformation der Kreuzkovarianzfunktion ermitteln, aus der man durch Normierung die Kreuzkorrelationsfunktion erhält. Die Fouriertransformierte des geraden Anteils der Kreuzkovarianzfkt. liefert das Kospektrum  $C_o(f)$ , die des ungeraden Anteils das Quadratspektrum  $Q(f)$ . Ein frequenzabhängiger Korrelationskoeffizient ist die Kohärenz:

$$r_{xy}^2(f) = \frac{C_o^2(f) + Q^2(f)}{C_{xx}(f) \cdot C_{yy}(f)} \quad (3)$$

Die Phasenverschiebung der zu korrelierenden Schwingungen wird durch den Winkel

$$\varphi(f) = \arctan \frac{Q(f)}{C_o(f)} \quad (4)$$

angegeben.

3 DATEN UND DATENERFASSUNG

Die Daten entstammen einer Meßstelle am Westrand der Stadt Karlsruhe des von der LFU Baden-Württemberg implementierten Vielkomponenten-Meßnetzes. Sie wurden zu 2-h-Mitteln zusammengefaßt. Lücken in den Meßreihen entstehen durch Geräteausfälle und Fehler in der Datenübertragung.

Das Meßgebiet ist in weitem Umkreis eben, die Meßstelle selbst von mehreren stark befahrenen Straßen umgeben. Etwa 3 km nordöstlich befindet sich das Stadtzentrum von Karlsruhe.

#### 4 SPEKTREN DER GLOBALSTRAHLUNG UND DER OZONKONZENTRATION

Es ist bekannt, daß O3 durch Photolyse des NO2 auch in unseren Breiten entstehen kann. Daher liegt es nahe, den O3-Verlauf mit Schwankungen von G zu korrelieren.

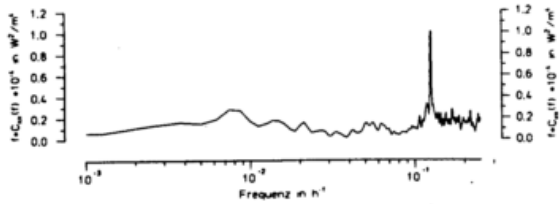
Vor Berechnung der Spektren wurden die Zeitreihen mittels Cressman-Filtergewichten trendbereinigt. Die Ermittlung der Spektraldichten erfolgte für 200 Frequenzpunkte, so daß Perioden zwischen 33 Tagen und 4 Stunden dargestellt werden können.

##### 4.1 Spektren des Gesamtzeitraumes

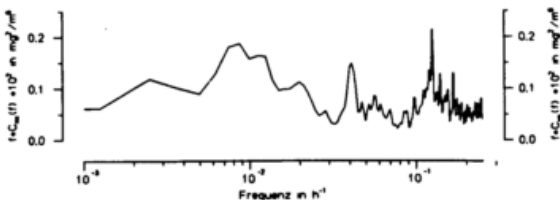
Um die Beiträge niedriger Frequenzen besser beurteilen zu können, wurden der Tagesgang und seine erste Harmonische mittels Bandpaßfilterung entfernt. Die Abbildung 1 zeigt, daß die niederfrequenten Kohärenzen (Perioden < 2 Tage) an keiner Stelle signifikant von 0 verschieden sind, obwohl die "Peak-Frequenzen" beider Größen in etwa übereinstimmen. Etwas höhere Werte tauchen in der Umgebung der Frequenz

$f = 0.01 \text{ h}^{-1}$  auf, einem Bereich, in dem das O3 relativ große, G allerdings nur geringe Werte besitzt. Die zugehörigen Phasenwinkel deuten auf Gegenläufigkeit hin. Obwohl Schwankungen des O3 bei dieser Periodenlänge einer Vielzahl nicht-erfaßbarer Einflüsse unterliegen -worauf ja die niedrigen Kohärenzen hinweisen- dürften sie z.T. durch Transportunterschiede stratosphärischen O3 induziert werden: Die O3-Konzentration wird an Tagen mit hoher Windgeschwindigkeit (U) -die häufig mit niedrigem G gekoppelt sind- höhere Werte aufweisen, als an Tagen mit niedrigem U (Kohärenzbetrachtungen U-O3 bestätigen dies). Hiermit wäre der schwache gegenläufige Zusammenhang beider Variablen erklärbar.

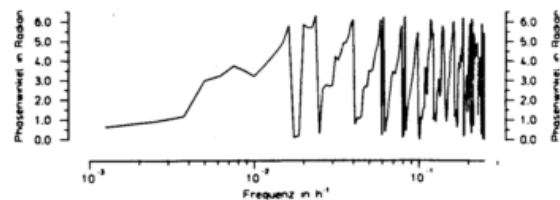
Große Beiträge an den Schwankungen beider Größen liefern der Tagesgang und seine erste Harmonische: Ihr Varianzanteil beträgt beim O3 35%, bei G 75%. Filtert man diese Frequenzen nicht heraus, so tauchen in ihrer Umgebung Varianz- und Kohärenzmaxima auf (Abb. 2). Besonders ausgeprägt ist die Kohärenz in der Nähe der 24-stündigen Periode,



Varianzspektrum der Globalstrahlung, Juli 77 bis Dezember 78. Tagesgang und erste Harmonische abgezogen. — Varianzdichte



Varianzspektrum der Ozonkonzentration, Juli 77 bis Dezember 78. Tagesgang und erste Harmonische abgezogen. — Varianzdichte



Phasenwinkel Globalstrahlung - Ozon, Juli 77 bis Dezember 78. Tagesgang und erste Harmonische abgezogen. — Phase

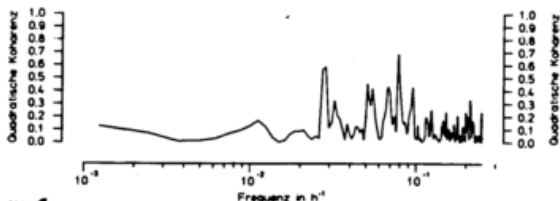
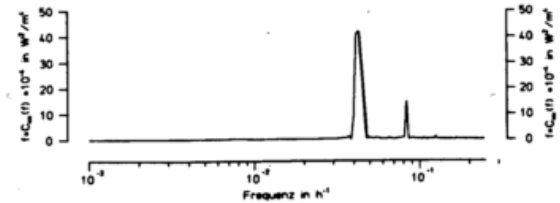
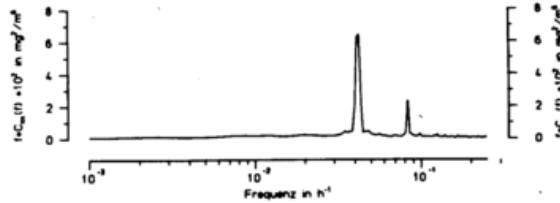


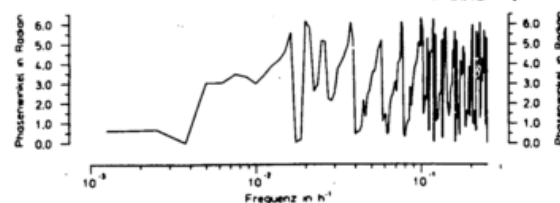
Abb. 1 Kohärenz Globalstrahlung - Ozon, Juli 77 bis Dezember 78. Tagesgang und erste Harmonische abgezogen. — Kohärenz



Varianzspektrum der Globalstrahlung, Juli 77 bis Dezember 78. — Varianzdichte



Varianzspektrum der Ozonkonzentration, Juli 77 bis Dezember 78. — Varianzdichte



Phasenwinkel Globalstrahlung - Ozon, Juli 77 bis Dezember 78. — Phase

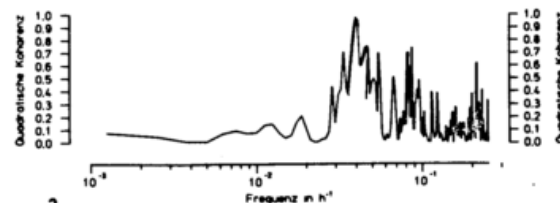


Abb. 2 Kohärenz Globalstrahlung - Ozon, Juli 77 bis Dezember 78. — Kohärenz

wo Höchstwerte von knapp 0.9 erreicht werden. Hier beträgt der Phasenwinkel 0.4, während er bei der 12- stündigen Periodizität den Wert 0.8 besitzt. Dies zeigt, daß die Tagesspitze von G dem Maximum der O<sub>3</sub>- Konzentration um im Mittel 1.5 Stunden vorausläuft.

#### 4.2 Jahreszeitliche Änderung der Spektren (Abb. 3)

Jahreszeitliche Unterschiede der Ozon- schwankungen und ihre Ursache werden besonders deutlich, wenn man die Spektren für jeden Monat berechnet und die Spektraldichten als Isolinien darstellt (Zum besseren Vergleich wurde eine geeignete Normierung vorgenommen, Einzelheiten siehe RICHTER, 1980).

Während in den Wintermonaten die Varianzdichten des O<sub>3</sub> -ausgenommen Februar 77- auf allen Frequenzen gering sind, tritt zwischen März und Oktober der Tagesgang besonders hervor. Ein Vergleich mit G legt nahe, daß sich oberhalb einer Varianzdichte von 4400 W<sup>2</sup>/m<sup>4</sup> Auswirkungen auf den Tagesgang des O<sub>3</sub> erkennen lassen. Noch deutlicher wird der Zusammenhang anhand der Kohärenzen: In der Nähe des Tagesgangs weisen sie in den Sommermonaten Werte > 0.6 auf, wobei die zugehörigen Phasenwinkel auf Zeitverschiebungen von 1.5 bis 2.7 Stunden hindeuten. Aufgrund der Sprünge von Kohärenz und Phase läßt sich die Grenze zwischen Sommer- und Winterregime bei Ende Oktober und Anfang März festlegen.

#### 5 SCHLUSS

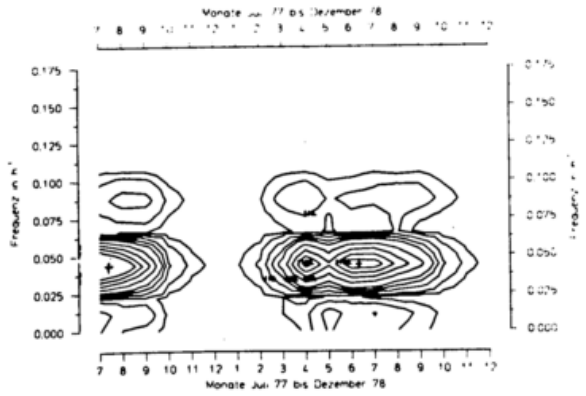
Man sieht, daß es beim O<sub>3</sub> vor allem die tageszeitlichen Schwankungen sind, die eng mit G verknüpft sind. Längerfristige Variationen können nur durch Einbeziehung weiterer Einflußgrößen interpretiert werden.

#### 6 LITERATUR

JONES, R. H.

MATTIOLI, F.

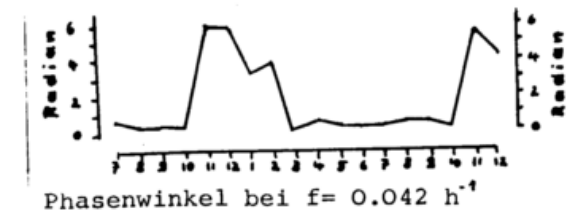
RICHTER, C.-J.



