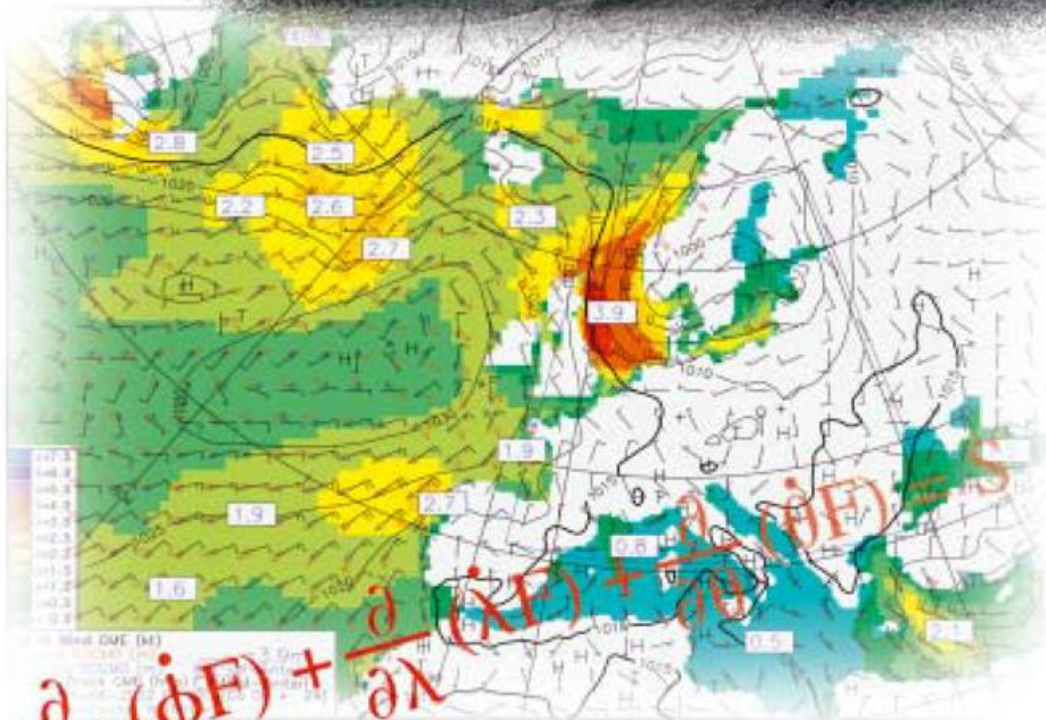




Die neue Modellkette des DWD II



$$\frac{dF}{dt} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\phi F) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\lambda F) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\theta F) = S$$

Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuß
Dipl.-Met. U. Gärtner (Offenbach a. M.)

Priv.-Doz. Dr. G. Adrian (Offenbach a.M.)
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)
Prof. Dr. J. Egger (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Dr. J. Neisser (Lindenberg)
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)
Prof. Dr. P. Speth (Köln)
Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:

Theorie für die Praxis am Beispiel eines Seegangmodells: Von der Modellgleichung über das Produkt bis zum Kunden.

Foto des Seenotrettungskreuzers „Hermann Helms“ der DGzRS in schwerer See von YPS/Peter Neumann, Hamburg, <http://www.ypscollection.de>.
Mit freundlicher Genehmigung der Deutschen Gesellschaft zur Rettung Schiffbrüchiger/Bremen.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 €.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck:
Weppert GmbH & Co. KG
97424 Schweinfurt
Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

28. Jahrgang, Heft 1/2, 2002

Thema des Heftes:

Die neue Modellkette des DWD II

Fachliche Redaktion: G. Adrian, Offenbach a.M.

Fachliche Durchsicht: G. Groß, Hannover

Kapitel	Seite
8 V. RENNER Interpretation	1-7
9 U. DAMRATH Verifikation von Wettervorhersagen	8-16
10 A. BEHRENS Seegangsvorhersage	17-23
11 I. JACOBSEN Vorhersage der radioaktiven Ausbreitung	24-32
12 U. SCHÄTTLER Nutzung moderner Höchstleistungsrechner	33-39
13 T. HANISCH Organisation der Numerischen Wettervorhersage	40-45
14 K. BALZER Zum Mensch-Maschine-Konflikt in der Wettervorhersage	46-54
Blick nach draußen Der Britische Wetterdienst (Met Office)	55-57
U. KAMINSKI, M. WELLER Außergewöhnliches Saharastaub-Ereignis in West- und Mitteleuropa (Erklärung für eine fehlgeschlagene Sichtvorhersage)	58-63
A. KÖRTZINGER, D. W. R. WALLACE Der globale Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogene Störung – eine Betrachtung aus mariner Perspektive	64-70
Buchbesprechungen – Neuerscheinungen	71-74
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1999	75-79
Anschriften der Autoren dieses Heftes	80
Redaktionelle Hinweise für Autoren	81

8

V. RENNER Interpretation

1 Einleitung

Die Interpretation von Modellvorhersagen hat vor allem zwei Zielrichtungen. Sie dient einmal der Erstellung von Größen, die die Modelle selbst nicht (oder noch nicht) liefern, andererseits der Verbesserung der von den Modellen vorhergesagten Parameter. Zum Einsatz gelangen Verfahren auf physikalischer oder statistischer Basis oder einer Mischung aus beiden; im weiteren Sinne kann man auch einfache Anschlussmodelle zur Interpretation rechnen. Weitgehend die gleiche Bedeutung wie „Interpretation“ hat das – teilweise auch im Deutschen verwendete – englische Wort „Postprocessing“; speziell für den mit der Verbesserung der Modellresultate befassten Teil wird im Englischen auch der Ausdruck „Adaptation“ benutzt.

Beispiele für Inhalte der Interpretation bzw. „Nachbearbeitung“ von Modellresultaten sind die (in der Frühzeit der NWV teilweise benutzte) Subtraktion systematischer Modellfehler von vorhergesagten Feldern, die Verbesserung vorhergesagter bodennaher Wetterparameter mit statistischen Verfahren (Kalman-Filter, Model Output Statistics), die hier näher zu behandelnde Wetter-Interpretation – z. B. die Vorhersage von Gewittern mittels einfacher physikalischer Kenngrößen, Anschlussrechnungen mit einfachen Modellen zur genaueren Beschreibung der atmosphärischen Grenzschicht (u. a. Nebel-Vorhersage) oder zur Vorhersage agrar- und biometeorologisch relevanter Parameter und schließlich die mit statistischen Verfahren auch auf der Basis von Einzelvorhersagen mögliche Vorhersage der Eintrittswahrscheinlichkeit markanter Ereignisse.

Im Referat „Interpretation und Verifikation“ (FE15) wurden in den vergangenen Jahren zwei größere Vorhaben begonnen, bei denen ein relativ enger Bezug zur Modellierung besteht. Dies betrifft einmal die neue vereinheitlichte Wetter-Interpretation, die unter fachlicher Mitwirkung von M. Jaeneke (damals BTZ) entwickelt wurde und seit 1998 operationell eingesetzt wird. Sie lehnt sich eng an die von den Modellen vorhergesagten Parameter an und muss bei der Weiterentwicklung oder beim Wechsel der Modelle jeweils angepasst werden. Außerdem wird derzeit in Kooperation mit der Universität Bonn (Prof. A. Hense, S. Theis) ein Verfahren zur statistischen Nachbearbeitung der Bodenwetterparameter entwickelt, das die mit zunehmender Auflösung zunehmend deutlicher hervortretenden Zufälligkeiten (z. B. bezüglich der raum-/zeitlichen Lokalisierung konvektiver Niederschläge) eliminieren soll, indem die vom Modell direkt vorhergesagten, teilweise sehr kleinskalig strukturierten Verteilungen der Parameter transformiert werden in verlässlichere „statistisch geglättete“ Verteilungen; dabei können gleichzeitig Informationen abgeleitet werden, welche extremen Werte mit bestimmten Wahrscheinlichkeiten zu erwarten sind (s. Theis et al. 2000).

2 Wetter-Interpretation für GME und LM

Die Wetter-Interpretation bestimmt für GME bzw. LM im Abstand von 3 bzw. 1 Stunde(n) an jedem horizontalen Gitterpunkt ein Modellwetter nach einem verkürzten SYNOP-Schlüssel. Die diagnostizierten Elemente sind in Tab. 8-1 wiedergegeben. Ihre Auswahl richtete sich einerseits danach, was für die Praxis inte-

ww	Bedeutung	ww	Bedeutung
45	Nebel	70	leichter Schneefall
48	Nebel mit Reifbildung	73	mäßiger Schneefall
50	Sprühregen	75	starker Schneefall
56	Sprühregen, gefrierend	80	leichter Regenschauer
60	leichter Regen	81	mäßiger oder starker Regenschauer
63	mäßiger Regen	82	sehr starker Regenschauer
65	starker Regen	85	leichter Schneeschauer
66	leichter Regen, gefrierend	86	mäßiger oder starker Schneeschauer
67	mäßiger oder starker Regen, gefrierend	95	leichtes oder mäßiges Gewitter
96	starkes Gewitter (oder Gewitter mit Graupel/Hagel)		

Tab. 8-1: In der Wetter-Interpretation verwendete Elemente und deren Bedeutung.

ressant erscheint, andererseits danach, was überhaupt mit Aussicht auf einigen Erfolg abgeleitet bzw. unterschieden werden kann. Speziell bei den Niederschlägen kann nicht zwischen solchen mit bzw. ohne Unterbrechung unterschieden werden; hier wird normalerweise die Kennziffer für Niederschlag ohne Unterbrechung gewählt – weil das die häufiger beobachtete Form ist – bei leichten Niederschlägen jedoch aus sekundären Gründen (leichtere graphische Umsetzung) die andere. Ähnlich wie bei der Beobachtung wird ggf. von mehreren zutreffenden Elementen das mit der höheren Schlüsselzahl genommen; auch gibt es natürlich jeweils Gitterpunkte, an denen keines zutrifft, also kein „signifikantes Wetter“ vorhergesagt wird. (An diesen verschlüsselt das betreffende Programm den vom Modell vorhergesagten Bedeckungsgrad; es entsteht damit insgesamt ein vollständiges Gitterpunktsfeld.)

Die Interpretation verwendet die vom Modell für den jeweiligen Gitterpunkt (oder allgemeiner die vertikale Säule) vorhergesagten Variablen-Werte aus der Modell-Datenbank. Benutzt werden insbesondere bodennahe Lufttemperatur und -feuchte, bodennahe Windgeschwindigkeit, Wolkenbedeckungsgrad in verschiedenen Höhenstufen, Niederschlagskomponenten und (u. a. zur Ableitung von Stabilitäts-Indizes) vertikale Verteilungen von Temperatur und Feuchte. Abgesehen davon, dass einige der Werte (z. B. Niederschlagssummen) für ein dem Diagnosezeitpunkt vorangehendes Intervall gelten, benutzt unser Verfahren keinerlei zeitlich oder räumlich benachbarte Information. Auch nimmt es – anders als ein statistisches Verfahren dies normalerweise tun würde – keinen Bezug zu den aktuellen Beobachtungen wie etwa dem Wetter zum Startzeitpunkt der Vorhersage.

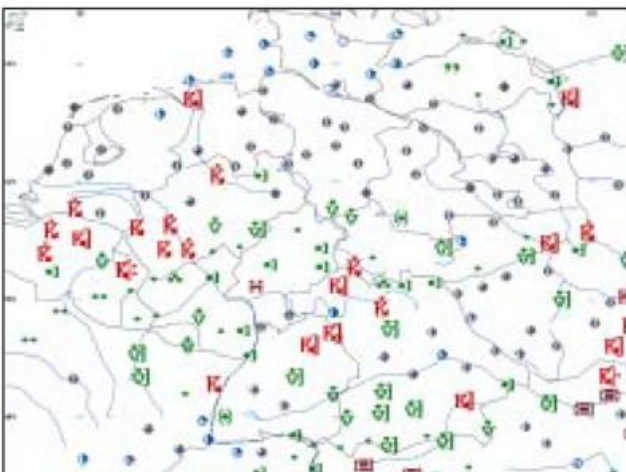
Bei der allgemeinen Aufgabe, auf der Basis der Modellvorhersagen ein dem SYNOP-Schlüssel entsprechendes Wetter zu bestimmen, lassen sich drei unterschiedliche

Teil-Aufgaben identifizieren. Die erste besteht in einer mehr oder weniger einfachen Umsetzung der Modell-Information in die Sprache des Wetterschlüssels. So kann man sich für die vom Schlüssel teilweise geforderte Klassifizierung der Niederschläge in leicht, mäßig und stark einfach an der vom Modell in bestimmten Zeiträumen produzierten Menge orientieren. Etwas weniger naheliegend ist die Unterscheidung zwischen Schauern und skaligem Niederschlag. Zwar liefern die Modelle die skaligen und konvektiven Anteile getrennt, jedoch würde ein Beobachter konvektiven Niederschlag aus einem kompakten Wolkensystem nicht als Schauer melden. Die Schauer-Diagnose benutzt daher außer den Niederschlags-Anteilen auch Informationen über den Wolkenbedeckungsgrad.

Das letztgenannte Beispiel stellt inhaltlich bereits einen Übergang zur zweiten Teil-Aufgabe dar, der Ableitung von Elementen, die die Modelle nicht selbst liefern. Standard-Beispiel sind hier die Gewitter. Die bei ihnen definitionsgemäß auftretenden elektrischen Entladungen sagt (zumindest heutzutage) kein NWV-Modell vorher. Die Interpretation behilft sich daher mit einigen anderen Größen – Intensität konvektiver Niederschläge, vertikale Mächtigkeit von Konvektionswolken und deren Oberflächentemperatur, Stabilitätsindizes – die bestimmte Grenzwerte über- bzw. unterschreiten müssen.

Die dritte Teil-Aufgabe ist schließlich die Berücksichtigung typischer Modell-Schwächen. So liefern unsere Modelle mitunter flüssigen Niederschlag bei thermischen Bedingungen, bei denen man in der wirklichen Atmosphäre fest erwarten würde. Die Interpretation diagnostiziert in solchen Fällen Schnee, um damit vor allem auch die ansonsten auftretenden exzessiven Warnungen vor gefrierendem Niederschlag zu reduzieren. Natürlich ist zu hoffen, dass im Zuge der Weiterentwicklung und Verbesserung der Modelle diese Teil-Aufgabe der Interpretation eines Tages entfällt.