Linien gleicher Varianzdichte der Globalstrahlung, Juli 77 bis Dezember 78.



Linien gleicher Varianzdichte des O<sub>3</sub>, Januar 77 bis Dezember 78.



Phasenwinkel bei  $f = 0.042 \text{ h}^{-1}$

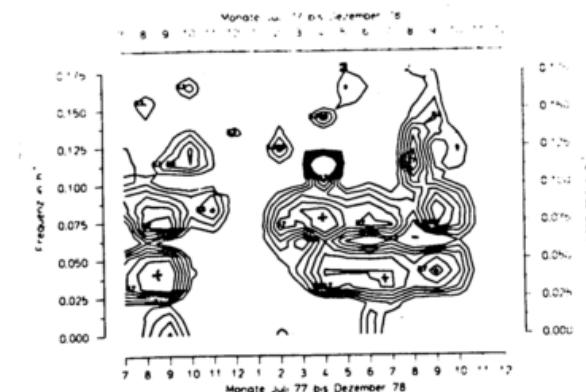


Abb. 3  
Linien gleicher Kohärenzen Globalstrahlung Ozon, Juli 77 bis Dezember 78.

Aliasing with unequally spaced observations. J. Appl. Met., Vol. 11, 1972, 245-254

Spectral analysis of wind and SO<sub>2</sub> concentration in the Venice Area. Atm. Env., Vol. 11, 113-122

Spektralanalyse immissionsklimatologischer Messungen. Dipl. Arb. am Inst. für Met., Universität Karlsruhe

## SEVERE WEATHER FORECASTING: A PROPOSED DECISION PROCESS

R.V. Ryan

USAF-Air Base

A decision tree approach to severe weather forecasting is proposed. Modelled after a process used in hurricane forecasting, the method attempts to focus the forecasters' attention on areal environmental factors. The method begins with synoptic pattern recognition, and stresses the evolving patterns rather than those of the static type. Next, zone threat areas are identified followed by circulation and thermodynamic descriptors. Finally, the process ends with consideration of governing factors and semi-objective tools. The method is concerned mainly with mesoscale processes which produce severe thunderstorms and tornadoes within the contiguous United States; however, the approach might be used in Europe. Some modifications for European use are suggested.

## A SOLAR RADIATION SPECTRAL MODEL FOR USE IN ROUTINE CALCULATIONS

R.M. Welch, G. Korb, W.G. Zdunkowski

Institut für Meteorologie, Universität Mainz

A spectral solar radiation model has been developed for use with radiative-dynamical models. After exhaustive testing it was found that the solar spectrum should be subdivided into four wavelength regions:

- I) 0.3  $\mu\text{m}$  - 0.8  $\mu\text{m}$ , containing absorption by  $\text{NO}_2$  and  $\text{O}_3$ ;
- II) 0.8  $\mu\text{m}$  - 1.3  $\mu\text{m}$ , containing absorption by water vapor;
- III) 1.3  $\mu\text{m}$  - 2.3  $\mu\text{m}$ , containing absorption by water vapor and  $\text{CO}_2$ ; and
- IV) 2.3  $\mu\text{m}$  - 6.0  $\mu\text{m}$ , containing absorption by water vapor and  $\text{CO}_2$ .

Mie calculations have been performed for a large number of representative water cloud and ice cloud size distributions, which have absorption properties in wavelength regions II - IV. Absorption by aerosols is included in all regions. Absorption by gases is calculated using the sum of exponentials method. However it was found that absorption by  $\text{CO}_2$  in regions III and IV and by water vapor in region IV can be treated using the method described by Geleyn and Hollingsworth (1979). The above choice of wavelength regions provides good agreement of heating rates, as compared to an eight-band region model. Reducing the number of band regions to only three, however, produced unacceptable errors in heating rates within clouds.

Calculations are performed over 30 (or more) inhomogeneous vertical layers in the atmosphere, from a height of 50 km to the ground, using the PIFM method developed by Zdunkowski et al. (1980). This method provides accurate and stable values of radiative fluxes under all conditions. Each vertical layer may be assumed to contain any fraction of partial cloudiness.

# LANGWELIGE STRAHLUNGSFLÜSSE IN DER ATMOSPHERE UNTER BERÜCKSICHTIGUNG VON GRAUSTRAHLENDEN WOLKEN MIT PARTIELLER BEDECKUNG

Walter-Georg Panhans

Institut für Meteorologie, Johannes-Gutenberg-Universität Mainz

## ZUSAMMENFASSUNG:

Das Emissivity-Verfahren nach Elsasser/Zdunkowski zur Bestimmung atmosphärischer Strahlungsflüsse im langwelligen Spektralbereich außerhalb des Wasserdampfffensters, das bereits auf partielle Bewölkung erweitert wurde, wird durch Einführen einer Flußtransmissionsfunktion für Flüssigwasser auf den Fall nicht schwarzstrahlender Wolken ausgedehnt. Die hieraus bestimmten Strahlungsdivergenzen am Rand und innerhalb von optisch dünnen Wolken sind weitaus realistischer als die unter der konventionellen Annahme schwarzstrahlender Wolken berechneten.

## ABSTRACT:

The Elsasser/Zdunkowski emissivity method for the determination of atmospheric radiative fluxes in the long-wave spectrum outside the water vapour window, which has already been extended to partial cloudiness, is now extended to clouds which are no longer black-body emittants. This is performed by introducing a transmission function for liquid water. The resulting radiative divergences at the tops and bases as well as in the interior of thin clouds are much more realistic than those which result from the assumption of clouds which act as black bodies.

## 1 EINLEITUNG

Testrechnungen mit dem auf den Fall partieller Bewölkung erweiterten Verfahren (PANHANS, 1980) zur Bestimmung langwelliger Strahlungsflüsse in der Atmosphäre nach ELSASSER und CULBERTSON (1960) bzw. ZDUNKOWSKI et al. (1966) haben gezeigt, daß die bisher zugrundegelegte Annahme schwarzstrahlender Wolken im Spektralbereich außerhalb des Wasserdampf-Fensters ( $8.75 - 12.25 \mu\text{m}$ ) nicht länger haltbar ist, wenn die vertikale Modellauflösung im Bereich der Wolken sowie darüber und darunter sehr fein ist. In diesem Falle werden viel zu große Abkühlungsraten berechnet. Eine hohe vertikale Auflösung ist aber bei Grenzschicht-Modellen, Stadt-Umland-Modellen und regionalen Klimamodellen unerläßlich.

## 2 BESCHREIBUNG DES VERFAHRENS

In erster Näherung werden daher Wolken als Graustrahler angesetzt: der Absorptionskoeffizient hängt nur vom Flüssigwassergehalt ab, nicht aber von der Wellenlänge. Die

Gesamttransmissionsfunktion ist nunmehr als Produkt der Einzeltransmissionsfunktionen von Flüssigwasser, Wasserdampf und  $\text{CO}_2$  (die beiden letzteren wellenlängenabhängig) zu schreiben. Als Folge davon treten in den Flußgleichungen zusätzliche Terme bzw. Faktoren auf.

Aus den für jede Schicht vorzugebenden Bedeckungsgraden wird, ausgehend vom Referenzniveau (Index  $i$ ) eine Kulissenverteilung der Wolken oberhalb und unterhalb dieses Niveaus nach den bereits früher beschriebenen Prinzipien konstruiert (PANHANS, 1980). Ist somit bekannt, wo, horizontal gesehen, eine Wolke beginnt und wo sie endet, läßt sich eine gewisse Anzahl von Vertikalsäulen angeben, deren einzelne Schichten entweder völlig bewölkt oder wolkenlos sind (Abbildung 1). Bewölkung und Wasserdampfgehalt unterscheiden sich aber von Säule zu Säule. Die gesamten Strahlungsflüsse  $F_i^{\uparrow}$  und  $F_i^{\downarrow}$  sind dann Linearkombinationen der Flüsse in den einzelnen Säulen:

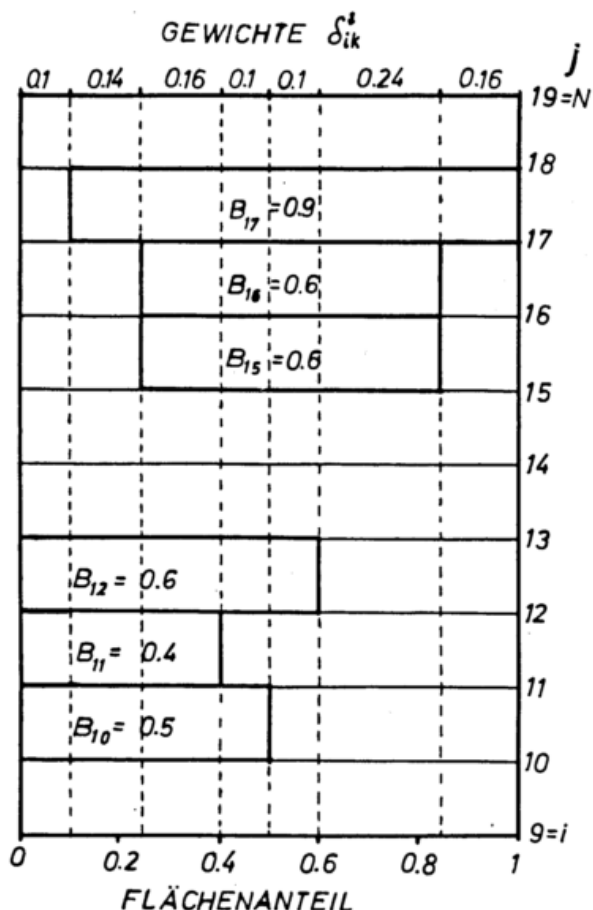


Abbildung 1 Schema zur Festlegung der Wolkenkulisse (vgl. PANHANS, 1980) und daraus abgeleitete Gewichte der einzelnen atmosphärischen Säulen

$$F_i^\dagger = \sum_{l=1}^L \delta_{il}^\dagger F_{il}^\dagger, \quad F_{ik}^\dagger = \sum_{k=1}^K \delta_{ik}^\dagger F_{ik}^\dagger \quad (1)$$

Die Gewichte  $\delta_{il}^\dagger$  und  $\delta_{ik}^\dagger$  entsprechen den Grundflächen der Säulen, wobei die relevante Horizontalebene auf 1 normiert ist:

$$\sum_{l=1}^L \delta_{il}^\dagger = 1, \quad \sum_{k=1}^K \delta_{ik}^\dagger = 1.$$

Die Beziehungen für die Einzelflüsse lauten wie folgt (JAGOUTZ, 1980):

$$F_{il}^\dagger = \pi B(T_i) - \frac{\pi B(T_i)}{\pi B(T_i)} \int_{T_i}^{T_i} (1 - \tau_F(w_l(T) - w_{li})) d(\pi B) - \int_{T_i}^{T_i} \tau_F(w_l(T) - w_{li}) [R^*(\eta_l(T) - \eta_{li}T) + \Delta R^*(\eta_l(T) - \eta_{li}, \xi(T) - \xi_{li}, T)] dT \quad (2)$$

$$F_{ik}^\dagger = (1 - \tau_F(w_{ki})) \pi B(T_N) + \pi B(T_i) + \int_{T_N}^{T_i} (1 - \tau_F(w_{ki} - w_k(T))) d(\pi B) + \pi B(T_N) \quad (3)$$

$$+ \int_{T_N}^{T_i} \tau_F(w_{ki} - w_k(T)) [R^*(\eta_{ki} - \eta_k(T), T) + \Delta R^*(\eta_{ki} - \eta_k(T), \xi_i - \xi(T), T)] dT + \tau_F(w_{ki}) \int_0^{T_N} [R^*(\eta_{ki}, T) + \Delta R^*(\eta_{ki}, \xi_i, T)] dT$$

Hierin sind  $R^*$  die Wasserdampf-Emissivity,  $\Delta R^*$  die H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Überlappungsemissivity,  $\eta$  und  $\xi$  die reduzierten Absorbermengen des Wasserdampfs und des CO<sub>2</sub>,  $\tau_F$  die Transmissionsfunktion und  $w$  die optische Dicke des Flüssigwassers,  $\pi B$  die Schwarzkörperstrahlung für den Bereich außerhalb des Fensters und  $T$  die Temperatur. Der Vertikalindex läuft von 1 (Erdoberfläche) bis N (Obergrenze der Atmosphäre).

### 3 ERSTE ERGEBNISSE

Tabelle 1 zeigt aus Strahlungsflußdivergenzen berechnete zeitliche Temperaturänderungen in Abhängigkeit von der Höhe für das Beispiel einer spätherbstlichen Atmosphäre mit einer Temperaturinversion zwischen 100 und 1000 m und Nebel mit einem Flüssigwassergehalt von 0.150 g m<sup>-3</sup> zwischen 4 und 100 m. Bei der hier gewählten feinen Auflösung haben die bewölkten Schichten nur relativ geringe optische Dicken.

Betrachtet man zunächst die Fälle mit Bedeckungsgrad 1, so zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen den Ergebnissen des "schwarzen" und des "grauen" Nebels. Während im ersten Falle die Abkühlung mit extrem hohen Werten nur auf den Bereich der Obergrenze konzentriert ist, reduziert sie sich beim "grauen" Nebel auf etwa 25 % und setzt sich in die Tiefe fort mit kontinuierlich abnehmenden Beträgen.

Tabelle 1. Abkühlungsraten für eine Atmosphäre mit Nebel zwischen 4 m und 100 m und einer Inversion zwischen 100 m und 1000 m

Höhe m	Abkühlungsrate K/d			
	Bedeckungsgrad 1		Bedeckungsgrad 0.5	
	schwarz	grau	schwarz	grau
1000	-2.285	-2.276	-2.274	-2.269
700	-0.985	-0.974	-0.970	-0.964
400	-0.386	-0.364	-0.357	-0.346
200	0.099	0.197	0.204	0.253
100	-196.957	-50.855	-97.722	-24.671
90	-108.467	-47.270	-53.605	-23.006
80	0.000	-31.593	0.372	-15.424
70	0.000	-22.306	0.230	-10.923
60	0.000	-17.766	0.127	-8.756
50	0.000	-13.974	0.038	-6.949
40	0.000	-10.145	-0.044	-5.116
30	0.000	-7.512	-0.127	-3.883
20	0.000	-5.710	-0.221	-3.076
16	0.000	-5.115	-0.259	-2.817
12	0.000	-5.110	-0.304	-2.859
8	0.936	-5.190	0.099	-2.964
4	0.691	-2.943	-0.127	-1.944
0	-1.087	-1.150	-1.123	-0.881

Qualitative Ähnlichkeit ist bei halber Bedeckung zu erkennen, wobei die Extrema deutlich niedriger liegen. Zu erwähnen ist, daß hierbei im "schwarzen" Fall die Divergenzen zwischen 12 und 80 m ausschließlich auf den wolkenlosen Teil zurückzuführen sind, da der Nettofluß im bewölkten Teil null ist.

Ein Problem besonderer Art stellt die Divergenzbildung an den Rändern schwarzstrahlender Wolken dar. Dort liegt, streng genommen, eine Diskontinuität vor, an der der Nettofluß nicht differenzierbar ist. I.a. versucht man das Problem dadurch zu lösen, daß man die Abnahme des Nettoflusses von einem bestimmten Wert, außerhalb der Wolke, auf null, innerhalb der Wolke, einer endlichen Schicht zuordnet, meist dem vertikalen Gitterabstand. Eine zuverlässige Angabe über die wahre Dicke dieser Schicht läßt sich faustformelartig nur schwer machen, besonders wenn der Flüssigwassergehalt in der Wolke stark variiert. Diese Schicht kann auch dicker sein als die Wolke selbst, und dann ist die Annahme von Schwarzstrahlung sowieso hinfällig.

Bei den präsentierten Beispielen wurde das Problem teilweise umgangen, indem der Verlauf des Nettoflusses um das jeweilige Referenzniveau durch eine Parabel approximiert und deren vertikale Ableitung im Referenzniveau als Divergenz des Nettoflusses interpretiert wurde. So besitzt wenigstens noch eine Fläche innerhalb der Wolke eine endliche Strahlungsflußdivergenz. Die Qualität dieser Methode ist allerdings nur bei hinreichend dicken Wolken ausreichend. Bei grau strahlenden Wolken mit einer in der Vertikalkoordinate stetigen Transmissionsfunktion besteht dieses Problem nicht mehr. Dieser Vorteil wird aber durch einen erhöhten Rechenaufwand erkauft. Das neue Verfahren ist nicht ohne weiteres so ökonomisch zu gestalten wie das alte Verfahren mit schwarzstrahlenden Wolken. Es wird erwartet, daß das neue Verfahren im Endausbau die drei- bis fünffache Rechenzeit benötigen wird. Im einzelnen hängt das davon ab, wie kompliziert die Wolkenanordnung ist. (Zum Zeitpunkt der Drucklegung dieses Berichts war das neue Verfahren noch nicht optimiert.)

#### 4 LITERATURANGABEN

- ELSASSER, W.M., CULBERTSON, M.F., 1960: Atmospheric Radiation Tables. Meteor. Monographs Vol 4, No 23, 43pp.
- JAGOUTZ, H., 1980, persönliche Mitteilung
- PANHANS, W.-G., 1980: Langwellige Strahlungsflüsse in der Atmosphäre unter Berücksichtigung von partieller Bewölkung. Annalen der Meteorologie, Neue Folge, Nr. 15, 201-202.
- ZDUNKOWSKI, W.G., BARTH, R.E., LOMBARDO, F.A., 1966: Discussion on the Atmospheric Tables of Elsasser and Culbertson, PAGEOPH 63, 211-219.

## SAHARASTAUB IM SATELLITENBILD

Ute Katergiannakis

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

In den Satellitenaufnahmen Nordafrikas und der umgebenden Meeresgebiete ist oftmals eine starke Sichttrübung durch Sand oder Staub zu erkennen. Besonders deutlich erscheint diese Trübung in den Aufnahmen des sichtbaren Bereichs als feiner, hellgrauer Schleier – ähnlich einem Cirrostratus. In den IR-Aufnahmen sind Sand- und Staubaufwirbelungen nur selten auszumachen. Als Beispiele werden eine Staubwand im Inneren der Sahara, ein Sandsturm über dem zentralen Mittelmeer und eine Staubwolke über dem Atlantik dargestellt.

In the satellite images of North Africa and the surrounding sea is often to be recognized darkening of visibility caused by sand and dust. Especially in the images of the visible channel this darkening is clearly to be seen as a fine light grey screen. For examples a dust-wall of the inner Sahara, a sand-storm over the Mediterranean Sea, and a dust-cloud over the Atlantic are shown.

Die Sahara ist der größte Emissions-Lieferant der gesamten Erdoberfläche. Etwa 60 bis 200 Mill. Tonnen Sand gelangen nach vorsichtigen Schätzungen (Junge, 1979) jährlich in die Atmosphäre. Sicher haben diese großen Mengen auch einen Einfluß auf das regionale und globale Wetter.

„Sandstürme“ treten nicht nur auf, wenn der Wind Sturmstärke erreicht. Die kritische Windgeschwindigkeit bei der ein Aufsteigen des Sandes beobachtet wird, liegt bereits bei 10 bis 15 kn. Das Aufsteigen ist nicht nur von der Windgeschwindigkeit, sondern auch von der Feuchte, der Temperatur und der Korngröße abhängig. Die Entstehungsgebiete dieser Sand- und Staubaufwirbelungen sind aride, vegetationslose Klimate, in denen die Deflation des Windes ungehindert wirken kann. Oftmals wird der Sand über mehrere 1000 Kilometer weit transportiert. Die Korngröße und die Konzentration nehmen dabei jedoch soweit ab, daß er in den Satellitenaufnahmen dann nur noch in seltenen Fällen über den dunklen Meeresgebieten sichtbar ist. Nach Fett (1958) sind die Hauptbestandteile von Sand und Staub in der freien Atmosphäre: Quarz und Feldspat sowie in geringeren Mengen Glimmer, Chlorit, Erze und Dolomit. Neben diesen anorganischen Substanzen tritt auch mitunter organische Kieselsäure (Diatomeen) auf. Aus der Art des Sandes kann nur in seltenen Fällen exakt auf seine Herkunft geschlossen werden, weil alle Bestandteile in den Wüstengebieten weit verbreitet sind. Die Farbskala des Sandes reicht je nach seiner Zusammensetzung vom weißlichen Grau über Gelb, Rot und Braun bis zum Schwarz. In den Satellitenaufnahmen läßt sich eine unterschiedliche Färbung z.Z. noch nicht ausmachen. In den Randgebieten der Sahara treten noch jahreszeitlich bedingte Niederschläge auf, die eine spärliche Vegetation zulassen. In den inneren Teilen der Sahara verursachen der völlige Mangel an Regen und die große Verdunstung eine extreme Trockenheit. Diese führt zu einem Verschwinden jeglicher Vegetation, und damit werden der Deflation des Windes keine Hindernisse entgegengesetzt. Begünstigt werden Sandaufwirbelungen durch folgende meteorologische Tatsachen: Die große Albedo des Saharabodens und seine eigene Strahlung führen zu extrem hohen Temperaturen der bodennahen Schicht. So kommt es während des Tages zu einer starken thermischen Turbulenz, die Höhen von 2000 bis 3000 m, in günstigen Fällen sogar bis 4000 m erreicht (Dubief, 1979). Wegen der geringen Luftfeuchtigkeit kommt es nachts zu einer starken Abkühlung der unteren Schichten. Es bildet sich eine Inversion und damit eine stabile Schichtung. Die am Tage aufgewirbelten Sand- und Stauteilchen können nun den Boden nicht mehr erreichen und bleiben für Tage oder sogar Monate in der Luft. Diese Partikel bilden den sogen. „trockenen Dunst“.