(a)



(b)

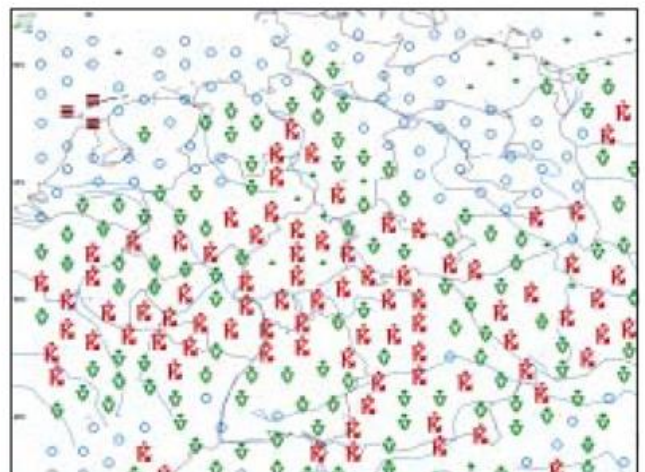


Abb. 8-1: Beobachtetes Wetter am 04.07.2000, 15 UTC. (a) und Interpretation der 15-stündigen LM-Vorhersage (b) für den gleichen Termin. (Die Beobachtungen zeigen an Stationen ohne signifikantes Wetter den Wolkenbedeckungsgrad, der für die Vorhersage nicht dargestellt wird.)

Im Folgenden werden – zusammen mit zwei Beispielen aus LM-Vorhersagen – einige bei den Ergebnissen der Wetter-Interpretation zutage tretende typische Eigenheiten bzw. Mängel erwähnt, die teils auf die Interpretation, teils auf die Modelle selbst zurückgehen. Die dabei wiedergegebenen Erkenntnisse basieren vor allem auf den Erfahrungen im täglichen Vorhersagedienst, wie sie u.a. im Rahmen einer DWD-internen Arbeitsgruppe zur Evaluierung der neuen Modelle vorgestellt wurden, und auf der laufenden Verifikation der Ergebnisse. Letztere erfolgt für das GME im Vergleich mit Beobachtungen an etwa 300 Stationen im europäischen Raum (EWGLAM-Stationen) und für das LM an einem verdichteten Netz in Deutschland und berücksichtigt das Wetter nur in Form des zusammengefassten Schlüssels für den Wetterverlauf W.

Abb. 8-1 zeigt ein Beispiel aus dem Sommer, vom 04.07.00, 15 UTC. Im Bereich einer flachen, zonal ausgedehnten Tiefdruckrinne werden in Mitteleuropa verbreitet schauerartige Niederschläge mit eingelagerten Gewittern beobachtet. Die 15-stündige LM-Vorhersage erfasst diese Situation insgesamt recht gut, jedoch wird – was typisch für die Interpretationsergebnisse beider Modelle ist – die genaue Lage der Gewitter nur teilweise getroffen. Insgesamt produziert das Modell zu viele Gewitter. Dies gilt beim LM gewöhnlich auch im Mittel über längere Zeiträume. Die Physik dieses Modells wird intensiv weiterentwickelt, wobei sich die Auswirkung von Änderungen auf die Gewitter (als relativ seltene Ereignisse) normalerweise vorab nur unzureichend abschätzen lässt. Die Interpretation wird daher – im Sinne einer Warnfunktion – jeweils so eingestellt, dass eher zu viele als zu wenige vorhergesagt werden.

Ein weiterer, bei derartigen Lagen häufiger zu beobachtender Mangel besteht darin, dass das LM insgesamt zu großflächige konvektive Niederschläge produziert

und die beobachteten Lücken (hier z. B. über Ostbayern und dem westlichen Tschechien) zu klein oder gar nicht wiedergibt. Generell ist die bisherige Erfahrung, dass auch das hoch auflösende LM die mesoskalige Organisation der Konvektion – soweit sie nicht durch dynamische Systeme wie Fronten oder Tiefzentren vorgegeben ist – meist nicht richtig wiedergibt. Deutliche Fortschritte in dieser Beziehung werden erst erwartet, wenn bei weiter erhöhter Auflösung die Konvektion im Modell explizit simuliert werden kann. Das Gleiche gilt auch in Bezug auf den derzeit ungenauen Tagesgang der Konvektion mit einem verfrühten Maximum nahe dem lokalen Mittag und der oft zu schwachen Aktivität in der Nacht.

Abb. 8-2 zeigt ein Beispiel aus dem Winter, vom 22.01.01, 06 UTC. An einer von Westen heranziehenden Front gibt es östlich einer Linie Emden-Sonthofen verbreitet Schneefall, westlich davon Regen; in der Übergangszone wird teilweise gefrierender Regen beobachtet. Die 30-stündige LM-Vorhersage gibt diese Situation insgesamt recht gut wieder. Typisch ist, dass selbst in diesem ausgesuchten Fall die vom gefrierenden Niederschlag betroffenen Regionen in Vorhersage und Beobachtung nicht ganz übereinstimmen; oft sind die Vorhersage-Hinweise noch deutlich ungenauer. Insgesamt wird in beiden Modellen – im Sinne einer Warnfunktion – vermutlich zu oft gefrierender Niederschlag vorhergesagt (die Verifikationsergebnisse geben dazu nichts her) und es dürfte relativ wahrscheinlich sein, dass für beobachteten gefrierenden Regen Hinweise gefunden werden, wenn man Vorhersagen beider Modelle und unterschiedlicher Starttermine heranzieht; die Diagnose von Sprühregen generell und gefrierendem Sprühregen insbesondere ist dagegen sehr unsicher.

Die Unterscheidung zwischen Schnee und Regen gelingt im vorliegenden Beispiel recht gut und ist ausweislich der Verifikationsergebnisse auch durchweg ziem-

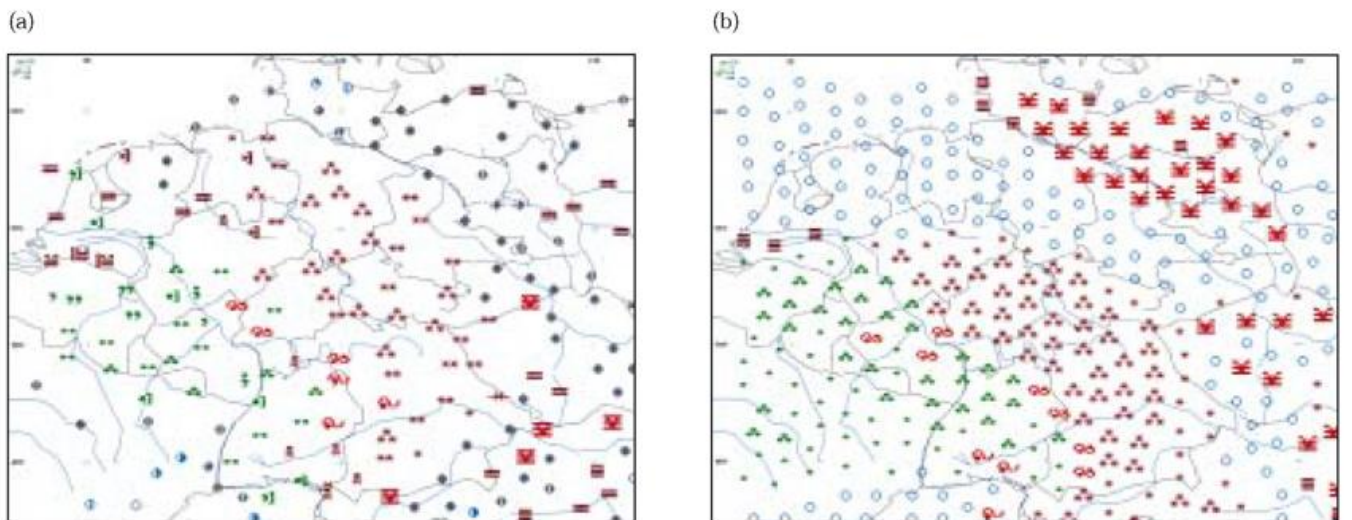


Abb. 8-2: Wie Abb. 8-1, jedoch für den 22.01.2001, 06 UTC, und die 30-stündige LM-Vorhersage zum Termin.

lich befriedigend. Natürlich gibt es ab und zu Fehlvorhersagen; speziell sind Einzelfälle bekannt, bei denen – in Verbindung mit zu niedrig vorhergesagten Temperaturen – gerade die in der Interpretation benutzte Phasenumkehr die Fehler hervorgerufen hat.

Schließlich weist Abb. 8-2 noch anschaulich darauf hin, dass die Ergebnisse der Nebel-Interpretation nur sehr begrenzt brauchbar sind. Dies gilt besonders für das GME, wo noch seltener als im früheren EM Nebel diagnostiziert wird. Für das LM wiesen die Verifikationsergebnisse in den ersten ein bis zwei Jahren leichte Verbesserungen im Vergleich zum früheren DM aus. Wirkliche Fortschritte können aber sicher nur durch die Weiterentwicklung der Modellphysik und eine deutlich verbesserte Vorhersage der bodennahen Luftfeuchte erwartet werden. (Leider kann es allerdings – wie die Ergebnisse für April 2001 und die nachfolgende Zeit zeigen – als Nebeneffekt größerer Modelländerungen auch merkliche Rückschläge geben.)

Die Erfahrungen aus dem operationellen Betrieb und Tests mit neuen Modellversionen machen von Zeit zu Zeit eine Verbesserung bzw. Anpassung der Methoden der Interpretation notwendig. Größere Einschnitte sind zu erwarten, wenn beim LM nach weiterer Erhöhung der Auflösung die Konvektion explizit simuliert wird (also z. B. die Niederschlagskomponenten nicht mehr in konvektiv und skalig aufgeteilt werden können) und auch im Zusammenhang mit einer Einführung der (im nächsten Abschnitt behandelten) statistischen Nachbearbeitung der Modellparameter.

Für die Verwendung im praktischen Vorhersagedienst ist generell zu bedenken, dass die automatische Interpretation mit ihren vollständigen Datensätzen zwar einen bequemen Überblick über das nach den Vorhersagen zu erwartende Wetter bietet, aber doch in vielen Einzelheiten – speziell auch bei der Vorhersage wichtiger Erscheinungen wie Gewitter oder gefrierende Niederschläge – nicht sehr zuverlässig ist. Der Meteorologe muss daher immer eigene Überlegungen anstellen und sollte sich in interessanten Fällen die Ergebnisse beider Modelle und möglichst noch unterschiedliche Ausgangstermine ansehen.

Zusätzliche Informationen können auch der statistischen Interpretation für das GME (GMOS) entnommen werden. Ausweislich der in den Verifikations-Berichten von BD EA durchgeführten vergleichenden Verifikation für 14 Stationen in Deutschland schneidet sie für relativ kurze Vorhersagezeiträume (6 bis 30 h) im Mittel etwa genauso gut oder sogar etwas besser ab als die hier beschriebene für das LM. Sie sagt insgesamt zu selten signifikantes Wetter vorher (dies vor allem auch für längere Vorhersagezeiten) und hat spezifische Schwierigkeiten in Bezug auf konvektive Ereignisse (Schauer, Gewitter), jedoch oft Vorteile beim skaligen Niederschlag und durchweg deutliche Vorteile beim Nebel, der in den DMO-Produkten unter der noch unzulänglichen Vorhersage der bodennahen Feuchte leidet. Außer in diesen Verifikations-Berichten gibt es relativ detaillierte

Verifikationsergebnisse der DMO-Interpretationen beider Modelle im Intranet des DWD (bei FE15). Insgesamt sollte der Meteorologe auf der Basis aller verfügbaren automatischen Produkte, der Kenntnis ihrer relativen Stärken und Schwächen und seiner eigenen Erfahrungen ein möglichst optimales Endprodukt ableiten.

3 Statistische Nachbearbeitung der Bodenwetterparameter des LM

In seiner viel zitierten Arbeit weist Lorenz (1963) darauf hin, dass in der Atmosphäre als nichtlinearem System beliebig kleine Unterschiede zweier Ausgangszustände im Laufe der Zeit immer größere Skalen erfassen können. Bei der numerischen Wettervorhersage führen daher die prinzipiell unvermeidlichen Ungenauigkeiten in der Spezifikation des Anfangszustandes zu einer skalenabhängigen Grenze der Vorhersagbarkeit; de facto wird dieser Effekt noch verstärkt durch die notwendige Diskretisierung der Modellgleichungen, die Parametrisierung subskaliger Effekte und die ungenauen Randbedingungen. Bei der Entwicklung zunehmend höher auflösender Vorhersagemodelle, die immer kleinere Skalenbereiche erfassen, wird man diese Art Unsicherheiten somit zunehmend früher und deutlicher zu sehen bekommen.

Produziert also beispielsweise bei einer sommerlichen Schauer- oder Gewitterlage ein Modell an einigen Gitterpunkten heftige Schauer verbunden mit merklicher Abkühlung gegenüber den Nachbarpunkten, so wird man nicht erwarten können, dass das betreffende raum-zeitliche Muster wirklich genau so eintrifft, und sollte daher auch den Nutzern der Vorhersagen keine unbearbeiteten Punkt-Termin-Prognosen des Modells liefern. Stattdessen benötigt man repräsentative, „geglättete“ Werte der Wetterparameter und zusätzlich Aussagen über die Wahrscheinlichkeit extremer Werte.

Im Zusammenhang mit der Einführung des LM und vor allem im Hinblick auf die geplante weitere Erhöhung seiner Auflösung wurde daher ein Vorhaben begonnen, in dem entsprechende Methoden der Nachbearbeitung der Modell-Vorhersagen entwickelt und erprobt werden. Die Entwicklung erfolgt weitgehend an der Universität Bonn. Es werden zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt. Der eine benutzt klassische statistische Verfahren, um an jedem Gitterpunkt aus der vom Modell in der Umgebung (räumlich und zeitlich) produzierten Verteilung der Variablen eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) und daraus die gewünschte Information abzuleiten; dies wird im Folgenden als Umgebungs-Methode bezeichnet. Der andere basiert auf einem an der Universität Bonn entwickelten Verfahren zur Darstellung von Feldern mit Hilfe hierarchischer Basen, mit der eine an die jeweilige Datenstruktur angepasste Bearbeitung bzw. Extraktion von signifikanter Information möglich ist; im Hinblick auf die für unsere Zwecke tatsächlich benutzten Basen wird dies als Wavelet-Methode bezeichnet.