Die eindrucksvollsten, gleichzeitig aber auch unangenehmsten Sandaufwirbelungen sind die im Inneren der Sahara auftretenden „Staubwände“ (Abb. 1). Sie treten in Begleitung kräftiger Kaltfronten auf, die von Norden her in die Sahara

eindringen. Weil der Kaltluftkeil meistens sehr steil ist, kommt es bei der Verlagerung der Kaltfront zu einer kräftigen und schnellen Hebung der Warmluft. Dabei wird der lose, stark erhitzte Sand aufgewirbelt und 2000 bis 3000 m emporgetragen. Der Vorderrand dieser Staubwand ist meistens sehr scharf begrenzt (Abb. 1 und 2), während es innerhalb der Kaltluft erst zu einem allmählichen Abklingen der Sandsturm-tätigkeit kommt. Bei schnell ziehenden Kaltfronten dauert die extreme Sandsturm-tätigkeit mit äußerst geringen Sichtverhältnissen nur 1/2 bis 2 Stunden. Entsprechend ihrer Entstehung sind die Staubwände von einem Temperaturfall, einem Druckanstieg und einer Winddrehung auf nördliche Richtung begleitet. Abb. 2 enthält die Satellitenaufnahme im sichtbaren Bereich einer solchen Staubwand. Außerordentlich scharf begrenzt schiebt sich die Staubmasse mit starken Winden in das vorher windschwache Gebiet vor. Wie ein Vergleich mit der Bodenkarte (Abb. 3) ergibt, hat sich der Vorderrand der Staubwand in den zwei Stunden, die zwischen Beobachtungstermin und Satellitenaufnahme liegen, weiter nach Südosten vorgeschoben. Dem Verlauf des über eine Strecke von mehr als 1500 km zu verfolgenden Staubrandes entspricht sehr genau die Lage der Kaltfront. Bedauerlicherweise enthält die 12-Uhr-Bodenkarte nur eine Beobachtung in dem ganzen stauberfüllten Areal. Diese Wetterstation (62-271) meldet: Sandsturm, Himmel nicht sichtbar und ein 10-Minuten-Windmittel von 40 Knoten! Höhenmeldungen liegen weder vom 00-Uhr- noch vom 12-Uhr-Termin vor. Nach einer vorsichtigen Schätzung dürfte der Sandsturm im Frontbereich bis fast 2000 m Höhe reichen. Nach Nordwesten nimmt sowohl die vertikale Mächtigkeit als auch die Konzentration des Sandsturmes ab: Es ragen höhere Erhebungen wieder heraus, und auch vom Erdboden sind Einzelheiten wieder schwach zu erkennen.

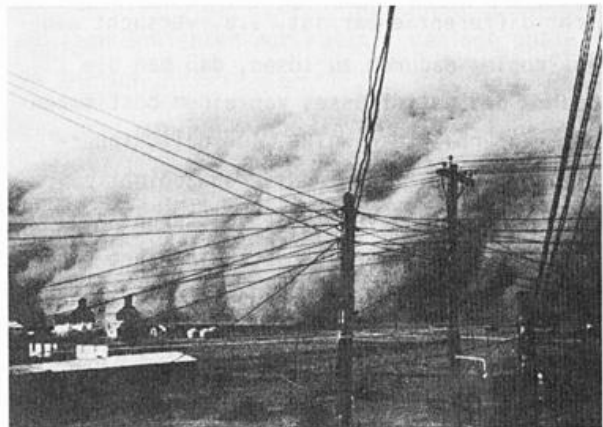


Abb. 1: Staubwand, fast von vorn gesehen (W.A. Mattice)

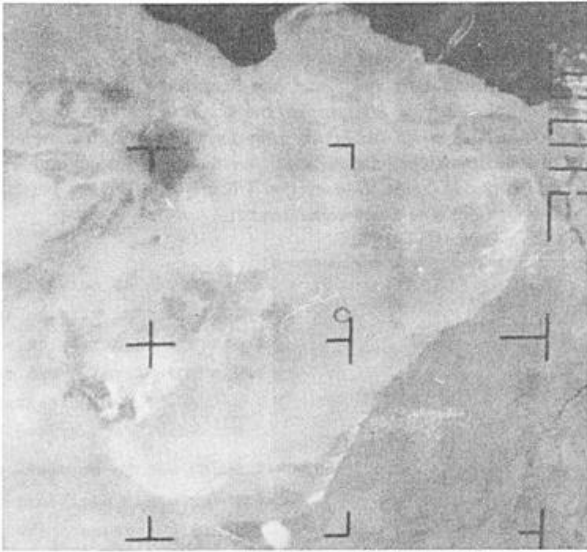


Abb. 2: Staubwand über der Sahara  
NOAA - 29.5.71 - 13:45 GMT

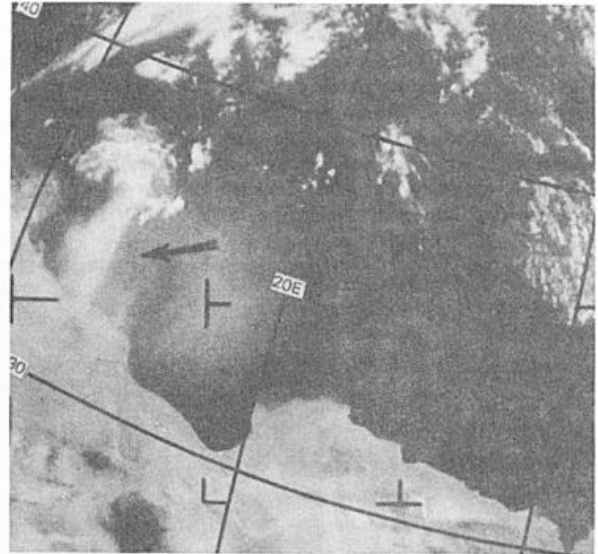


Abb. 4: Sandsturm über dem zentralen Mittelmeer  
NOAA 1 - 10.6.71 - 13:09 GMT

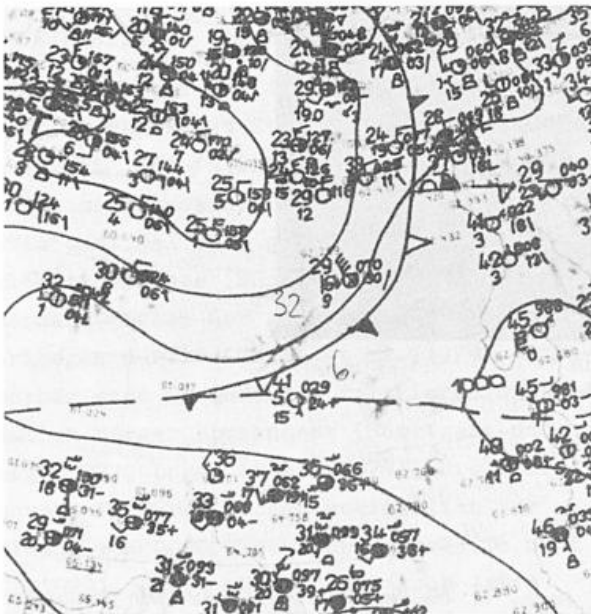


Abb. 3: Bodenkarte (12:00 GMT) vom 29.5.71

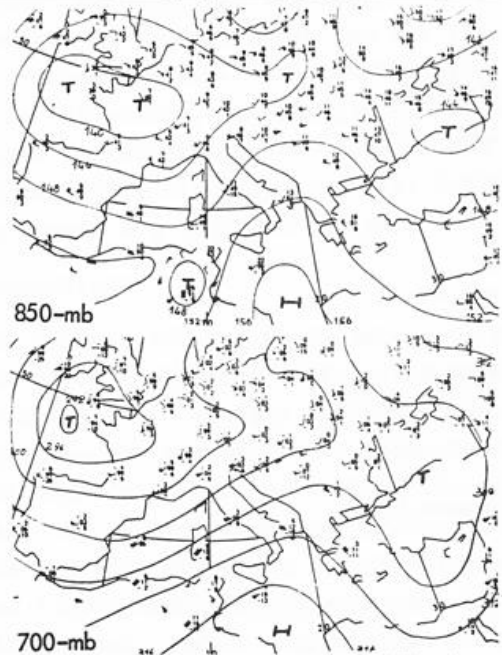
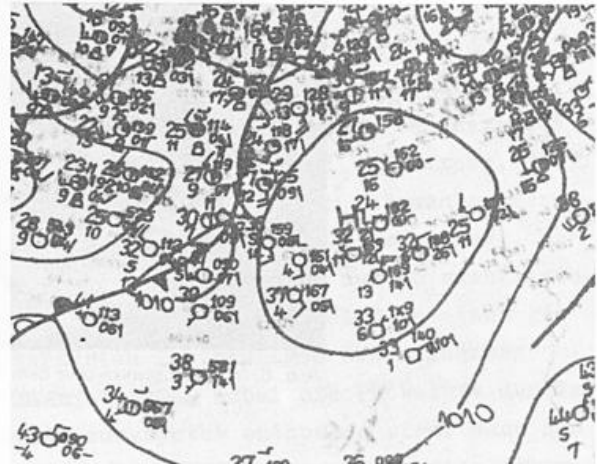


Abb. 5: Bodenkarte (12:00 GMT) und Höhenkarten (00:00 GMT) vom 10.6.72

Besonders plastisch tritt Sand in den Satellitenaufnahmen hervor, wenn er vom Land auf das Meer hinausweht. In einem solchen Fall schiebt sich die Sandmasse wie ein heller Schleier auf das dunklere Meer hinaus, und die Küstenlinie ist bei heftigen Sandaufwirbelungen nur noch schwach zu sehen. Die starke Konzentration des Sandes oder Staubes in der Mitte nimmt zu den Rändern oft allmählich ab. Die Abbildung 4 zeigt einen kräftigen Sandsturm über der Kleinen Syrte, auch weiter östlich ist noch deutlich eine schleierartige Trübung der Atmosphäre vorhanden. Am Boden sowie im 850-mbar-Niveau wehen mäßige bis kräftige Südwinde, im 700-mbar-Niveau Südwestwinde und in den höheren Schichten Westwinde (Abb. 5). Der Sandsturm erstreckt sich danach nur auf die unteren 2000 m der Atmosphäre. Ein Transport des Sandes läßt sich anhand der Satellitenaufnahmen bis nach Sizilien verfolgen, aber auch weiter nördlich wird die Luft noch sehr sand- und staubhaltig sein.

Im Gegensatz zu diesem Sandsturm, bei dem der Sand direkt vom Land aufs Meer hinausweht und an Intensität mit der Entfernung von der Küste abnimmt, erscheint vor der nordwestafrikanischen Küste der Sand oft nicht im unmittelbaren Küstenbereich, sondern erst in einiger Entfernung über dem offenen Meer. Diese Staubwolken lassen sich besonders gut in den Aufnahmen der geostationären Satelliten beobachten, in denen sie in günstigen Fällen von der westafrikanischen Küste bis nach Mittelamerika verfolgt werden können. Nachdem größere und schwerere Teilchen ausgefallen sind, ist die

Staubwolke oft nur noch in der Höhe vorhanden, während am Boden (Inseln und Schiffe) keine Sichttrübung auftritt. Die Ursache dafür liegt nach Prospero (1972, 1977) darin, daß die heiße Saharaluft, wenn sie das Land verläßt, über die kühle maritime Luft steigt und den Sand mit hinaufnimmt. Ein Beispiel für eine Staubwolke, die sich über mehrere Tage verfolgen läßt, bringt Abbildung 6. In der Meteosat-Aufnahme vom 22.3.78 ist über dem Atlantik westlich von Senegal und nördlich der ITC eine schleierartige Trübung zu erkennen, bei der es sich um eine Staubwolke handelt.