Beide Methoden werden parallel entwickelt und erprobt. Dabei werden experimentell erstellte Ensemble-Vorhersagen des LM einbezogen. Solche Integrationen wären ja ein ideales Mittel, um unter Variation aller unsicheren Parameter die gewünschten PDF's abzuleiten; sie sind aber auf unser gegenwärtigen Rechenanlage gar nicht und später sicher auch nur in relativ begrenzter Größe durchführbar. In der hiesigen Entwicklung sollen die Ergebnisse einer Reihe von Ensemble-Experimenten benutzt werden zur Eichung der weniger aufwändigen Methoden, speziell zur Festlegung der Werte freier Parameter, und auch generell zur Überprüfung ihrer Leistungsfähigkeit. Ein entscheidender weiterer Schritt zur Ausgestaltung und Prüfung der Methoden sind dann schließlich die unten erwähnten Tests an Serien von Vorhersagen.

Die folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf die Umgebungs-Methode, deren Entwicklung bereits weiter fortgeschritten ist und die auch bereits im DWD an einer größeren Serie von Vorhersagen getestet wird.

3.1 Umgebungs-Methode

Die Methode berechnet die PDF nicht explizit sondern stattdessen die so genannte Quantil-Funktion (QF):

$$x(p) := F^{-1}(p)$$

Hier ist $p \in [0,1]$ die Wahrscheinlichkeit, $x(p)$ die QF und $F^{-1}(p)$ die Inverse der (kumulativen) Verteilungsfunktion F . Die QF hat die physikalische Dimension der behandelten Variablen und gibt für jeden Wert p

den Variablenwert, der mit dieser Wahrscheinlichkeit nicht überschritten wird oder – anders ausgedrückt – es wird mit einer Wahrscheinlichkeit von $1-p$ eine Überschreitung dieses Wertes erwartet. Die Berechnung dieser Funktion erfolgt mit Hilfe eines so genannten Kernel-Schätzers (nach Moon und Lall 1974) aus den vom Modell in einer raum-zeitlichen Umgebung des betrachteten Punktes vorhergesagten Werten, die für diesen Zweck als Zufalls-Variable betrachtet werden.

Die zeitliche Umgebung umfasst naheliegenderweise benachbarte Ausgabezeitpunkte des Modells. Die räumliche ist im einfachsten Fall ein Kreis um den betrachteten Gitterpunkt. Es werden jedoch so genannte determinierende Faktoren berücksichtigt; dies sind gegenwärtig die Land-See-Verteilung, die (zeitlich variable) Schneedecke über Land und die Orographie. Diese Faktoren können einmal die räumliche Umgebung, aus der Werte benutzt werden, einschränken bzw. verändern. So werden in Küstenregionen für die Berechnung an einem Land-(bzw. See-)Punkt nur Variablenwerte anderer Land-(bzw. See-)Punkte genommen; entsprechendes gilt bei einigen Variablen (wie z.B. der Temperatur) an Schneegrenzen für die Berechnung über schneebedeckten (bzw. schneefreien) Punkten. Weiterhin wird in Regionen mit steiler Orographie die kreisförmige Umgebung verformt zu einer Ellipse, deren große Halbachse senkrecht zum Orographiegradienten steht; damit soll vermieden werden, dass Variablenwerte aus stark unterschiedlichen Höhen in die Berechnung eingehen. Die zweite Art der Berücksichtigung determinierender Faktoren ist die Berechnung von Regressionen (derzeit nach Höhe und Gradienten der Orographie) und die Korrektur der Variablen um den so berechneten systematischen Effekt, bevor sie in die Quantil-Schätzung eingehen.

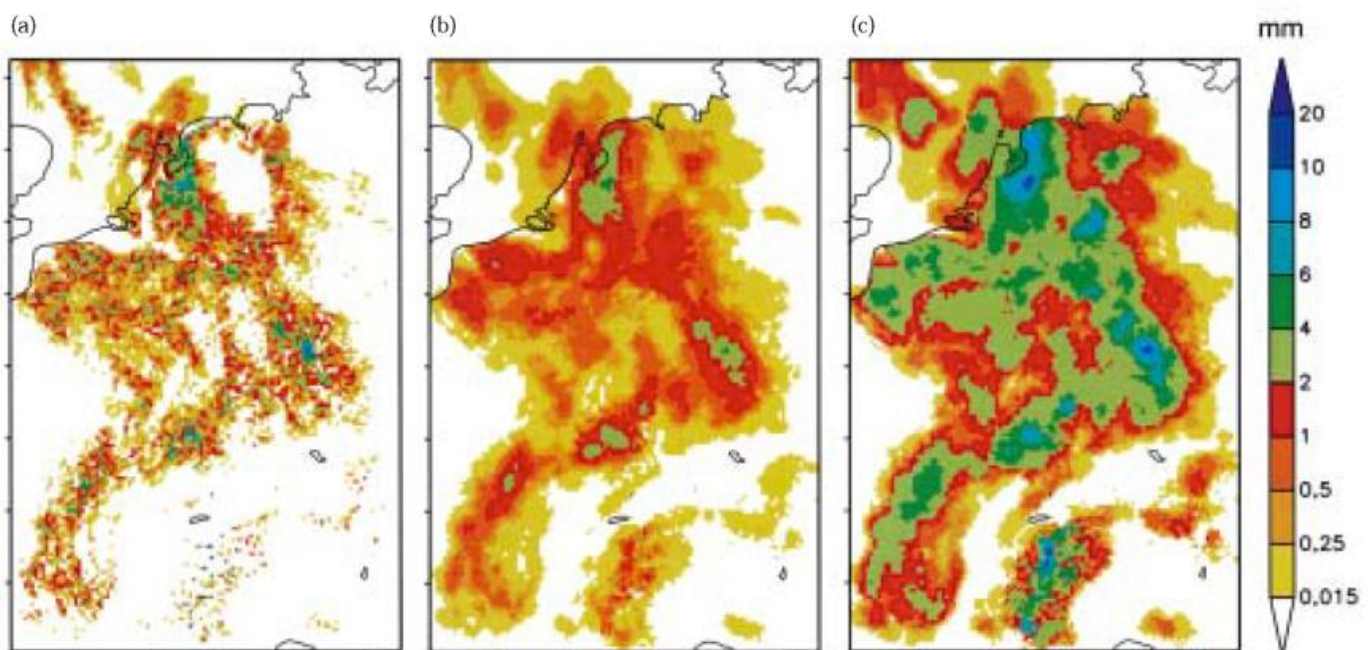


Abb. 8-3: 1-stündige Niederschlagssumme in mm für den 04.07.1994, 11-12 UTC, basierend auf einer LM-Vorhersage ausgehend vom 00 UTC-Termin. Gezeigt werden die Original-Vorhersage (a), die mit der Umgebungsmethode bestimmten Erwartungswerte (b) und die 95 %-Quantile (c).

Für die praktische Anwendung kann man zur Vorhersage extremer Ereignisse in naheliegender Weise auf die Quantile für bestimmte kleine oder große Werte von p (z. B. 0,05 oder 0,95) zurückgreifen; man erhält dann Felddarstellungen derjenigen Variablen-Werte, die mit einer gegebenen Wahrscheinlichkeit über- bzw. unterschritten werden. Zur Bestimmung der repräsentativen, „statistisch geglätteten“ Werte empfiehlt sich hingegen das mittlere Quantil ($p=0,5$) nur für diejenigen Variablen, für die man – wie z.B. für die Temperatur – eine angenähert symmetrische Verteilung der Einzelwerte annehmen kann. Für andere – wie insbesondere den Niederschlag – wird man stattdessen den so genannten Erwartungswert der Verteilungen (eine Art gewichtetes Mittel) nehmen; er hat gleichzeitig den Vorteil, dass er (unter gewissen Vereinfachungen) zeitlich aufsummierbar ist, so dass z. B. der Erwartungswert für ein mehrstündiges Intervall gleich der Summe der Werte für die betreffenden einstündigen Intervalle ist.

3.2 Ergebnisse

Im Folgenden werden einige erste Ergebnisse der Umgebungsmethode vorgestellt, ein an der Universität Bonn mit einer älteren LM-Version gerechnetes Fall-Beispiel und Verifikationsergebnisse für eine beim DWD durchgeführte Testserie.

Der ausgesuchte Fall betrifft den 04.07.94, wo ein Frontensystem von Frankreich her gegen feuchtwarmer Luft über Deutschland vordrang und heftige Niederschläge im westlichen Deutschland auslöste (so genanntes Kölner Hagel-Unwetter). Gezeigt werden hier Ergebnisse einer LM-Vorhersage ausgehend vom 00 UTC-Termin, für die ein gegenüber der derzeit operationellen LM-Version eingeschränktes (in Abb. 8-4 dargestelltes) Modell-Gebiet benutzt wurde.

Abb. 8-3a zeigt in einem Teilgebiet den vom Modell produzierten einstündigen Niederschlag für den Zeitraum 11 bis 12 UTC. Das Feld ist sehr kleinskalig strukturiert und man kann – wie einleitend ausgeführt – nicht erwarten, dass diese Details wirklich zutreffen. Das Bild der im zweiten Teil (b) wiedergegebenen Erwartungswerte der Umgebungsmethode (der „statistisch geglätteten“ Werte) ist deutlich glatter, erhält aber gleichzeitig die wesentlichen mesoskaligen Strukturen. Schließlich zeigt der dritte Teil (c) die Quantil-Werte für $p=0,95$, also diejenigen Werte, für deren Überschreitung eine 5-prozentige Wahrscheinlichkeit angenommen wird. Die Struktur dieses Feldes ist ähnlich wie bei den Erwartungswerten; eine Besonderheit zeigt sich jedoch in den Alpen, wo die versprengten, zum Teil aber recht hohen Einzelwerte der Original-Vorhersage zwar relativ geringe Erwartungswerte, gleichzeitig aber sehr große 0,95-Quantile liefern.

Abb. 8-4a zeigt für den 12 UTC-Termin das Feld der vom Modell vorhergesagten bodennahen Lufttemperatur. Es enthält in den Niederschlagsregionen der Abb. 8-3 viele kleinskalige Strukturen, die offensichtlich eine Folge der sehr unterschiedlich starken Abkühlung durch die kleinskaligen konvektiven Niederschläge sind. Sie werden im Feld der 0,5-Quantile (b) weitgehend heraus „geglättet“; man erkennt aber weiterhin die gröberskaligen Effekte, wie z. B. die relativ niedrigen Temperaturen an der vordringenden Regenfront. Gleichzeitig erhält die Methode auch die „deterministischen“ kleinskaligen Strukturen wie die – besonders in den Alpen hervortretende – systematische Variation mit der Landhöhe und die scharfen Gradienten an den Küsten. Man erkennt dies vor allem auch im Vergleich mit dem dritten Teil der Abbildung (c), für den die Original-Vorhersage einfach horizontal und zeitlich geglättet wurde und zwar jeweils über etwa ebenso viele Einzelwerte, wie in die Berechnung der Umgebungsmethode eingehen.

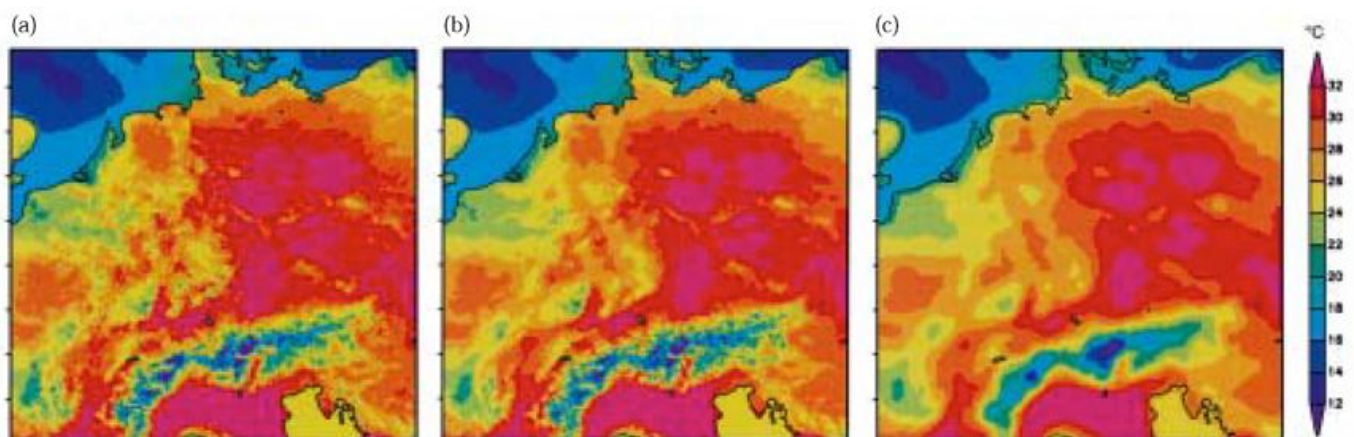


Abb. 8-4: 2 m-Temperatur in °C am 04.07.1994, 12 UTC, basierend auf einer LM-Vorhersage ausgehend vom 00 UTC-Termin. Gezeigt werden die Original-Vorhersage (a), die mit der Umgebungsmethode bestimmten 50 %-Quantile (Medianwerte) und ein einfach geglättetes Feld (c).