Abb. 6: Staubwolke über dem Atlantik  
Meteosat 1 - 22.3.78 - 14:55 GMT

#### LITERATUR

1. Dubief, J.:  
Review of the North African Climate with Particular Emphasis on the Production of Eolian Dust in the Sahel Zone and in the Sahara.  
in: SCOPE 14 - Saharan Dust-Chichester - New York - Brisbane - Toronto  
John Wiley & Sons, 1979
2. Fett, W.:  
Der Atmosphärische Staub  
VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1958
3. Junge, C.  
The Importance of Mineral Dust as an Atmospheric Constituent  
in: SCOPE 14 - Saharan Dust  
Chichester - New York - Brisbane - Toronto  
John Wiley & Sons, 1979
4. Prospero, J.M.:  
Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: Possible relationship of the Sahelian drought  
Science 196, 1977, p 1196-1198

# ERUPTION DES VULKANS MOUNT ST. HELENS: NACHWEIS DER STRATOSPHERISCHEN RAUCHFAHNE ÜBER EUROPA

F.X. Meixner, H.-W. Georgii, G. Ockelmann  
Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik  
Feldbergstr.47  
D-6000 Frankfurt am Main 1

Die Eruption des Vulkans Mount St. Helens (USA) am 18. Mai 1980 emittierte große Mengen gas- und partikelförmiger Bestandteile in die Stratosphäre (bis 23 km). Mit der vorherrschenden zonalen Höhenströmung wurde die stratosphärische Wolke rasch ostwärts transportiert und ab 21. Mai an der Ostküste USA/Kanada beobachtet. Der weitere Transport über den Atlantik wurde durch Konstruktion von Trajektorien abgeschätzt. Am 26. Mai wurden während eines Flugzeugaufstieges (bis 13,7 km) über Südkandinavien Luftproben gesammelt. Im Vergleich zu entsprechenden Proben vom 24. Mai wurde eine 10-12fache Zunahme der atmosphärischen Schwefeldioxidkonzentration in Tropopausehöhe festgestellt.

The eruption of the Mount St. Helens (USA) on 18 May 1980 has emitted large amounts of gaseous and particulate material into the stratosphere (up to 23 km). The stratospheric eruption cloud was rapidly transported to the east and was observed on 21 May over Eastern US/Canada. The further transport over the Atlantic was estimated by first guess trajectory constructions. On 26 May several air samples were taken during an aircraft ascent (up to 13.7 km) over South Scandinavia. In contrast to an ascent on 24 May a 10-12fold increase in sulfur dioxide mixing ratio was observed at tropopause level.

## 1 EINLEITUNG

Vulkanausbrüche von der Größenordnung der Eruption des Mount St. Helens (46N, 122W) am 18. Mai 1980 injizieren neben großen Massen mikroskopisch kleiner Silikat- und Sulfatpartikel auch gewaltige Mengen schwefelhaltiger Gase ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{CS}_2$ ,  $\text{COS}$ ) in die Stratosphäre, wobei der größte Teil als  $\text{SO}_2$  vorliegen dürfte (Cadle et al., 1979). Stratosphärische OH-Radikale initiieren die Oxidation dieser Spurengase (Moortgart und Junge, 1977, Logan et al., 1979), die über mehrere Folgereaktionen schließlich zur Bildung von  $\text{H}_2\text{SO}_4$ -Tröpfchen führt (Toon et al., 1979). Diese können auch noch Jahre nach einer Eruption die globale Energiebilanz entscheidend beeinflussen (Pollack et al., 1976). Mit der Entwicklung empfindlicher Analysenverfahren zum Nachweis stratosphärischer  $\text{SO}_2$ -,  $\text{CS}_2$ - und  $\text{COS}$ -Spuren (Jaeschke, 1978, Inn et al., 1979) bieten die nun durchzuführenden Untersuchungen des zeitlichen und räumlichen Verhaltens der Eruptionswolke des Mt. St. Helens erstmals die Möglichkeit, die Modellvorstellungen zu überprüfen, die mit dem stratosphärischen Schwefelhaushalt verbunden sind.

## 2 MESSMETHODE

Für die Probenahme und Analyse atmosphärischer  $\text{SO}_2$ -Spuren wird eine naßchemische Methode benutzt (Georgii u. Meixner, 1980): die Probeluft wird durch Tetrachloromercurat (TCM)-imprägnierte Filter gesaugt, um  $\text{SO}_2$ -Spuren anzureichern und zu stabilisieren. Die Probenahme erfolgt in einem gechartertem 2-strahligen Düsenflugzeug (Learjet 24D), wobei die Probeluft dem Kabinendrucksystem entnommen wird. Nach Beendigung des Meßfluges werden die Filter wieder mit TCM ausgewaschen und die flüssigen Proben mit einer Chemilumineszenzmethode analysiert, die bereits früher ausführlich dargestellt wurde (Meixner und Jaeschke, 1978). Die Nachweisgrenze beträgt  $(10 \pm 1)$  pptv  $\text{SO}_2$  (3 $\sigma$ -Definition).

## 3 ERGEBNISSE

Die am 18. Mai 1980 vom Mt. St. Helens in die Stratosphäre emittierte Wolke wurde bereits am 21. Mai an der Ostküste USA/Kanada durch LIDAR-Messungen beobachtet (McCormick, NASA-LRC, NASA-Mitteilung). Der weitere Transport entlang des 40. Breitengrades Richtung Nordafrika erschien auf Grund der Höhenwetterkarten (300mb, 200mb, 21.-23. Mai) am wahrscheinlichsten, jedoch konnte nicht ausge-

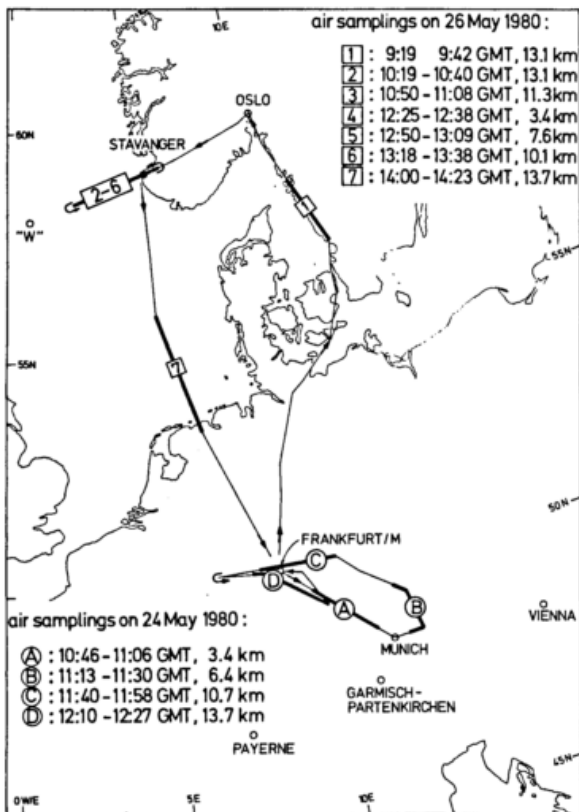


Abb.1: Flugstrecken und Probenahmedaten

geschlossen werden, daß ein kleiner Teil der stratosphärischen Wolke Mitteleuropa über Island/Norwegen erreichen würde. Dies wurde durch Trajektorienabschätzungen des Deutschen Wetterdienstes bestätigt: die Ankunft der Wolke wurde für den 25. Mai, 00GMT zwischen 50-57N und 8-20E vorhergesagt. Um den "Normal"-Zustand der Atmosphäre bezüglich der  $SO_2$ -Konzentration zu erfassen, wurde der erste Meßflug noch am 24. Mai, der zweite am 26. Mai durchgeführt: die Lage

der Meßflugstrecken und die Probenahmedaten sind in Abb.1 dargestellt. Die Ergebnisse der beiden Meßflüge zeigt Abb.2. Das  $SO_2$ -Profil am 24. Mai ist typisch für kontinentale Luftmassen: die rasche Abnahme bis 6.4 km, die Konstanz bis in Tropopausenhöhe und die leichte Zunahme der  $SO_2$ -Konzentration in der Stratosphäre konnte schon während mehrerer Meßflüge beobachtet werden (Georgii und Meixner, 1980). Am 26. Mai ergab sich ein völlig verändertes Bild: in 3.4 und 7.6 km sind die Meßwerte noch denen vom 24. Mai ähnlich. Jedoch in Tropopausenhöhe steigen die Werte auf 460 bzw. 515 pptv an. Im Vergleich zum 24. Mai entspricht dies einer 10-12fachen Zunahme der  $SO_2$ -Konzentration. In 13.1 und 13.7 km fällt die Konzentration wieder rasch auf  $\sim 50$  pptv ab.

#### 4 TRAJEKTORIEN

Um näheren Aufschluß über die Transportvorgänge der stratosphärischen Rauchfahne zwischen dem Meßort (S-Skandinavien) und dem letzten vorangegangenen Beobachtungsort (Ostküste USA/Kanada) zu erhalten, wurden Trajektorien auf der Basis der 300 und 200 mb-Karten berechnet, die im 12<sup>h</sup>-Abstand vom DWD verbreitet werden. Zur Startzeit (26. Mai, 12GMT) wurden neben Stavanger auch der Punkt "W" (s. Abb.1) und Oslo als Startpunkte eingesetzt (Abb.3). Die Trajektorienpositionen wurden alle 6<sup>h</sup> berechnet. Die Trajektorien erreichen die nordamerikanische Ostküste am 22. Mai, 12GMT (300mb) bzw. am

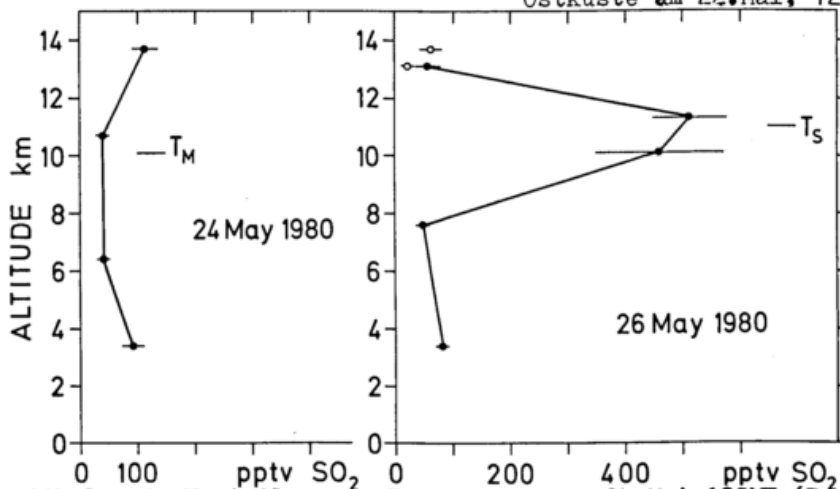


Abb.2: Vertikale  $SO_2$ -Verteilungen.  $T_M$ : Tropopause 24. Mai 12GMT (Radiosonde München)  $T_S$ : Tropopause 26. Mai 12GMT (Radiosonde Stavanger)

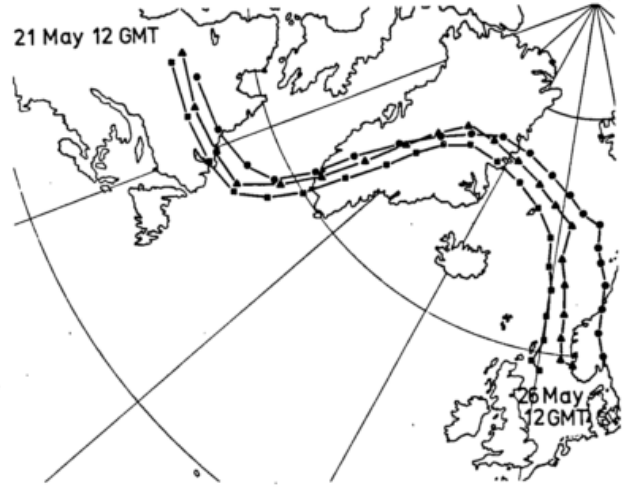
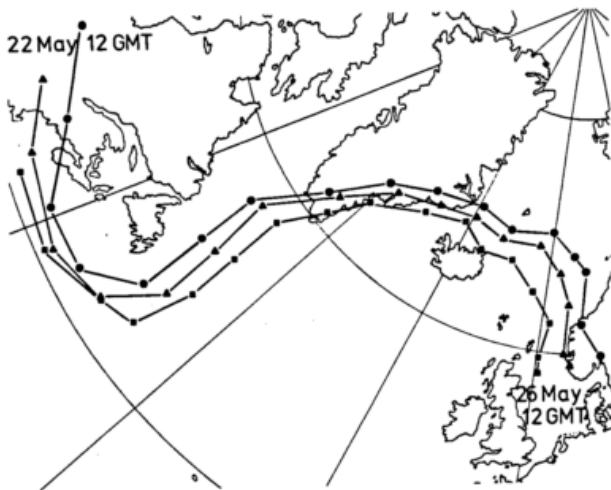


Abb.3: Trajektorienbahnen in den Druckflächen 300mb (links) und 200 mb (rechts). Startzeit ist der 26.Mai 1980 12 GMT.

21.Mai, 12GMT (200mb).

## 5 SCHLUSSEBEMERKUNGEN

Ein (vorläufiges) Meßergebnis eines U2-Meßfluges am 20.Mai (15:30GMT, 45N, 111W, 15.2 km) zeigt eine gegenüber normalen background-SO<sub>2</sub>-Konzentrationen (< 100pptv) einen um den Faktor 100 erhöhten Wert (Inn und Vedder, NASA-ARC, pers.Mitteilg.). Da über S-Skandinavien am 26.Mai eine 10fach erhöhte Konzentration gemessen wurde, läßt sich insgesamt auf eine, durch Dispersion verursachte, 10fache Verdünnung der stratosphärischen Rauchfahne während des 6-tägigen Transportes schließen. (eine Verminderung der SO<sub>2</sub>-Konzentration durch chemische Reaktionen ist wegen der kurzen Transportdauer zu vernachlässigen). Die scharf begrenzte Schichtdicke der erhöhten SO<sub>2</sub>-Konzentration im Tropopausenbereich läßt darauf schließen, daß der rascheste Transport der Eruptionswolke in Tropopausenhöhe stattfand. Die "Ankunfts"-daten der Trajektorien (21., 22.Mai) an der Ostküste USA/Kanada liegen zeitlich sehr nahe am Datum des Ausbruches (18.Mai): die am 26.Mai gemessenen hohen SO<sub>2</sub>-Werte im Tropopausenbereich sind daher sicherlich der Spitze der stratosphärischen Rauchfahne des Mount St. Helens zuzuordnen.

## 6 LITERATUR

- CADLE, R.D.; LAZRUS, A.L.; HUBBERT, B.J.; HEIDT, L.E.; ROSE, W.I.; WOODS, D.C.; CHUAN, R.L.; STOIBER, R.E.; SMITH, D.B.; ZIELINSKI, R.A. Atmospheric implications of studies of central American volcanic eruption clouds, *J.Geophys.Res.*, **84**, 6961-6968, 1979
- GEORGII, H.-W.; MEIXNER, F. Measurement of the tropospheric and stratospheric SO<sub>2</sub> distribution, *J.Geophys.Res.*, 1980 (in press)
- INN, E.C.T.; VEDDER, J.F.; O'HARA, D. Mixing ratios of stratospheric sulfur constituents, *EOS*, **60**, 839, 1979
- JAESCHKE, W. New methods for analysis of SO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S in remote areas and their application to the atmosphere, *Atm.Environ.*, **12**, 715-721, 1978
- LOGAN, J.A.; McELROY, M.B.; WOFSY, S.C.; PRATHER, M.J. Oxidation of CS<sub>2</sub> and COS: sources of atmospheric SO<sub>2</sub>, *Nature*, **281**, 185-186, 1979
- MEIXNER, F.X.; JAESCHKE, W. The application of SO<sub>2</sub> chemiluminescence to environmental chemistry, *Proc.Intern.Symp. "Analyt.Appl.Bio- and Chemiluminescence"*, 6-8 Sept. Bruxelles, 258-271, 1978
- NOORTGANT, G.J.; JUNGE, Ch. The role of SO<sub>2</sub> oxidation for the background stratospheric sulfate layer in the light of new reaction data, *PaGeoph*, **115**, 769-774, 1977
- TOON, O.B.; TURCO, R.B.; HAMILLE, P.; MIANG, C.S.; WHITTEN, R.C. A one dimensional model describing aerosol formation and evolution in the stratosphere II. Sensitivity studies and comparison with observations, *J.Atmos.Sci.*, **36**, 718-736, 1979
- POLLACK, J.E.; TOON, O.B.; SAGAN, C.; SUMMERS, A.; BALDWIN, B.; VAN CAMP, W. Volcanic explosions and climatic change: a theoretical assessment, *J.Geophys.Res.*, **81**, 1071-1083, 1976

EXPERIMENTELLE UNTERSUCHUNG ZUM EINFLUSS DER OBERFLÄCHENTEMPERATUR AUF DIE VERDUNSTUNG AN EINER FESTEN OBERFLÄCHE

Arnold Schuler

Institut Wasserbau III  
 Universität Karlsruhe  
 Kaiserstr. 12  
 7500 Karlsruhe 1

ZUSAMMENFASSUNG

Untersuchungen über die Abhängigkeit des Transportkoeffizienten der Dalton-Formel von Grenzschichtparametern sind in unterschiedlicher Weise durchgeführt worden. Doch hat sich gezeigt, daß verschiedene Größen, wie z.B. die Reynoldszahl  $Re_0$  bei Natur- und Routinemessungen mit größeren Fehlern behaftet sind, so daß nach praktikableren Einflußparametern zu suchen ist. Mit dieser Arbeit wird ein Versuch unternommen, Korrelationen zwischen der Stanton-Massenzahl und dem Grenzschichtzustand unter Einbeziehung der Oberflächentemperatur zu überprüfen oder in ihrem Gewicht zu bestätigen.

SYNOPSIS

The correlations between the flux-coefficient used in Dalton's formula and the conditions in the boundary layer have been widely studied. However in nature parameters such as the Reynolds number  $Re_0$  cannot be calculated without large errors. It is therefore necessary to look for other terms which are better able to be determined in practice. These terms must represent the sub-layer processes as well as the influence of the surface temperature. There must also be good correlations with the Stanton Massnumber. An attempt using this approach is presented in this paper.

1 EINLEITUNG

Die Transportvorgänge in der Grenzschicht einer stationären, zweidimensionalen Strömung ohne Auftriebskräfte sind durch den Impuls-, den Energieerhaltungssatz, die Kontinuitätsbedingung und die Massentransportgleichung berechenbar.

$$(u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z}) = \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon D \frac{\partial q}{\partial z} - \overline{\epsilon q'w'}) \quad (1)$$

Die Integration der Gleichung 1 über  $0 \leq z \leq h$  ( $h > \int u, \int q$ ) mit den Bedingungen

$$\frac{\partial}{\partial z} \Big|_{z=h} = \frac{\partial}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0$$

$$w_\infty = w_0 - \frac{d}{dx} \int_0^h u \, dz$$

ergibt den lokalen Wasserdampfstrom an der Oberfläche

$$V = \epsilon \frac{d}{dx} \int_0^h u (q(z) - q_h) dz \quad (2)$$

Die Dalton-Formel

$$V = C \cdot \epsilon \cdot u_h (q_0 - q_h) \left[ \frac{\epsilon}{m^2 s} \right] \quad (3)$$

vereinfacht Gleichung 2 bei vollkommener Ähnlichkeit der  $u$ - und  $q$ -Profile und führt mit  $C = St_M$  zur Definition der Stanton-Massenzahl. Da die Profilähnlichkeit selten erfüllt ist, wird  $St_M$  durch zusätzliche Rauigkeitsfunktionen (vergl. Owen und Thomson, 1963) ergänzt oder durch erweiterte Definitionsgleichungen für verschiedene Bereiche der Grenzschicht neu formuliert.

Für die Stoffübergangszahl  $St_{Mo}$  der Zwischenschicht (Kolmogorov, 1962)

$$St_{Mo} = \frac{V}{\epsilon u_+ (q_0 - q_h)} \quad [ - ] \quad (4)$$

findet Brutsaert (1975) folgende funktionale Abhängigkeit

$$St_{Mo} \sim Re_0^{-1/4}; \quad St_{Mo} \sim Re_0^{-2/5} \quad (5)$$

$$Re_0 = \frac{u_+ \cdot z_0}{\nu} \quad [ - ]$$

Die aus Messungen berechneten Massenzahlen  $St_{Mo}$  (Mangarella, 1971) entsprechen nur bei warmem Wasser in etwa der von Brutsaert gefundenen Abhängigkeit ( $St_{Mo} \sim Re_0^{-2/5}$ ). Als Ursache für die Streuung der verschiedenen Ergebnisse sehen Shaw und Lee (1976) die Einbeziehung des interface-Bereiches, weswegen sie in Gleichung 6  $q_0$  durch  $q(z_0)$  ersetzen. Zudem argumentieren sie für eine reziproke Abhängigkeit der  $St_M(z)$  von der Froude-Zahl

$$Fr(z) = \frac{u(z)}{(g \cdot z)^{1/2}} \quad [ - ] \quad (6)$$

Dem widersprechen aber die Laborergebnisse von Wengefeld (1978).

Wie oben gezeigt wurde, wird die Stanton-Massenzahl aus jenen Größen berechnet, die als Hauptantriebspotential beim Verdunstungsvorgang gelten. Deshalb ist versucht worden, die Verdunstungsrate ( $V$ ) direkt zu messen, um mit den Profilen und der Oberflächentemperatur die Gewichte der Einflußparameter leichter erarbeiten zu können.

## 2 EXPERIMENTELLE REALISIERUNG

Als Verdunstungsfläche wurde eine poröse Gasbetonplatte (62 x 25 cm) gewählt, die eine mit Wasser konstanter Temperatur gefüllte Wanne bedeckte. Der durch Verdunstung bedingte Wasserverlust wurde aus einem Vorrats-Meßbehälter bei konstantgehaltenem Wasserspiegel ausgeglichen. Dies war am Ende der Anlaufstrecke eines Gebläses eingebaut, bei dem

die Ansaugluft erwärmt werden konnte. Im Gegensatz zum vollentwickelten log-Geschwindigkeitsprofil, waren die Temperatur- und Feuchteprofile entlang der Platten-Überstreichlänge verschieden (Abb. 1). Profilähnlichkeit ist demnach nicht erfüllt. Die Profile wurden 5 cm nach Plattenbeginn und am Plattenende gemessen (Abb. 2 bis Abb. 4 - Symbole  $\odot$ , bzw.  $\Delta$ ).