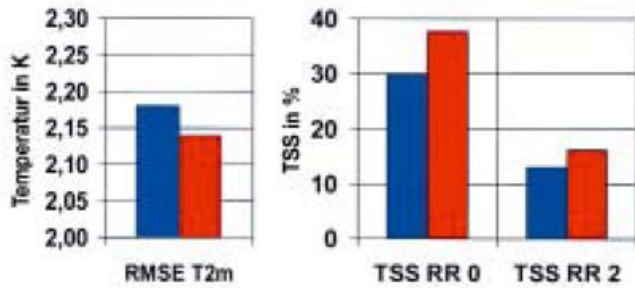


Abb. 8-5:

Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler der 2 m-Temperatur (RMSE(T)) in K und TSS-Werte in % der 1-stündigen Niederschläge (Überschreiten von 0 bzw. 2 mm/h) im Mittel über die 48-stündigen LM-Vorhersagen ausgehend vom 15. 30.09.2000, 00 UTC. Die Verifikation erfolgt an allen verfügbaren Stationen in Deutschland im Vergleich mit den Werten des nächstgelegenen Gitterpunktes. Gezeigt sind jeweils links (blau) die Ergebnisse für die Originalvorhersage und rechts (rot) für die mit einer Version der Umgebungsmethode bearbeiteten, wobei für die Temperatur die 50 %-Quantile (Medianwerte) und für den Niederschlag die Erwartungswerte zugrunde gelegt werden.

Natürlich ist die bei der Beschreibung der Abbildungen benutze qualitative Argumentation bezüglich der Glättung gewisser Strukturen und des Erhaltes anderer Strukturen im Grunde wenig aussagekräftig. Über die Leistung der Umgebungsmethode kann allein eine Verifikation ihrer Ergebnisse für viele Einzelfälle im Vergleich mit den Original-Vorhersagen und den Ergebnissen einfacher Mittelungsverfahren Auskunft geben; auf diesem Wege können auch verschiedene Versionen der Methode verglichen und – z. B. – die in ihr benutzten Parameter optimiert werden. Die entsprechenden Arbeiten haben im DWD erst vor Kurzem begonnen.

Ein erstes Beispiel einer derartigen Verifikation ist in Abb. 8-5 dargestellt. Nach den benutzten Verifikationsmaßen (die im nachfolgenden Kapitel 9: „Verifikation von Wettervorhersagen“ erläutert werden), lassen sich in der betrachteten Periode die vorhergesagten Temperaturen etwas, die Niederschläge relativ deutlich verbessern. Dies zeigt freilich bisher nur das generelle Potential der Methode. In Bezug auf die „statistisch geglätteten“ Felder steht für die Temperatur noch die Optimierung des Verfahrens bis zu einem Fortschritt gegenüber einfachen Mittelungen aus. Für den Niederschlag ergibt sich beim Einbezug anderer Perioden (mit neueren Modellversionen) und anderer Verifikationsmaße ein recht komplexes Bild, das noch zu entwirren ist. Für die Vorhersage extremer Ereignisse

ist wegen des begrenzten Informationsgehaltes der verwendeten Werte generell ein Verfahren zur Korrektur der Stichprobenfehler der Perzentile („Skalierung“ der Perzentile) notwendig, das in Anlehnung an eine Arbeit von Richardson (2000) entwickelt werden soll. Ob die Umgebungsmethode dann später wirklich operationell eingesetzt wird (oder die alternative auf der Basis der Wavelets) und wenn ja, in welcher Form, lässt sich wegen der Neuartigkeit dieser Entwicklung bisher nicht mit Sicherheit sagen.

Literatur

LORENZ, E.N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, 20, 130-141.

MOON, Y.-I., U. LALL, 1994: Kernel quantile function estimator for flood frequency analysis. *Water Resour. Res.*, 30, 3095-3103.

RICHARDSON, D.S., 2000: Measures of skill and value of ensemble prediction systems, their interrelationship and the effect of ensemble size. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2473-2489.

THEIS, S., U. DAMRATH, A. HENSE, V. RENNER, 2000: Statistical Postprocessing of Weather Parameters for the DWD High-resolution Model LM. 1st SRNWP Workshop on Statistical Adaptation, 4-6 December 2000, Preprints, 30-33. ZAMG, Wien.

U. DAMRATH

9 Verifikation von Wettervorhersagen

1 Einleitung

Die Prüfung von Wettervorhersagen hinsichtlich ihres Wahrheitsgehalts ist ein Grundanliegen aller Nutzer, der Vorhersagenden und aller, die in irgendeiner Weise für die Vorhersagen Verantwortung tragen. Jeder Anwender einer Vorhersage ist naturgemäß daran interessiert, die Verlässlichkeit der Vorhersage zu kennen, um darauf aufbauend eine für ihn sinnvolle Strategie der Nutzung der Prognose zu entwickeln. Auf der anderen Seite ist es für die Vorhersagenden oder die Konstrukteure von Wettervorhersagemodellen wichtig, typische Fehler der Vorhersagen zu kennen, um daraus folgend entweder eigene systematische Fehler zu eliminieren oder numerische oder auch statistische Vorhersagemodelle sinnvoll zu modifizieren. Diejenigen, die auf administrativer Seite für die Organisation und Weiterentwicklung eines Wetterdienstes verantwortlich sind, müssen Kenntnisse darüber besitzen, ob sich die finanziellen Investitionen und die Maßnahmen zur Beschäftigungspolitik ausgezahlt haben bzw. auszahlen werden.

Die **Verifikation** der Wettervorhersagen ist ein Instrument, um diese Bedürfnisse zu befriedigen. Der Begriff Verifikation hat seinen Ursprung im Lateinischen und leitet sich aus dem Begriff *verus* (wahr) ab. Unter Verifikation verstehen wir somit den Vergleich von vorhergesagten Wetterelementen mit der Wahrheit.

2 Grundsätzliche Betrachtungen

Bei der Verifikation müssen bestimmte Grundsätze bedacht werden. So muss ein Verifikationssystem auf die Interessen des jeweiligen Nutzers ausgerichtet sein. Das heißt, dass der Bedarf des Nutzers bekannt sein muss, um die Resultate so zu berechnen, dass darauf basierend sinnvolle Entscheidungshilfsmittel entwickelt werden können. Weiterhin muss bedacht werden, dass die Qualität einer Vorhersage nicht durch ein universelles Maß ausgedrückt werden kann. Jedes einzelne Qualitätsmaß enthält nur einen oder einige aber nicht alle Aspekte der Vorhersagegüte. Daher ist es erforderlich, dass zur Verifikation immer eine geeignete Auswahl an Gütemaßen verwendet wird. Schließlich müssen die Vorhersagen so geartet oder formuliert sein, dass sie auch verifiziert werden können. Aussagen wie etwa „Es wird heiß.“ oder „Es wird wohl regnen.“ sind kaum zu verifizieren, da sie ein individuelles Empfinden reproduzieren bzw. zu vage formuliert sind. Bei der Verifikation ist weiter zu bedenken, dass bekannt sein muss, für welches Gebiet oder welchen Zeitraum die Vorhersagen gültig sind.

Dies erscheint zunächst trivial, ist aber vor allem bei der Prüfung der mit numerischen Modellen berechneten Prognosen besonders wichtig. Hierbei handelt es sich im allgemeinen um Aussagen, die für ein bestimmtes Zeitintervall und vor allem als Mittelwert für eine Gitterbox des Modells repräsentativ sind. Streng genommen können sie daher auch nur mit adäquaten Beobachtungen verglichen werden. Dies verursacht in der Praxis allerdings erhebliche Probleme, denn in den meisten Fällen ist es nicht möglich, vor allem bei der Nutzung synoptischer Beobachtungen, aus den Beobachtungsdaten einen sinnvollen Mittelwert für eine Gitterbox des Modells zu errechnen, vor allem dann nicht, wenn das Modell eine geringe Maschenweite besitzt, nur wenige Beobachtungen innerhalb der Gitterbox vorliegen und die Variabilität des betrachteten Wetterelements innerhalb der Box hoch ist.

Zur Verifikation liegt immer ein Satz zueinander gehörender Vorhersagen und Beobachtungen bzw. Analysen vor. Vorhersagen können unterschiedliche Charakteristiken haben. Generell unterscheidet man zwischen drei Typen von Variablen. **Kontinuierliche Variable** sind solche, die einen spezifischen Wert oder einen Wertebereich annehmen können wie etwa einen Druck von 1013,4 hPa oder eine Niederschlagssumme von 4 mm in 12 Stunden.

Eine **kategorische Variable** beschreibt das Auftreten oder Nichtauftreten eines Ereignisses, wie etwa Nebel ja oder nein, Gewitter ja oder nein. Alle kontinuierliche Variablen können naturgemäß auch kategorisiert werden, indem bestimmte Schwellenwerte des Über- bzw. Unterschreitens definiert werden. Beispiele hierfür sind etwa das Überschreiten einer Niederschlagssumme von 5 mm in 24 Stunden oder das Unterschreiten einer Sichtweite von 1 km. Es sind dabei binäre Kategorisierungen (Ja-Nein-Aussage) oder die Unterteilung in mehrere Kategorien (N Kategorien bei N-1 Schwellenwerten) möglich. Naturgemäß bedeutet jede Kategorisierung einen Informationsverlust, da die Häufigkeitsverteilung der interessierenden Variablen mit der kategorischen Betrachtungsweise geglättet wird. Es ist weiterhin zu bedenken, dass die in der Nähe der Schwellenwerte liegenden Werte unterschiedlichen Kategorien zugeordnet werden, obwohl ihre praktische Bedeutung nahezu gleichwertig ist (z. B.: Bei der Festlegung einer Niederschlagsschwelle von 5 mm pro Zeiteinheit werden die Werte 4,9 und 5,1 unterschiedlichen Kategorien zugewiesen.).

Schließlich können Vorhersagen noch als **Wahrscheinlichkeitsaussagen** formuliert werden. Solche Vorher-

sagen werden insbesondere auf der Basis der Nutzung von Ensemblesystemen immer häufiger formuliert. Sie nehmen einen Wertebereich von 0 % (absolute Sicherheit des Nichteintretens des interessierenden Ereignisses) bis 100 % (absolute Sicherheit des Eintretens) an.

Ziel der Verifikation ist es, bestimmte Eigenschaften der Vorhersagen herauszufinden und sie zu beurteilen. Nach Murphy (1993) gehören dazu die folgenden Attribute der Vorhersagen:

Eigenschaft der Vorhersage	Definition	geeignete Gütemaßzahl
mittlerer Fehler	Beziehung zwischen Mittelwert der Vorhersage und der Beobachtung	mittlerer Fehler(BIAS)
Zueinanderpassen	Grad des linearen Zusammenhangs zwischen Vorhersage und Beobachtung	Korrelationsmaße
Genauigkeit	mittlere Übereinstimmung zwischen individuellen Paaren der Vorhersage und der Beobachtung	mittlerer absoluter Fehler, mittlerer quadratischer Fehler, Brier Score usw.
Gewinn gegenüber Alternativen (Skill)	Genauigkeit der Vorhersage im Vergleich zur Genauigkeit einer alternativen bzw. trivialen Vorhersage (Erhaltungsneigung, Klima,...)	Brier Skill Score, Reduktion der Varianz, ...
Vertrauenswürdigkeit	Zusammenhang zwischen bedingten Mittelwerten von Beobachtung und Vorhersage (z. B.: beobachtete und vorhergesagte Mittelwerte der Temperatur bei Strahlungsbedingungen)	Komponenten der Gütemaße, die bedingte Aussagen enthalten
Unterschiedlichkeit der Beobachtungen	Unterschied zwischen den bedingten Mittelwerten und dem Gesamtmittel der Beobachtungen	relevante Komponente des Brier Score
Schärfe	Variabilität der Vorhersage	Varianz der Vorhersage
Unterschiedlichkeit der Vorhersage	Unterschied zwischen den bedingten Mittelwerten und dem Gesamtmittel der Vorhersage	Maße für bedingte Vorhersagefehler
Unsicherheit	Variabilität der Beobachtungen	Varianz der Beobachtungen

Vor diesem Hintergrund werden nun die Arten der Verifikation und die am weitesten verbreiteten Qualitätsmaßzahlen beschrieben.

3 Arten der Verifikation

3.1 Subjektive und objektive Verifikation

3.1.1 Subjektive Verifikation

Als „Wahrheit“ können sehr unterschiedliche Dinge aufgefasst werden. Zunächst kann man darunter einen subjektiven Eindruck verstehen, den man von der Übereinstimmung der graphischen Darstellung des Feldes einer meteorologischen Variablen als Prognose und in der Realität erhält. Man bezeichnet diesen Typ der Verifikation als **subjektive Verifikation**. Offensichtlich hat diese Art der Verifikation den Vorteil, dass das für die Vorhersage des relevanten Wetterelements am interessierendem Ort oder in der interessierenden Region beurteilt wird. Andererseits kann das Urteil zur Qualität der Vorhersage individuell unterschiedlich

sein. Unterschiedliche Personen können verschiedenartige Kriterien verwenden. Die Kriterien können auch situationsbedingt voneinander differieren. So wird es mit subjektiven Mitteln im allgemeinen möglich sein, für Einzelfälle wertvolle Hinweise für die Fehler einer Vorhersage zu erhalten. Es ist allerdings schwierig, diese Fehler zu systematisieren, wenn für die subjektive Beurteilung nicht einheitliche Kriterien für die jeweiligen Wetterelemente verwendet werden.

3.1.2 Objektive Verifikation

Andererseits ist es auch möglich, Vorhersagen und Beobachtungen an bestimmten, für den Nutzer der Vorhersage interessanten Punkten miteinander zu vergleichen und darauf aufbauend statistische Maßzahlen zu berechnen. Zur Berechnung solcher statistischer Maße können naturgemäß auch die verfügbaren numerischen Analysen verwendet werden. Diese Vorgehensweise folgt in jedem Einzelfall immer wieder den gleichen, unabhängigen Prinzipien. Sie wird daher **objektive Verifikation** genannt. Ihre Vorteile bestehen vor allem darin, dass sie von individuellen Urteilen frei

ist und systematische Vorhersagefehler relativ leicht erkannt werden können. Allerdings muss erneut darauf hingewiesen werden, dass zur Beurteilung der Vorhersagequalität eine Maßzahl im allgemeinen nicht ausreicht. Vielmehr benötigt man zur Verifikation von Wettervorhersagen mittels objektiver Methoden immer mehrere statistische Größen. Dadurch wird die Interpretation der Verifikationsergebnisse möglicherweise etwas erschwert. Man kann sich jedoch leicht vorstellen, dass die Güte eines so komplexen Gebildes wie es eine Wettervorhersage darstellt, nicht durch einen einzigen Qualitätswert ausgedrückt werden kann. Bei der Prüfung numerischer Wettervorhersagen steht die objektive Verifikation meist im Vordergrund. Die weiteren Betrachtungen sollen daher den bei der objektiven Verifikation angewandten Techniken gewidmet sein.