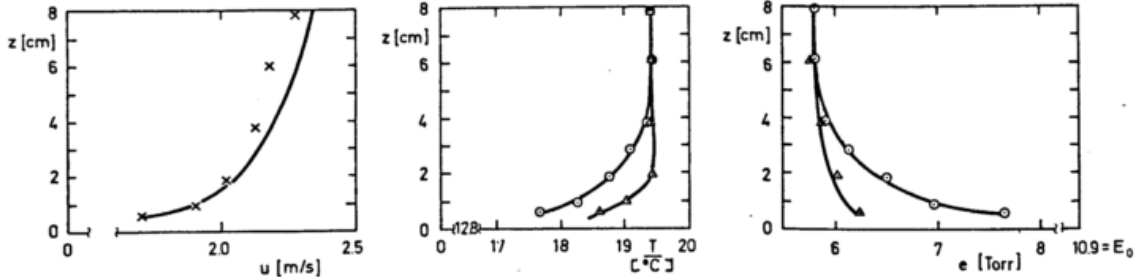


Abb. 1: Geschwindigkeits- Temperatur- und Feuchteprofile 5 cm nach Plattenbeginn ( $\Delta$ ) und am Plattenende ( $\odot$ ).

## 3 ERGEBNISSE

Bei der vorläufigen Auswertung der Versuchsergebnisse wurden alle Profilkenngrößen im Bereich  $0 \leq z(j) \leq z(n) = 0.04m = h$  berechnet. Allen Profilen ( $x = u, T, q$ ) wurde eine logarithmische Gesetzmäßigkeit

$$x(z) = \frac{x_+}{k} \ln(z/z_0) \quad (7)$$

zugrunde gelegt. Vorläufig wurden nur jene Ergebnisse weiterverarbeitet, bei denen  $K_m$ ,  $Pr$  und  $Sc$  innerhalb den in Tabelle 1 angegebenen Bereichen zu liegen kamen.

$$K_m = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n k \cdot u_+ \cdot z(j) \quad [m^2 s^{-1}] \quad (8)$$

$$Pr = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{k \cdot (T(j) - T(z_0))}{T_+ \cdot \ln(z(j)/z_0)} \quad [-] \quad (9)$$

$$Sc = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{k \cdot (q(j) - q(z_0))}{q_+ \cdot \ln(z(j)/z_0)} \quad [-] \quad (10)$$

Tab. 1: Werte des turbulenten Diffusionskoeffizienten (Impuls) sowie der turbulenten Prandtl- und Schmidtzahl

$K_m$	$Pr$	$Sc$
$[m^2 \cdot s^{-1}]$	$[-]$	$[-]$
$10^{-3}$		
0.5 - 1.2	.14 - .18	.155 - .165

Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen diesen Größen und der Stanton-Massenzahl  $St_M$

$$St_M = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{v}{g \cdot u(j) \cdot (q_0 - q(j))} \quad [-] \quad (11)$$

konnte nicht nachgewiesen werden.

Dagegen ist das in der Natur leicht zu brechen- de Verhältnis von Sättigungsdefizit ( $SD$ ) und Dampfdruckdifferenz ( $\Delta E$ ) stark mit  $St_M$  korreliert (Abb. 2)

$$\frac{SD}{\Delta E} = \frac{E - e/E}{E_0 - e/E_0} z \quad [-] \quad (12)$$

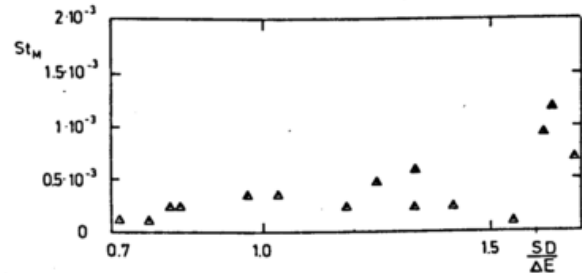


Abb. 2: Die Stanton-Massenzahl als Funktion des Quotienten aus normiertem Sättigungsdefizit und Dampfdruckgradienten

Während der Versuchskampagne ist das Anströmprofil der Geschwindigkeit nicht verändert worden, so daß die Schwankungen von  $u_+$  oder  $Re_0$  theoretisch nur durch thermische Einflüsse bedingt sein können. Damit ist ein direkter Vergleich zwischen den Richardson-Zahlen ( $Ri$ ,  $Ri_b$ ) naheliegend (Abb. 3).

$$Ri = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{g \cdot (z(j) - z_0) \cdot (T(j) - T(z_0))}{\bar{T}^z \cdot u(j)^2} \quad [-] \quad (13)$$

$$Ri_b = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{g \cdot z(j)}{\bar{T}_v^z \cdot u(j)^2} \cdot ((T(j) - T_0) + (0.61 \cdot \bar{T}^z \cdot (q(j) - q_0))) \quad [-] \quad (14)$$

Als Stabilitätsmaß ist die Richardson-Zahl der Froude-Zahl vorzuziehen. Tendenziell steigt  $St_M$  mit zunehmender Stabilität.

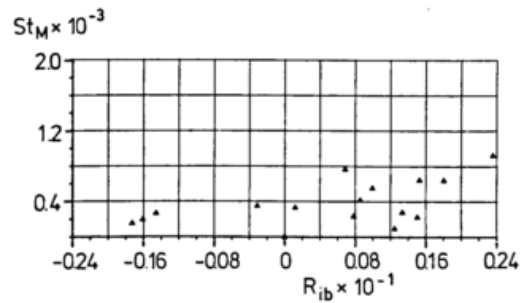
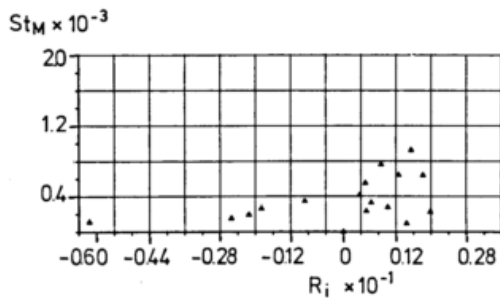


Abb. 3: Die Stanton-Massenzahl als Funktion der Richardson-Zahlen ( $R_i$ ,  $R_{ib}$ )

Eine signifikante Abhängigkeit der Stanton-Massenzahl ( $St_{M0}$ ) von  $Re_0$  unter Berücksichtigung verschiedener Stabilitäten ( $R_i$ ) ließ sich nicht nachweisen.

Nachteilig auf die Verwendung von  $Re_0$  und  $St_{M0}$  wirkt sich die Berechnung von  $u_+$  und  $z_0$  aus, die in der Natur noch mit größeren Fehlern behaftet sind als im Labor. Deshalb soll abschließend  $St_M$  mit einer praktikableren Größe wie dem Bowen-Verhältnis in der Form

$$BV = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{T_0 - T(j)}{E_0 - e(j)} \left[ \frac{^\circ C}{Torr} \right] \quad (15)$$

verglichen werden (Abb. 4).

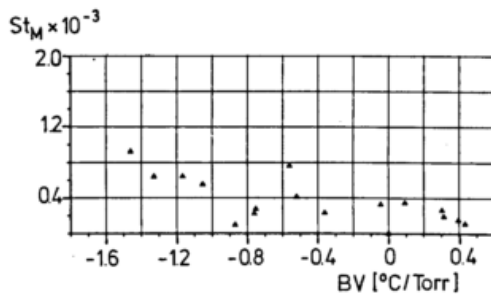


Abb. 4: Die Stanton-Massenzahl als Funktion des Bowen-Verhältnisses

## 5 LITERATUR

- BRUTSAERT, W.: "A Theory for Local Evaporation (or Heat Transfer) from Rough and Smooth Surfaces at Ground Level". Water Resources Research, Vol. II, No. 4, August 1975, S. 543-550.
- KOLMOGOROV, A.N.: "A Refinement of Previous Hypothesis Concerning the Local Structure of Turbulence in a Viscous, Incompressible Fluid at High Reynoldsnumber". J. Fluid Mech. 13, 1962.
- MANGARELLA, P.A.; CHAMBERS, A.J.; STREET, R.L.; HSU, E.Y.: "Energy and Mass Transport Through an Air-Water-Interface". Technical Report No. 134, Mai 1971. Dept. of Civil Eng. Stanford University, Stanford, California.
- OWEN, P.R.; THOMSON, W.R.: "Heat Transfer Across Rough Surfaces", J. of Fluid Mech. 15, 1963, S. 321 - 334.
- SHAW, E.Y.; LEE, Y.: "Wind-Induced Turbulent Heat and Mass Transfer over Large Bodies of Water", J. Fluid Mech., Vol. 77, part 4, 1976, S. 645 - 664.
- WENGEFELD, P.: "Impuls-, Wärme- und Wasserdampftransport an der Oberfläche eines offenen Gerinnes unter dem Einfluß des Windes", Mitteilungen des Instituts Wasserbau III an der Universität Karlsruhe, Heft Nr. 12, 1978.

Bei Gradienten verschiedener Vorzeichen und überwiegendem Temperatureinfluß ( $BV < -1$ ) treten die höchsten, bei gleichen Vorzeichen und Übergewicht des Dampfdruckgradienten treten die niedrigsten Stanton-Massenzahlen auf.

## 4 SCHLUSSBEMERKUNG

Die durchgeführten Experimente zeigen die Empfindlichkeit, der aus theoretischen Untersuchungen der Mikrometeorologie geforderten Größen, die zur Berechnung der Flüsse benötigt werden. Während im Labor der meistechnische Aufwand und die beliebige Wiederholung von Experimenten realisiert werden kann, lehrt die Feldmessung, sich generell zu beschränken. Zur routinemäßigen Abschätzung der Abwärmeaufnahme der Luft aus Gewässern werden störungsanfällige Meßeinrichtungen, die zudem nur einen Punkt im mesoskaligen Raum darstellen, zunehmend in Frage gestellt. Statt dessen wird überlegt, inwieweit man sich, ohne Beeinträchtigung der Aussagekraft und der für diese Aufgabe geforderten Genauigkeit auf das Notwendige beschränken darf und mit welchen Mitteln dies durchzuführen ist.

# Seiner Excellenz Elector 27.

Die geringen Mittel des Land-Bischofs zu Fulda, welche nicht nur,  
daß sie die allernothwendigsten Bedürfnisse der Diözese und der Provinz,  
noch mehr besondern unmittelbar dem Wohl der Menschen  
Leben, und seine heyligen nöthigsten Bedürfnisse haben, was,  
denn auch im Besondern eine besondern Achtung, Aufmerksamkeit,  
Zeit, und Obsorge, und zu einem andern Theil in seinem Eignen  
auch an ihrer Erweiterung gedenkt worden ist, um das wichtige  
Arbeit an ihrer Beförderung, Ausbildung, und Verbesserung zu thun  
anzustellen. Die solches Vorgehen haben DIESE Räte,  
fürstliche Durchleucht., die Wittv. Kaiserin Elisabeth  
dieser vorzüglich gedenkt, und damit die Kunstschulen vorzu-  
setzen, daß an ungarischen und böhmischen Stand. Dabei fürstlicher  
Fürsichtliche gehalten, auch in andern Gegenden fürzu. und  
die übrigen Wohlthaten durch die möglichste Unterstützung  
auf die besten und nöthigsten Bedürfnisse heyligen Erziehung,  
Lernung gedenkt, und zusammen gebracht werden sollen.

Zu vollkommener Ausführung solch dieser Absicht haben  
Seine fürstliche Durchleucht. um weitere gedenkt da,  
schlossen diesen Zweck die nöthigen Selbstständigkeit zuzubringen,  
zugetheilt Zeit aber auf die besten Disposition des Bischofs,  
sich in Wien zu halten, welche sich zum besten Wohlgefallen  
Lernung ihrer Abhaltung damit verbunden gedenkt hat, sie,  
denn auch eine neue Einrichtung zu beschaffen, und vorzuden daß,  
wenn sie mit zu demselben eine neue Unternehmung unter  
dem Namen Mathematisches Collegium zu thun. Gedenkt also um daß,  
wollen die bey ihnen schon bestehende Anstalten, und die schon  
bestehende Anzahl der studierenden Mitglieder nicht nur,  
auszuhalten, sondern auch die in der Wien eingeführte,  
ganz neue Einrichtung von dem St. Carolinischen Vorstande einzuführen, was,  
nicht nur wegen der schon bestehenden studierenden, was wissen,  
studierenden Mitglieder besondern auszugeben gedenkt, sondern  
auch solches durch neue studierende studierenden Mitglieder, so  
oft es die Gelegenheit erfordert, oder sie darüber das Bedenken eine



manchen, und zu versprechen: Diese fünfte Verordnung hat Lammich  
 und dieses gesammte Staats- und Konferenz-Minister, Hofmeister,  
 Hofrath, und die in diesem Reichs-Abbiten des Reichs-Abbiten,  
 und dieses die pfälzischen Erben- und die Pfälz von Obern  
 Doct. und dieses die pfälzischen Erben- und die Pfälz von Obern  
 gemessen. Weyden den 15. Junij Anno 1780.

H. M. Viregg

Die  
 Die Pfälz von Obern  
 Die Pfälz von Obern  
 Die Pfälz von Obern  
 Die Pfälz von Obern  
 Die Pfälz von Obern

De Mandatum Serenissimi  
 Domini Electoris palatini  
 Stengel

## TEXTWIEDERHOLUNG DES STIFTUNGSBRIEFES

Serenissimus Elector

Die jenigen unter den Wißenschaften, welche nebst dem, daß sie die allerweissesten Absichten des Schöpfers verkündigen, noch einen besonderen unmittelbaren Einfluß auf des Menschen Leben, und seine täglichen nöthigsten Beschäftigungen haben, verdienen um deßwillen eine besondere Achtung, Aufmerksamkeit, und Obsorge, und weniger als dann selbst in unseren Tagen noch an ihre Bearbeitung gedacht worden ist, um desto wichtiger ist es an ihre Erhöhung, Ausbildung, und Vervollkommung Hand anzulegen.

Aus solchen Beweggründen haben Seine Kurfürstliche Durchleucht - die Witterungs-Lehre ihres höchsten Schuzes vorzüglich gewürdiget, und bereits die Anstalten treffen laßen, daß an mehreren merckwürdigen Standt-Orten sämtlicher Kurfürstlicher Erbstaten, auch in andere Gegenden Europens und der übrigen Welttheile künftig nach möglichst gleichlaufenden auf höchste Kosten verfertigten Werckzeigen tägliche Beobachtungen gemacht, und zusammen gebracht werden sollen.

Zu vollkommener Erreichung solch höchster Absicht haben Seine Kurfürstliche Durchleucht nun weiteres gnädigst beschloßen diesem Wercke die nöthige Selbstständigkeit zugeben, zu gleicher Zeit aber auch Höchstdero Akademie der Wißenschaften in Mannheim, welche sich zum höchsten Wohlgefallen durch ihre Arbeiten bereits rühmlich bekannt gemacht hat, hiedurch eine neue Ausbreitung zu verschaffen, und verordnen deßwegen hiemit zu derselben eine neue Untereintheilung unter dem Nahmen Meteorologische Klasse.

Jedoch solle um deßwillen die bey ihrer

ersten Stiftung verordnete, und bißhero bestehende Anzahl der ordentlichen Mitglieder nicht vermehret werden, sondern lediglich die in das neue Fach einschlagende Arbeiten von dem Akademischen Vorstande einigen, wenigstens dreyen der schon angestellten ordentlichen, oder außerordentlichen Mitglieder besonders aufgetragen werden, dermaßen, daß solchen dazu ernannten außerordentlichen Mitgliedern, so oft es das Geschäft erfordert, oder sie darüber der Akademie eine Arbeit vorzulegen haben, der Zutritt zu den Akademischen Versammlungen gestattet seyn solle. Ihre Beschäftigung wird alsdann seyn

an den merckwürdigsten Orten fleißige Beobachter aufzusuchen, und mit sich zu vereinigen,

auf neue Beobachtungs-Werckzeuge zu denken, die Alte schon Bekannte zu verbeßern, vorgeschlagene zu prüfen,

neu gemachte zu untersuchen,

einen Briefwechsel durch alle Welttheile zu unterhalten, aufgeworfene Fragen zu entscheiden, neue Vorschläge den Beobachtern zuzuschreiben,

die gemachte Beobachtungen zu sammeln,

sie wegen der Verbreitung des Werks in die lateinische Sprache zu übersetzen, mit Anmerckungen die aus Vergleichung der verschiedenen Beobachtungen entspringen, zubegleiten,

alljährlich zum Druck zu befördern, und

überhaupt Alles, was zur Aufklärung einer noch so wenig bearbeiteten Wißenschaft und zur Erreichung des

höchsten Zweckes gehöret, thätig zu bewürcken.

Zu solchem Ende solle ihnen ein besonderer Sekretarius, welcher ihnen in allen diesen Arbeiten an Handen zugehen im Stande ist, beygegeben, und diesem ein solcher Beschäftigung angemessener Gehalt von der Akademie verreichet werden.

Die in den verschiedenen Gegenden vertheilte Beobachter sollen als auswärtige Mitglieder der Meteorologischen Klasse der Akademie beygezählet, und jedem von ihnen

ein Schweremesser,  
ein Wärmemeßer,  
ein Fechtigkeitsmesser,  
und endlich, wo es der Beobachter begehret,  
auch Plaz, und Umstände es erlauben,  
eine Abweichungs-Nadel, welche auf das genaueste übereinstimmend auf Kurfürstliche Kösten verfertiget werden, zugeschicket werden.

Ferner solle zu Erhaltung der nöthigen Gleichförmigkeit sowohl das von dem geistlichen Rathe J. H e m m e r entworfene

Monitum ad Observatores, als auch deßen Tabula meteorologica

zum Drucke gebracht, und jedem der Beobachter vom ersten ein - von letzterer aber eine hinreichende Anzahl Abdrücke zugesendet werden.

Zu größerer Sicherheit, und Erleichterung dergleichen Versendungen, und des zum Geschäfte nöthigen weitschichtigen Briefwechsels aber haben Seine Kurfürstliche Durchleucht durch Höchstdero

Departement der auswärtigen Geschäften sämmtlichen Kurfürstlichen Gesandten den Auftrag ertheilet, alle dergleichen Päckchen, und Briefe aufzunehmen, zu übermachen, und zuverrechnen.

Diese höchste Verordnung hat demnach würcklicher geheimer Staats- und Konferenz-Minister, Hofrichter, Ehrenpräsident der Kurfürstlichen Akademie der Wissenschaften, und Ritter des pfälzischen Löwen-Ordens Tit: Freyherr von Oberndorff erwähnter Akademie zu schuldigster Nachachtung bekannt zu machen.

München den 15. Herbstmonats 1780

St.M.v. Vieregg

(Unterschrift: Karl Theodor)

An

Titl Freyherrn von  
Oberndorff

Die Errichtung einer neuen Klasse für die Witterungs-Lehre bey der Kurfürstlichen Akademie der Wissenschaften zu Mannheim

Betr.

Ad Mandatum Serenissimi  
Domini Electoris p prium.

S t e n g e l

Die von seiner kaiserlichen Majestät ihm  
 verliehene wittwengeldgesetzliche wittual für die  
 hat zur 1781, und so für die folgenden jere, un-  
 stände stück, und so jährlich halbrant zu machen.

- 1) Den von vorerwähnten stücken und stücken nicht  
 zahlen aber = und unterhalten der kaiserlichen  
 ein richtiges besoldungsbescheid jedes  
 besoldet befindlichen religionenbeweinder und besold-  
 ungen, die zahlen nicht widerwärtig mit rüch-  
 nommen, welches folgender gestalt angeordnet ist:
- geborene söhne
  - töchter
  - zur rufe gesetzliche jere
  - erbstkinder männlich
  - weiblich
  - söhne über 12 jere
  - töchter über 12 jere
  - söhne unter 12 jere
  - töchter unter 12 jere
  - Stämme \*)

2) Ein jährliches der besoldung, die besoldet  
 jedes jährliche unter managen und hien zu =  
 \*) die keine einwohner sind.

gesetzliche jere.

3) Solgende besoldungen: a) zu welcher zeit die  
 besoldungen gesetzlich sind der wittual und zumeist  
 beweis und hat geteilt geblieben, wenn sie  
 zeitige frucht getragen haben, oder nicht geworden  
 sind; b) wie die jere = abt = und fruchttrugend; das =  
 gleichen die wittualen; so wol in ansehung der wittual  
 all güte, ansehung sind; c) was für besoldung  
 und ungeziffer dieser oder jener frucht gesetzlich  
 haben; d) wenn die gesetzlich, all stück, pfund,  
 gültig, messigallen u. s. w. messen und fad =  
 pfund sind.

Wenn diese besoldungen nicht auf einigem der frucht-  
 besolden hieser jere aber = und unterhalten  
 gemacht werden können, das beweis.  
 Jeder besoldeter und sammler wird in ein-  
 von wittual mit rüch genannt werden.

Manuscript laut 10 wittwengeld 1781.

Gammert.

TEXTWIEDERHOLUNG DES  
ORIGINALSCHREIBENS

Di fon seiner Kurfürstlichen Durchleücht neu errichtete witterungsgesellschaft wünschet sich für das jar 1781, und so für die folgenden jare, nachsteende stücke, um si jährlich bekant zu machen.

- 1) Fon den fornemsten stätten und flecken eines jeden ober- und unteramtes der Kurpfalz ein richtiges befolkungsferzeichnis jeder daselbst befindlichen religionsgemeinde ins besondere, di Juden und Widertäufer nicht ausgenommen, welches folgender gestalt eingerichtet ist:

geborne söne

töchter

Zur ehe geschrittene pare

Ferstorbene männer

weiber

söne über 12 jaren

töchter über 12 jaren

söne unter 12 jaren

töchter unter 12 jaren

Fremde \*)

- 2) Ein ferzeichnis der krankheiten, di daselbst jeden monat unter menschen und tiren geherschet haben.

- 3) Folgende beobachtungen:

- a) zu welcher zeit di ferschiedenen hauptgattungen der wilden und zamen bäume und des getreides geblütet, wann si zeitige fruchte getragen haben, oder reif geworden sind;

- b) wi di häü-obst-und fruchtärnten, desgleichen die weinlese, so wol in anseung der menge als güte, ausgefallen sind;

- c) was für krankheiten und ungezifer diser oder jener frucht

geschadet haben;

- d) wann di zugfögel, als storchen, schwalben, gukguke, nachtigallen u.s.w. erschienen und ferschwunden sind.

Wenn dise beobachtungen auch auf einigen der fruchtbarsten dörfer jedes ober- und unteramtes gemacht werden könnten,  
desto bäßer.

Jeder beobachter und sammler wird in unsern werken mit rume genant werden.

Mannheim den 10 wintermonat 1781

H e m m e r .

\*) di keine einwoner sind.