3.2 Qualitätsmaßzahlen bei der objektiven Verifikation

Je nach dem Typ der Vorhersagen und des vorherzusagenden Elements ist es möglich, unterschiedliche Arten von Qualitätsmaßen zu berechnen.

Liegen kontinuierliche Werte von Vorhersagen vor, so können sogenannte kontinuierliche Maßzahlen berechnet werden. Dies ist für die meisten meteorologischen Elemente möglich und auch üblich. Für den Fall, dass bestimmte Kategorien des vorhergesagten Elements interessieren, werden kategorische Maße berechnet. Typische kategorische Vorhersagen sind Ja/Nein-Vorhersagen, also etwa die Vorhersage von Nebel, Gewitter, Niederschlag (oberhalb eines Schwellenwertes), Frost, gefrierender Niederschlag usw. Liegen dagegen Wahrscheinlichkeitsaussagen vor, so müssen die in diesem Zusammenhang üblichen Maße berechnet werden.

3.2.1 Kontinuierliche Maßzahlen

Die folgenden kontinuierlichen Maßzahlen werden in der objektiven Verifikation am häufigsten angewandt (Die gebräuchlichen englischen Bezeichnungen sind in Klammern vermerkt.).

Dabei bedeuten: F_i – Vorhersage am Punkt i , A_i – Beobachtung oder Analyse am Punkt i , N – Anzahl der verifizierten Werte

mittlerer Fehler (mean error oder Bias):

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - A_i)$$

Wertebereich: $-\infty$ bis ∞

Bester Wert: 0

Eigenschaften: mittlerer Fehler innerhalb der Stichprobe, keine allgemeine Aussage zur Vorhersagequalität, bei Gaußscher Fehlerverteilung Schätzwert für den Erwartungswert des Fehlers

mittlerer absoluter Fehler (mean absolute error):

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |F_i - A_i|$$

Wertebereich: 0 bis ∞

Bester Wert: 0

Eigenschaften: mittlere Größe der Fehler

mittlerer quadratischer Fehler (mean square error):

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - A_i)^2$$

Wertebereich: 0 bis ∞

Bester Wert: 0

Eigenschaften: starke Betonung großer Fehler durch die Quadrierung

Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler (root mean square error):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - A_i)^2}$$

Wertebereich: 0 bis ∞

Bester Wert: 0

Eigenschaften: starke Betonung großer Fehler durch die Quadrierung, RMSE – MAE ist ein Anzeichen für die Fehlervarianz

Standardabweichung (standard deviation):

$$STDV = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - A_i - \overline{(F_i - A_i)})^2}$$

Wertebereich: 0 bis ∞

Bester Wert: 0

Eigenschaften: starke Betonung großer Fehler durch die Quadrierung, bei Gaußscher Fehlerverteilung Schätzwert für die Dispersion des Fehlers

Reduktion der Varianz:

$$RV = 1 - \frac{STDV^2(\text{Vorhersage})}{STDV^2(\text{alternative Vorhersage})}$$

oder

$$RV = 1 - \frac{RMSE^2(\text{Vorhersage})}{RMSE^2(\text{alternative Vorhersage})}$$

Wertebereich: $-\infty$ bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Angabe der Vorhersageleistung gegenüber einer alternativen Vorhersage (Erhaltungsneigung bzw. Klima oder auch alternatives Vorhersagemodell)

Die Reduktion der Varianz ist ein Spezialfall eines sogenannten Skill scores. Unter einem Skill score versteht man generell ein Gütemaß, mit dessen Hilfe die Qualität einer Vorhersage an der Qualität einer anderen gemessen wird. Allgemein ist ein solcher Skill score durch

$$SKSC = \frac{SC(\text{Vorhersage}) - SC(\text{alternative Vorhersage})}{SC(\text{Ideal}) - SC(\text{alternative Vorhersage})}$$

gegeben. SC bezeichnet ein beliebiges Gütemaß, SC(Ideal) den Idealwert dieses Gütemaßes.

Korrelationskoeffizient:

$$CC = \frac{\overline{(F - R - (\overline{F - R})) * (A - R - (\overline{A - R}))}}{\sqrt{(\overline{F - R - (\overline{F - R}))})^2 * (\overline{A - R - (\overline{A - R}))})^2}}$$

Der Querstrich symbolisiert die Mittelbildung über die Differenzen und im Zähler. R ist eine Referenzvorhersage. Wählt man als Referenzvorhersage die Erhaltungsneigung, so wird der Tendenzkorrelationskoeffizient berechnet, mit dem Klima als Referenzvorhersage der Anomaliekorrelationskoeffizient.

Wertebereich: -1 bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: besonders empfindlich gegenüber Phasenfehlern in der Vorhersage

Zwischen der Reduktion der Varianz und dem Korrelationskoeffizienten besteht der folgende Zusammenhang:

$$CC = \frac{\alpha \times \alpha + RV}{2 \times \alpha}$$

dabei ist α über

$$\alpha^2 = \frac{\overline{(F - R - (\overline{F - R}))^2}}{(\overline{A - R - (\overline{A - R}))})^2}$$

definiert. Für den Spezialfall, dass α den Wert 1 annimmt (Vorhersage und Analyse haben die gleiche Abweichung von der Referenzvorhersage) ist RV mit CC durch

$$RV = 2 \times CC - 1$$

verknüpft. Der Verlauf dieser Geraden ist in der Abb. 9-1 als gestrichelte Linie eingetragen. Das heißt, für den Fall RV=0 (keine Prognoseverbesserung gegenüber der Alternativvorhersage) ist der Korrelationskoeffizient 0,5. Dies ist wohl auch einer der Gründe dafür, dass ein Korrelationskoeffizient von 0,6 als Anzeichen für eine noch zu verwertende Vorhersage angesehen wird.

Zur Verifikation von Druck- oder Geopotentialvorhersagen wird häufig auch der Skill score S1 verwendet, der durch

$$S1 = 100 * \frac{\sum |G_v - G_b|}{\sum \max(|G_v|, |G_b|)}$$

definiert ist. Dabei bedeuten:

G_b : beobachteter Gradient des betrachteten Wetterelementes

G_v : vorhergesagter Gradient des betrachteten Wetterelementes

Wertebereich: -200 bis 100

Bester Wert: 100

Die Summation wird über alle betrachteten benachbarten Punkte in der Beobachtung oder der Analyse ausgeführt.

3.2.2 Kategorische Maßzahlen

Die oben bereits beschriebene Kategorisierung binärer Ereignisse erlaubt es, Kontingenztabelle der folgenden Art aufzustellen:

	Beobachtung	
	Ja	Nein
Vorher-		
sage	Ja	Nein
	A	B
	C	D

A ist die Anzahl der Fälle, in der das interessierende Ereignis sowohl beobachtet als auch vorhergesagt wurde,

D die Anzahl der Fälle, in denen das Ereignis nicht beobachtet und auch nicht vorhergesagt wurde. Die Summe A+D gibt also die Anzahl der korrekten Vorhersagen an, während B und C die falschen Vorhersagen kennzeichnen. Aus diesen vier Elementen der Kontingenztabelle lassen sich eine Reihe von Gütemaßen berechnen, mit denen unterschiedliche Eigenschaften von Vorhersagen charakterisiert werden können. Diese Gütemaße wurden meist in der englischsprachigen Literatur eingeführt, so dass sich im allgemeinen auch englische Bezeichnungen eingebürgert haben.

Prozentzahl korrekter Vorhersagen (percent correct score, hit rate)

$$PEC = \frac{A + B}{A + B + C + D}$$

Wertebereich: 0 bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Es dominiert die häufigste Kategorie. Bei seltenen Ereignissen liegt PEC meist nahe bei 1 und täuscht gute Vorhersageleistungen vor.

Probability of detection

$$POD = \frac{A}{A + C}$$

Wertebereich: 0 bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Es werden nur richtige ja-Aussagen erfasst, falsche Alarme werden ignoriert. Durch zu häufiges Vorhersagen das ja-Ereignisses kann POD maximiert werden.

False alarm ratio

$$FAR = \frac{B}{A + B}$$

Wertebereich: 0 bis 1

Bester Wert: 0

Eigenschaften: Es werden nur falsche Alarme berücksichtigt. Das Gütemaß kann durch zu geringe Häufigkeit von ja-Aussagen maximiert werden.

Probability of detection and false alarm ratio sind deshalb keine perfekten Gütemaße, weil sie jeweils nur einen Teilaspekt der Vorhersagequalität reproduzieren.

Threat score (critical success index)

$$THS = \frac{A}{A+B+C}$$

Wertebereich: 0 bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Der threat score ist zur allgemeinen Charakterisierung der Vorhersage besser geeignet als probability of detection und false alarm rate, da sowohl falsche Alarme als auch fehlende richtige Vorhersagen einbezogen werden. Allerdings können die Ergebnisse von Stichproben mit unterschiedlichen Werteanzahlen nicht sinnvoll miteinander verglichen werden.

Frequency bias:

$$FBI = \frac{A+B}{A+C}$$

Wertebereich: 0 bis ∞

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Dieses Maß liefert keine direkte Aussage zu Güte der Vorhersage, sondern gibt nur das Verhältnis der vorhergesagten zur beobachteten Häufigkeit des ja-Ereignisses an.

Die bisher beschriebenen Gütemaße sind ähnlich wie der absolute Fehler oder die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler für kontinuierliche Variable Fehlercharakteristiken, die den Wert der Vorhersage an sich ohne den Vergleich zu einer alternativen Prognose ausdrücken. Auch für kategorische Variable gibt es etwa analog zur Reduktion der Varianz Skill scores. Hierzu zählen der **Equitable Threat Score**:

$$ETS = \frac{A - A_r}{A+B+C - A_r}$$

A_r ist ein alternativer Wert für die Anzahl richtiger Vorhersagen, der entweder aus der Erhaltungsneigung, dem Klima oder dem Zufall ermittelt werden kann. Wird der Zufall verwendet, so ergibt sich A_r aus

$$A_r = \frac{(A+B) \times (A+C)}{A+B+C+D}$$

Wertebereich: -1/3 bis 1

Bester Wert: 1

Häufig wird auch der **Heidke Skill Score** verwendet, der mit

$$HSS = \frac{A+D-R}{A+B+C+D-R}$$

definiert ist. R ist die aus einer alternativen Vorhersage zu gewinnende Anzahl der Werte $(A+D)_a$, die bei Verwendung des Zufalls durch

$$R = \frac{(A+B) \times (A+C) + (C+D) \times (B+D)}{A+B+C+D}$$

gegeben ist.

Relativ oft wird auch das **Mass True skill statistics** (TSS, Hanssen-Kuipers Diskriminate) angewandt. TSS ist durch

$$TSS = \frac{A \times D - B \times C}{(A+C) \times (B+D)}$$

gegeben und kann anschaulicher auch als

$$TSS = \frac{A}{A+C} + \frac{D}{B+D} - 1$$

dargestellt werden. TSS ist somit die Summe von POD für das ja-Ereignis und POD für das nein-Ereignis. Aus Normierungsgründen wird 1 subtrahiert.

Wertebereich: -1 bis 1

Bester Wert: 1

Eigenschaften: Der Zufall liefert einen TSS-Wert von 0. Bei Werten über 0 ist eine Vorhersage also besser als der Zufall.

3.2.3 Verifikation von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen

Ein analoges Maß für den mittleren quadratischen Fehler zur Verifikation der Vorhersagen für kontinuierliche Variable ist bei der Verifikation von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen der sogenannte **Brier Score**. Er ist mit

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - o_i)^2$$

definiert. f_i ist der Wert der Wahrscheinlichkeitsvorhersage, o_i der Beobachtungswert. Handelt es sich um Beobachtungen für einzelne Orte und Zeitpunkte, so kann die beobachtete Wahrscheinlichkeit nur den Wert 0 oder 1 annehmen. Betrachtet man dagegen ein Gebiet oder einen Zeitraum, so kann die beobachtete Wahrscheinlichkeit auch aus der relativen Häufigkeit der Beobachtungen in der betrachteten Kategorie liegen (z. B.: Für ein Gebiet wird eine Wahrscheinlichkeit des Niederschlags über 1 mm pro Stunde von 30 % vorhergesagt. An 3 von 11 Stationen im Gebiet wird dieser Niederschlagswert überschritten. Die beobachtete Wahrscheinlichkeit wäre damit also etwa 27 %.)

Eine von Murphy (1973) vorgeschlagene Aufteilung des Brier Scores führt zu

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^L \sum_{i=1}^{M_k} [(f_k - \bar{o}_k)^2 - (\bar{o}_k - \bar{o})^2 + (\bar{o} - o_{ik})^2]$$

Dazu wird das mögliche Spektrum der Wahrscheinlichkeiten in L Kategorien eingeteilt. Mit \bar{O}_k wird der mittlere Wert der beobachteten Häufigkeit in der k-ten Kategorie bezeichnet.

\bar{O} ist der Mittelwert der beobachteten Häufigkeiten in der gesamten Stichprobe. M_k ist die Anzahl der Fälle in der Kategorie k. Der erste Summand beschreibt die

tatsächliche Differenz zwischen Vorhersage und der mittleren Häufigkeit in der jeweiligen Kategorie. Er entspricht dem in der Tabelle im Abschnitt 2 mit „Genauigkeit“ umschriebenen Begriff. Der zweite Summand beschreibt die in der obigen Tabelle genannten Unterschiede zwischen bedingten Mittelwerten und dem Gesamtmittel. Schließlich entspricht der dritte Summand der in der Tabelle mit Varianz der Beobachtungen bezeichneten Kategorie.

Die hier vorgestellte Auflistung von Gütemaßen beschreibt nur die am häufigsten gebrauchten Indices. Insbesondere zur Verifikation kategorischer Aussagen existieren noch eine ganze Reihe weiterer Maßzahlen (siehe Murphy und Daan 1985, Stanski et al. 1989, Wilks 1995)

4 Einige Beispiele

Die folgenden Abbildungen enthalten Beispiele wie sie für einige der oben genannten Zwecke und Variablen typisch sind.

In der Überwachung des täglichen Ablaufs der operationellen Vorhersagen werden für nahezu alle prognostizierten **und** beobachteten meteorologischen Variablen aktuelle Fehlermaße und/oder deren horizontale und zeitliche Verteilung berechnet. Die Abb. 9-1 und 9-2 zeigen den zeitlichen Verlauf der Zusammenhang zwischen dem Anomaliekorrelationskoeffizient (ANOC) und der Reduktion der Varianz (RV) für das Geopotential der 500 hPa-Fläche und den auf das Meeresniveau reduzierten Bodendruck für das Gebiet der Nordhalbkugel und für Europa. Für die Nordhalbkugel liegen die Kurven nahe der Geraden, dass die Abweichung der Prognose vom Klima nicht merklich von der Abweichung der Analyse vom Klima differiert. Sind diese Verhältnisse für mehrere aufeinanderfolgende Einzelfälle oder in einem längeren Zeitraum nicht gegeben, so deutet dies auf Defizite im operationellen System hin, deren Ursache gefunden werden muss. Bei kleineren aus der Hemisphäre (wie etwa für das Gebiet Europa) können diverse Einflüsse dazu führen, dass die aktuelle ANOC-RV-Kurve von der Kurve $RV=2*CC-1$ abweicht.

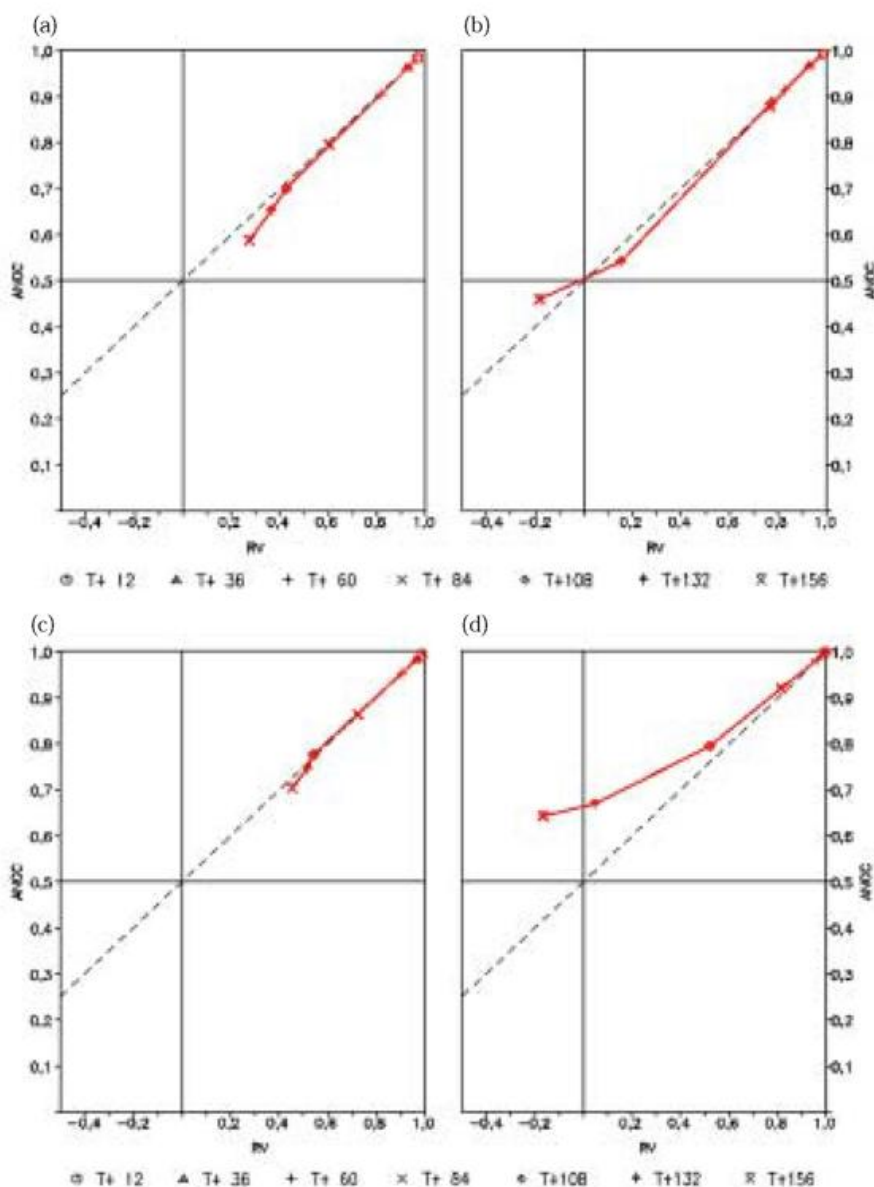


Abb. 9-1: Zusammenhang zwischen der Reduktion der Varianz (RV) und dem Anomaliekorrelationskoeffizienten (ANOC) für eine Vorhersage des Bodendrucks. (a) für die Nordhalbkugel, (b) für Europa. Vorhersagetermine: T+12, +36, +60, +84, +108, +132 und +156 Stunden. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf der Geraden: $RV=2*CC-1$ an.

Abb. 9-2: wie Abb. 9-1, hier für das Geopotential 500 hPa.

Einen Überblick zu Verifikationsergebnissen für einen größeren Zeitraum erhält man durch die Berechnung von Zeitreihen einzelner Gütemaße. Die Abb. 9-3 und 9-4 zeigen solche Zeitreihen in einem gleitenden Mittel über 30 Tage. Darstellungen dieser Art sind dazu geeignet, typische Modelldefizite aufzudecken und somit den Modellentwicklern Ansätze zur Modellverbesserung zu liefern. Sie dienen aber auch dazu, den Nutzern der Vorhersagen Informationen in die Hand zu geben, die ihnen die Interpretation der Modellergebnisse erleichtern können. Im vorliegenden Fall der Zeitreihen des mittleren Fehlers der Vorhersagen der 2 m-Temperatur für 12 UTC bzw. des Maximums der 2 m-Temperatur erkennt man einen deutlichen Jahresgang des Vorhersagefehlers. Die Temperatur zum Termin 12 UTC wurde vom Deutschland-Modell im Winter generell zu niedrig, im Sommer generell zu hoch vorhergesagt. Besonders auffällig sind dabei besonders starke negative Werte des Bias im Frühjahr. Die Ursachen hierfür lagen darin begründet, dass sich der „Modellerdboden“ im Winter sehr stark mit Feuchtigkeit angereichert hatte (Ansammlung eines Feuchtereservoirs durch die Winterniederschläge bei nur geringer Verdunstung). Während der ersten Strahlungstage im Frühjahr wurde diese in reichlichem Maße vorhandene Feuchte zu rasch verdunstet. Es wurde zu viel latente Energie verbraucht und die Temperatur daher zu niedrig vorhergesagt. Im Sommer wurde das Maximum der Temperatur zwar im Mittel meist richtig prognostiziert, aber etwa 1 bis 3 Stunden zu früh. Mit solchem Wissen ist es einerseits möglich, den Vorhersagen des Modells bei der Formulierung der an die Öffentlichkeit weitergegebenen Vorhersagen unter dem Vorbehalt zu verwenden, da man den situationsbezogenen systematischen Fehler kennt. Andererseits kann man bei der Kenntnis der Kausalkette diese systematischen Fehler zumindest teilweise zu beheben. Nach der Einführung des Lokal-Modells in den operationellen Betrieb ist die Überschätzung der Temperatur in den Sommermonaten gedämpft. Auch die extrem niedrigen Werte des mittleren Temperaturfehlers im zeitigen Frühjahr, die noch beim Deutschland-Modell zu verzeichnen gewesen sind, treten nun nicht mehr in dieser Form auf. Die Ursache hierfür ist in einer speziell für das Lokal-Modell formulierten Modifikation der Beziehung zwischen der Feuchte im „Modellerdboden“ und der Temperatur im 2m-Niveau, die März 2000 in die operationellen Rechnungen eingeführt wurde.

Verifikationsergebnisse über einen noch längeren Zeitraum sind in der Abb. 9-5 enthalten. Sie zeigt den Trend der Vorhersagequalität für den auf Meeresebene reduzierten Bodendruck für das Gebiet Europa und den Nordatlantik für den Zeitraum seit 1968. Im Jahre 1968 betrieb der DWD zunächst das Barokline Modell (BKL), das 1978 durch das Barokline Feuchte Modell (BKF) abgelöst wurde. Dem folgte 1991 das Global-Modell (GM). Schließlich wurde Ende 1999 das GME operationell. Der Verlauf der durch den Tendenzkorrelationskoeffizienten gekennzeichneten Vorhersagequalität zeigt einige spezifische Besonder-

heiten. Zunächst war mit jedem Modellwechsel auch ein markanter Sprung in der Vorhersagequalität verbunden. Während des Einsatzes eines jeden Modells führten die Modellveränderungen zu einer stetigen Verbesserung der Vorhersagequalität. Dies ist besonders beim BKL und dem BKF sichtbar. Der seit 1991 im Kurzfristbereich erzielte Standard ist relativ hoch und kann, zumindest im Mittel, nur noch geringfügig verbessert werden. Eine besondere Stellung in dieser Zeitreihe hat das Jahr 1995. Obwohl in diesem Jahr keine markanten Änderungen am Modell vorgenommen wurden, ist Prognosegüte im Mittelfristzeitraum höher als in den Jahren zuvor und kurz danach. Die Ursache hierfür ist in den speziellen Zirkulationsverhältnissen in diesem Jahr zu sehen. Der Fortschritt des GME gegenüber dem GM zeigt sich daher vor allem im Mittelfristzeitraum. Vergleicht man den Wert des Tendenzkorrelationskoeffizienten im Jahr 1998 mit den Daten von 2001, so kann man feststellen, dass die Qualität der Prognose, die **1968 für einen Tag** erzielt wurde **gegenwärtig** für einen Prognosezeitraum von etwa **sechs Tagen** erreicht wird. Dieses Ergebnis dürfte vor allem im administrativen Bereich von Bedeutung sein, denn es ist ein Beleg dafür, dass sich sowohl die aufgewandten Mittel bei der Entwicklung der neuen Modelle als auch zur Beschaffung neuer Rechenanlagen ausgezahlt haben.

Ein letztes Beispiel soll die Anwendung kategorischer Maßzahlen bei der Verifikation verdeutlichen. Die Abb. 9-6, 9-7 und 9-8 zeigen die Monatssummen des beobachteten und den mit den Modellen LM und GME vorhergesagten Niederschlag für den November 2001. Offensichtlich ist es mit dem GME nur möglich, die sich aus der großräumigen synoptischen Situation ergebenden Niederschlagsmengen vorherzusagen. Mit dem LM werden dagegen auch die durch die Orographie geprägten Modifikationen des Niederschlagsfeldes qualitativ richtig erfasst. So findet man insbesondere die in den Mittelgebirgen beobachteten Maxima auch in den Modellrechnungen wieder. Allerdings muss auch festgestellt werden, dass mit dem LM Luv-Lee-Effekte etwas übertrieben simuliert werden.

Die aus den täglichen Niederschlagsbeobachtungen und den korrespondierenden Modellvorhersagen errechneten Werte der Maße Frequency bias (FBI), False alarm ratio (FAR), Probability of detection (POD) und True skill statistics (TSS) für eine Niederschlagssumme von mehr als 1mm pro Tag zeigt die folgende Tabelle.

Modell	FBI	FAR(%)	POD(%)	TSS(%)
GME	0,87	7,0	80,9	75,5
LM	0,98	10,3	86,0	78,6

Man erkennt, die leichte Unterschätzung des Niederschlags durch das GME (FBI=0,87), die naturgemäß mit einer geringeren Anzahl falscher Alarme aber auch mit einer niedrigeren Anzahl richtiger ja-Vorhersagen

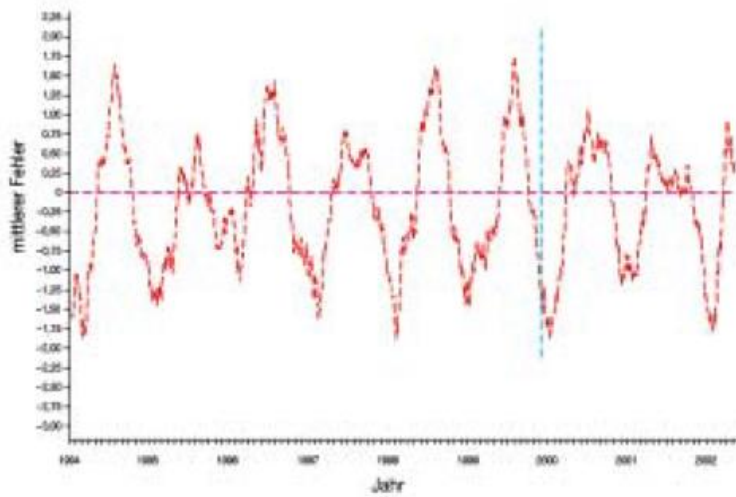


Abb. 9-3:

Zeitreihe des mittleren Fehlers der Vorhersagen für T+24 Stunden der 2 m-Temperatur für den Termin 12 UTC seit Januar 1994. Der Wechsel vom DM zum LM ist durch die blaue Linie markiert.

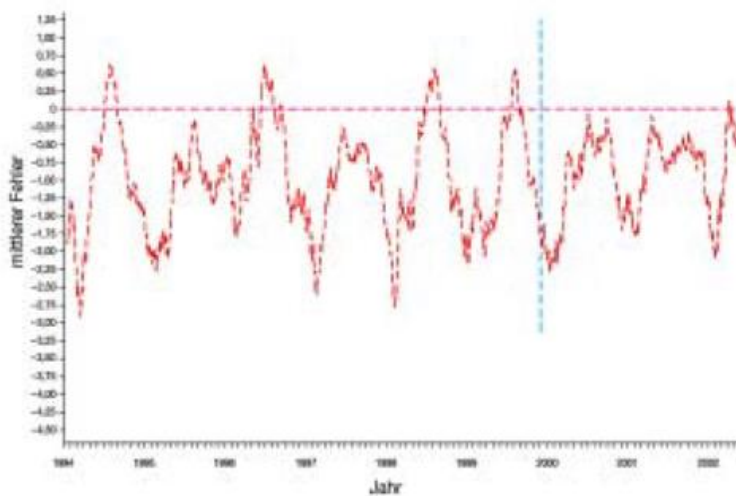


Abb. 9-4:

Zeitreihe des mittleren Fehlers der Vorhersagen der 2 m-Maximumtemperatur (Vorhersagezeit 12 bis 18 Stunden) seit Januar 1994. Der Wechsel vom DM zum LM ist durch die blaue Linie markiert.

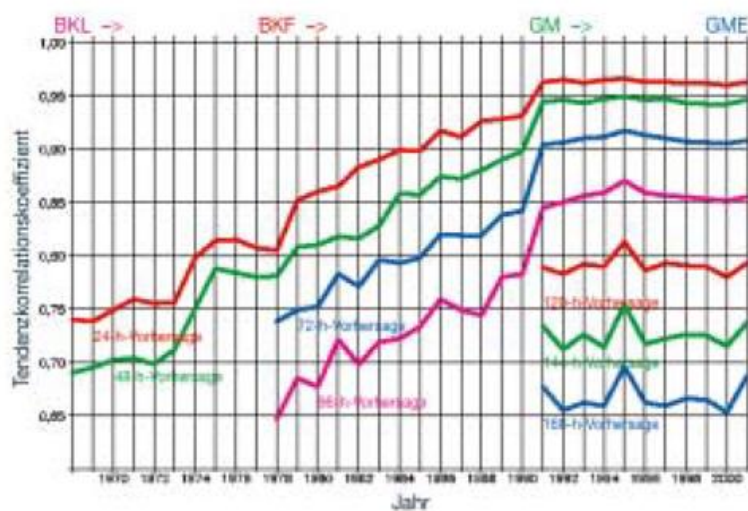


Abb. 9-5:

Zeitreihe des Tendenzkorrelationskoeffizienten für die Vorhersage des auf NN reduzierten Bodendrucks im Gebiet Europa - Nordatlantik für den Zeitraum 1968 bis 2001. Angegeben sind die Ergebnisse der Vorhersagen für T+24, +48, +72, +96, +120, +144 und +168 Stunden. Die Zeitpunkte der Wechsel im Modell sind oben markiert.

verbunden ist. Die LM-Prognosen mit einem Frequency bias nahe 1 verursachen zwar eine höhere Anzahl falscher Alarme bringen aber auch eine bessere Vorhersage des ja-Ereignisses mit sich. Das Maß TSS zeigt schließlich, dass das LM im betrachteten Monat in der gesamten Wichtung von ja- und nein-Aussagen die besseren Vorhersagen geliefert hat.

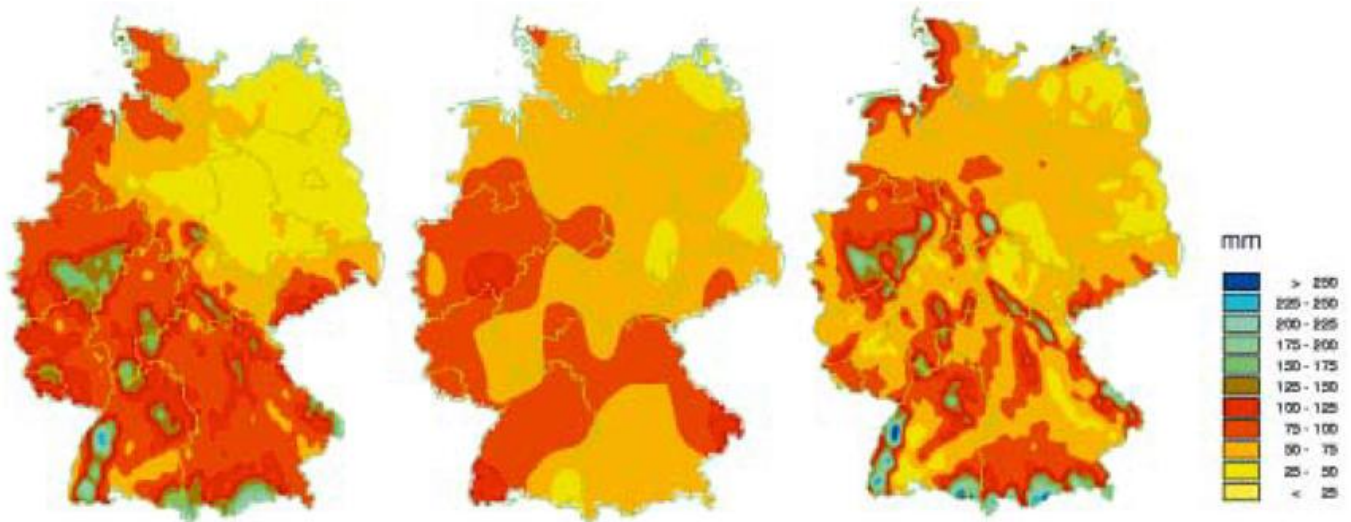


Abb. 9-6: Monatssummen des Niederschlags im November 2001 angegeben in mm. (a) beobachtet, (b) Vorhersage des Modells GME, (c) Vorhersage des Modells LM.

5 Schlussbemerkung

Die hier vorgestellten Techniken zur Verifikation von Wettervorhersagen sind ein wesentlicher Bestandteil eines jeden operationellen Systems, mit dessen Hilfe Prognosefehler entdeckt und gegebenenfalls in der Zukunft vermieden werden können. Bei der Nutzung von Wettervorhersagen in der Praxis sollten die prinzipiellen Grenzen der Prognosen bekannt sein, damit man sie in die weiteren Entscheidungsprozesse einbeziehen kann. In diesem Zusammenhang muss jedoch auch eine Information zum ökonomischen Nutzen der Prognosen bzw. zum möglichen Risiko bei Fehlvorhersagen bekannt sein.

Literatur:

- MURPHY, A.H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J Appl. Meteor.*, 12, 595-600.
- MURPHY, A.H., DAAN, H., 1985: Forecast evaluation, Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences, in: A.H. Murphy, R.W. Katz (Herausgeber), Westview Press 349-437.
- MURPHY, A.H., 1993: What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting. *Wea. and Forecasting*, 8, 281-293.
- STANSKI, H.R., WILSON, L.J., BURROWS, W.R., 1989: Survey on common verification methods in meteorology, WMO/TD. No. 358.
- WILKS, D.S., 1995: Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction, Academic Press, San Diego, 467 S.

10 A. BEHRENS Seegangsvorhersage

1 Einleitung

Zahlreiche Aktivitäten in den Küstengewässern und auf hoher See werden durch den Seegang beeinflusst. Die Sicherheit im Schiffsverkehr oder auch Arbeiten auf hoher See, zum Beispiel auf Förderplattformen, begründen die traditionelle Motivation für die Vorhersage des Seezustandes. Ob nun auf der globalen Skala oder in einem lokalen Meeresgebiet betrachtet, ist der Seegang immer das Resultat der ozeanischen Windverhältnisse, der entsprechenden Tiefenverteilung und der Küstenlinien. So erlaubt die Kenntnis über den Wind eine Diagnose des Seezustandes, der entsprechend den Windfeldern in Raum und Zeit beträchtlich variieren kann. Da der Wind für kurze Zeiträume mit atmosphärischen Modellen vorhergesagt werden kann, gilt dies daher auch für den Seegang und erlaubt damit eine numerische Seegangsvorhersage. Beim Deutschen Wetterdienst wird neben der operationellen numerischen Wettervorhersage seit über 20 Jahren, in enger Zusammenarbeit mit dem GKSS Forschungszentrum, auch eine Seegangsvorhersage betrieben. Ein erstes numerisches Wellenmodell der zweiten Generation (HYPA: **H**ybrid **P**arametric) für Tiefwasser lieferte ab 1981 Seegangsdaten für den Nordatlantik. 1992 wurde dieses Modell durch ein modernisiertes System erweitert, welches eine Tiefwasserversion für den Nordatlantik und zwei Flachwasserversionen des Modells für den nordeuropäischen Schelf sowie für die Ostsee enthielt (Behrens und Schrader 1994). Dieses System arbeitete erfolgreich bis Ende 1999. Zu diesem Zeitpunkt begann beim Deutschen Wetterdienst eine neue Ära in der Seegangsmodellierung durch den Schritt vom Wellenmodell zweiter Generation HYPA zu dem Modell dritter Generation WAM (**W**ave **M**odel). Das neue, erweiterte Seegangsvorhersagesystem nahm Ende 1999 seinen Betrieb auf und beinhaltet ein globales Modell (GSM) und ein lokales Modell (LSM) für die Nordsee, die Ostsee und die Adria. Bei beiden handelt es sich um Flachwasserversionen des WAM Cycle 4. Ermöglicht wurde diese aufwändige Seegangsvorhersage durch ein massiv-paralleles Rechnersystem, das zu dieser Zeit beim Deutschen Wetterdienst installiert worden war. Ein weiteres Modell zur Berechnung von Seegangsprognosen für das Mittelmeer (MSM) vervollständigte ab August 2001 das Seegangsvorhersagesystem. Einen kurzen Überblick über die Physik des WAM Cycle 4 gibt Abschnitt 2, die einzelnen Modelle des Seegangsvorhersagesystems werden nachfolgend in Abschnitt 3 ausführlich beschrieben. Abschnitt 4 diskutiert einige repräsentative Beispiele zur Validation der numerischen Modellergebnisse mit Bojenmessdaten. Abschnitt 5 behandelt weitere Aktivitäten im direkten

Zusammenhang mit der Seegangsvorhersage und abschließend gibt Abschnitt 6 eine Zusammenfassung und einen Ausblick. Eine allgemeine Einführung in die Wellenanalyse und Wellenvorhersage liefert der Guide der WMO (1998).

2 Das Wellenmodell WAM Cycle 4

Das WAM-Modell beschreibt die Entwicklung eines zweidimensionalen Seegangsspektrums. Im Gegensatz zu den Modellen erster und zweiter Generation wird dabei keine Annahme über die Form des Spektrums vorgegeben. Das WAM-Modell berechnet das zweidimensionale Wellenspektrum durch die Integration der Energiebilanzgleichung:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \phi}(\dot{\phi} F) + \frac{\partial}{\partial \lambda}(\dot{\lambda} F) + \frac{\partial}{\partial \theta}(\dot{\theta} F) = S$$

F: spektrale Energiedichte in Abhängigkeit von
(f, θ , ϕ , λ)

f: Frequenzen

q: Richtungen

f: Breiten

l: Längen

$\dot{\phi}$, $\dot{\lambda}$, $\dot{\theta}$, beschreiben die Änderung der Position und Ausbreitungsrichtung eines Wellenpaketes, das sich entlang eines Großkreises bewegt.

Die Quellfunktion S repräsentiert die Summe der Beiträge aus Windinput S_{in} , Dissipation durch „white capping“ S_{dis} und der nichtlinearen Wechselwirkung S_{nl}

$$S = S_{in} + S_{dis} + S_{nl}$$

Um diese Tiefwasser-Energiebilanzgleichung zu einer entsprechenden Gleichung für Flachwasser zu verallgemeinern, findet eine vierte Quellfunktion S_{bf} Berücksichtigung, die den Energieverlust durch die Bodenreibung beschreibt. Darüber hinaus müssen auch die anderen Terme der Gleichung leicht modifiziert werden, um über die Dispersionsrelation eine Tiefenabhängigkeit zu gewährleisten. WAMDI group 1988, Günther et al. 1991 und Komen et al. 1994 enthalten weitergehende, detaillierte Angaben zur Physik des WAM-Modells.

Die im Folgenden beschriebenen drei Modelle berechnen jeweils die zweidimensionalen Wellenspektren an allen aktiven Gitterpunkten. Dabei wird das Spektrum durch eine Anzahl von Frequenzen repräsentiert, die im logarithmischen Abstand von der minimalen Frequenz 0,04177 Hz ausgehen und sich über insgesamt 25 Frequenzbänder bis 0,41145 Hz erstrecken. Das entspricht Wellen mit einer Periode zwischen 24 und 2,4

Sekunden. Typische Wellenlängen liegen zwischen 1,5 und 1000 Metern. Die Richtungsauflösung beginnt bei $7,5^\circ$ und beträgt konstant 15° , so dass ein jedes Spektrum $25 \cdot 24 = 600$ Werte für die Energiedichte am entsprechenden Gitterpunkt enthält. Die Abb. 10-1 zeigt ein typisches Beispiel eines zweidimensionalen Energiedichtespektrums. Dargestellt sind die Isolinien der Energiedichte im Frequenz-Richtungsraum an einer Station bei Helgoland.

3 Die Wellenmodelle des Seegangsvorhersagesystems

Die Modellkette des Seegangsvorhersagesystems beim Deutschen Wetterdienst umfasst die drei einzelnen Flachwassermodelle GSM, LSM und MSM. Sie laufen jeweils zweimal (um 0 UTC und um 12 UTC) in der täglichen Routine parallel zu den atmosphärischen Modellen GME und LM, um eine möglichst frühzeitige Verfügbarkeit der Seegangsvorhersagedaten für die Nutzer zu gewährleisten. Alle drei Modelle geben in regelmäßigen, dreistündigen Zeitabständen bis zum Ende der aktuellen Vorhersage für jeden aktiven Modellgitterpunkt einen 9-Parametersatz im Grib-Code aus, der die folgenden integrierten Parameter enthält: totale signifikante Wellenhöhe, signifikante Wellenhöhe der Windsee, Peakperiode der Windsee, mittlere Richtung der Windsee, signifikante Wellenhöhe der Dünung, Peakperiode der Dünung, mittlere Richtung der Dünung, sowie zusätzlich die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung. Darüber hinaus werden von den Modellen die Restarterfelder für die jeweils nächste Vorhersage bereitgestellt.

3.1 Das globale Seegangmodell (GSM)

In der Modellkette innerhalb des Seegangsvorhersagesystems ist das globale Modell GSM das Schwergewicht. Mit seinen 65257 aktiven Gitterpunkten in dem sphärischen Gitter der räumlichen Auflösung $\Delta\lambda$

= $\Delta\phi = 0,75^\circ$ erfordert es mit Abstand den größten Rechenaufwand. In der numerischen Routine wird mit diesem Modell zweimal pro Tag, jeweils parallel zum atmosphärischen GME des Deutschen Wetterdienstes, eine 174-stündige Vorhersage berechnet.

Die erforderliche Tiefenverteilung für das Modellgitter wurde vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) zur Verfügung gestellt. Der Modellzeitschritt für die Berechnung der Propagation ergibt sich aus der Auflösung des Gitters und beträgt $\Delta t = 15$ min.

Die Windfelder, die das GSM antreiben, werden als U_{10} -Winde (Wind in 10 m Höhe) vom GME in der passenden $0,75^\circ$ -Auflösung zur Verfügung gestellt. Aus den Bodentemperaturfeldern des GME wird darüber

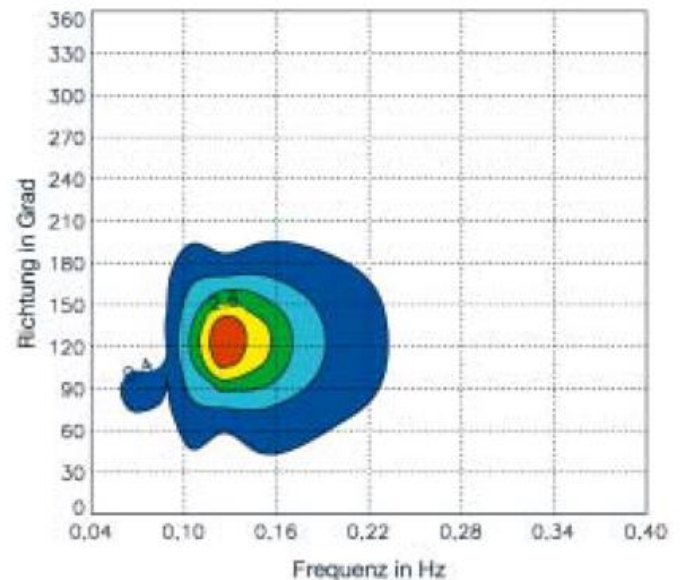


Abb. 10-1: Zweidimensionales Energiedichtespektrum an der Station Helgoland am 03.02.1998, 9 UTC. Isolinien der Energiedichte in $m^2/(Hz \text{ rad})$. Die signifikante Wellenhöhe errechnet sich aus dem Spektrum zu 2,92 m, bei einem Wind von 14,6 m/s in Richtung $123,28^\circ$.

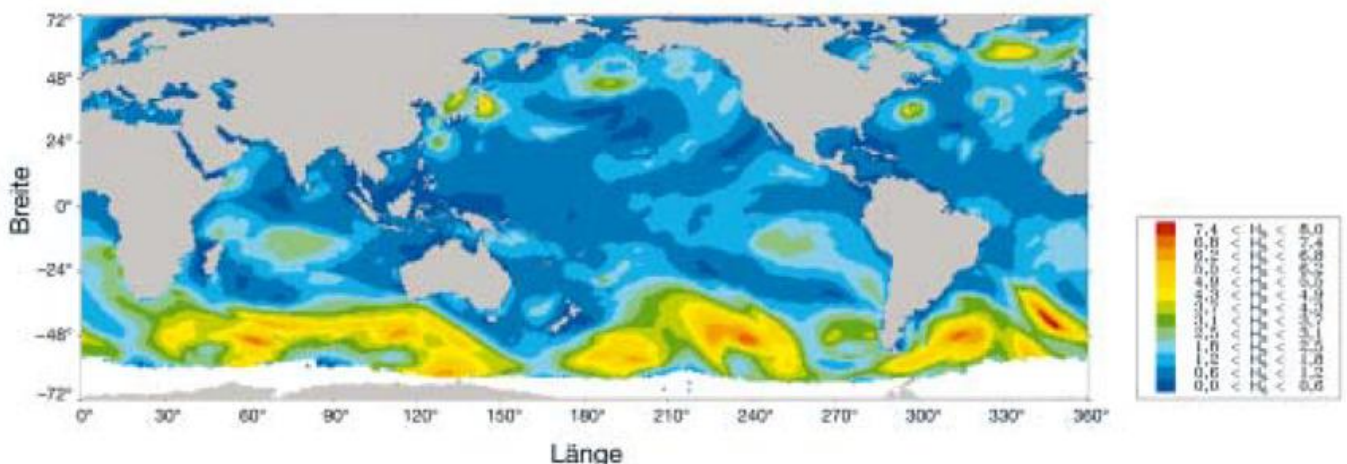


Abb. 10-2: Verteilung der signifikanten Wellenhöhen H_s im globalen Modell GSM.

hinaus eine Eisinformation abgeleitet, die für die erforderliche Berücksichtigung der Eisbedeckung im GSM genutzt wird. Während der Berechnung der Seegangsvorhersage wird diese Eisverteilung für den Vorhersagezeitraum als konstant angenommen.

Die an jedem Gitterpunkt des Modellgebietes errechneten vollständigen zweidimensionalen Spektren werden, außer im Falle der Restart-Felder, nur noch als Randwertinformation an den Randpunkten der nachfolgenden Regionalmodelle ausgegeben.

Die Abb. 10-2 zeigt ein Beispiel aus einer Routinevorhersage und zwar die Verteilung der signifikanten Wellenhöhen auf der globalen Skala am 21.09.2001 um 0 UTC. Zu diesem Zeitpunkt herrschten in der Nordhemisphäre relativ ruhige Verhältnisse, wohingegen in der Südhemisphäre mehrere größere Sturmtiefs mit Wellenhöhen bis etwa 8 m zu erkennen sind.

3.2 Das lokale Seegangmodell (LSM)

Das lokale Seegangmodell LSM, welches die drei Seegebiete Nordsee, Ostsee und Adria umfasst, berechnet in der Routine zweimal pro Tag eine 48-stündige Vorhersage. Die räumliche Auflösung des LSM beträgt in dem verwendeten sphärischen Modellgitter $\Delta\lambda = 10'$ und $\Delta\varphi = 6'$, entsprechend etwa 10 km. Der Tiefenverteilung im Modellgebiet liegt die Topographie des Strömungsmodells des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) zugrunde, ergänzt durch entsprechende Daten im Bereich der nördlichen Nordsee und in der Adria. Insgesamt ergeben sich aus der gesamten Topographie für das Modellgitter des LSM 14114 aktive Gitterpunkte, an

denen jeweils das zweidimensionale Energiespektrum berechnet wird. Der Modellzeitschritt für die Propagation beträgt dabei $\Delta t = 5$ min.

Die Windfelder, die das LSM antreiben, werden vom lokalen atmosphärischen Modell LM des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung gestellt. Dieses Modell arbeitet mit einer räumlichen Auflösung von $0,0625^\circ$ (~ 7 km) für Deutschland und Umgebung. Teile der Nordsee und der Ostsee werden durch das LM nicht abgedeckt, so dass sich daher für das lokale Seegangmodell ein Problem in der Versorgung mit antreibenden Windfeldern einheitlicher Qualität ergibt. In den Bereichen der Nord- und Ostsee, in denen keine LM-Windfelder zur Verfügung stehen, müssen Windfelder aus dem globalen GME entsprechend interpoliert und angefügt werden.

Im Rahmen der numerischen Vorhersageroutine werden vom globalen Seegangmodell GSM Randwerte an das LSM übergeben, die jeweils die volle zweidimensionale spektrale Information enthalten und zeitlich und räumlich auf die Gitterpunkte des offenen LSM-Randes interpoliert werden.

Das LSM berücksichtigt bei seinen Berechnungen die aktuelle Eisverteilung, die in Form einer Eismaske vom BSH zur Verfügung gestellt wird. Diese Eismaske wird vom BSH in unregelmäßigen Abständen, jeweils bei einer Änderung der aktuellen Eisgrenzen aktualisiert.

Ein Beispiel einer LSM-Vorhersage aus der Routine zeigt die Abb. 10-3, die für den 16.11.2001 die Verteilung der signifikanten Wellenhöhen und der Windverhältnisse im Modellgebiet um 0 UTC enthält. Zu diesem Zeitpunkt herrschte Sturm aus nordwestlicher

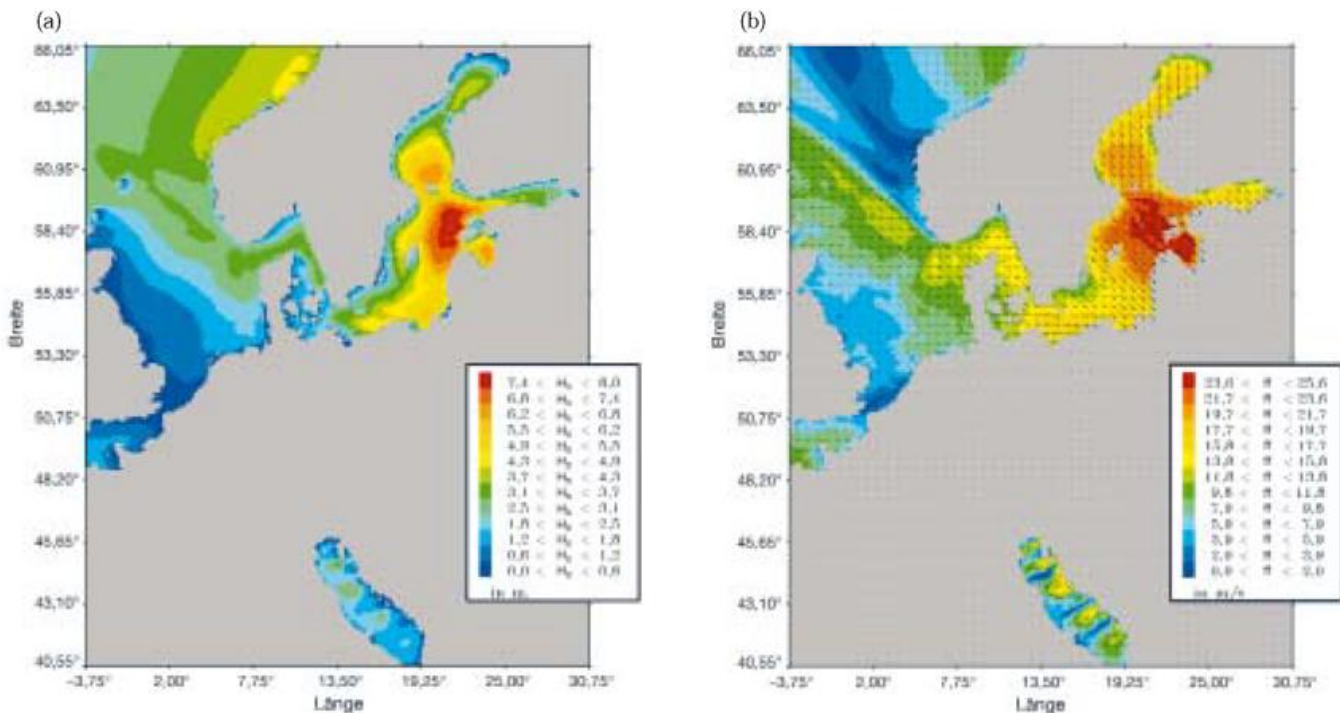


Abb. 10-3: Verteilung der (a) signifikanten Wellenhöhen H_s , (b) der Windgeschwindigkeiten ff und der Richtungen im lokalen Modell LSM am 16.11.2001, um 0 UTC.

Richtung mit Windgeschwindigkeiten um 25 m/s vor der estnischen Küste. Die errechneten Wellenhöhen um etwa 8 m sind ungewöhnlich hoch für die Verhältnisse in der Ostsee. Zeitgleich wurden an der estnischen Küste die höchsten Wasserstände seit 1842 gemessen.

3.3 Das Mittelmeermodell (MSM)

Ab August 2001 komplettiert das Mittelmeermodell MSM in der Routine die numerische Seegangsvorhersage. Zweimal pro Tag rechnet das MSM, genau wie das globale GSM, eine 174-stündige Vorhersage im Gebiet des gesamten Mittelmeeres. Die räumliche Auflösung des zugrundeliegenden sphärischen Modellgitters beträgt $\Delta\lambda = \Delta\varphi = 0,25^\circ \sim 28$ km. Die Tiefenverteilung basiert, wie auch beim GSM, auf der globalen Topographie ($\Delta\lambda = \Delta\varphi = 0,25^\circ$), die vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) zur Verfügung gestellt wurde. Aus dieser Topographie ergeben sich 4226 aktive Gitterpunkte für das MSM. Der Modellpropagationszeitschritt beträgt $\Delta t = 12$ min. Die antreibenden Windfelder werden aus den U_{10} -Windfeldern des globalen GME räumlich auf die Gitterpunkte des MSM interpoliert.

Das Modellgebiet des MSM wird als abgeschlossen betrachtet, es erfolgt keine Randwertversorgung durch das GSM an dem engen Eingang zum Mittelmeer bei Gibraltar.

Im Gegensatz zu den beiden anderen Modellen des Seegangsvorhersagesystems ist beim MSM aus klimatischen Gründen die Berücksichtigung von Eis in den Vorhersagen nicht erforderlich.

Ein repräsentatives Beispiel für eine Vorhersage mit dem MSM enthält die Abb. 10-4, die für den 21.11.2001 die Verteilung der signifikanten Wellenhöhen im Mittelmeer um 0 UTC darstellt. Es handelt sich hierbei um eine Momentaufnahme kurz nach den heftigen Novemberstürmen 2001 im Bereich der Balearen.

4 Validation der Seegangsvorhersage

Aussagen über die Qualität der numerischen Seegangsvorhersagen lassen sich aus Vergleichen der errechneten Daten mit entsprechenden Messdaten ableiten. Im Folgenden werden einige repräsentative Beispiele für das LSM diskutiert, die Vergleiche der modellierten und gemessenen signifikanten Wellenhöhen an drei verschiedenen Bojen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie beinhalten. In der Abb. 10-5a sind die modellierten und die gemessenen Wellenhöhen für die Bojenstation „Elbmündung“ in Form eines Streudiagramms für einen vierzehnmonatigen Zeitraum gegeneinander aufgetragen. Die Übereinstimmung zwischen den LSM-Vorhersagen und den Bojenmessungen ist gut, was auch von der statistischen Auswertung des Vergleiches unterstützt wird. Die Tab. 10-1 gibt eine Übersicht über die genaue geographische Lage und die Statistik der drei betrachteten Stationen. So ergibt sich für die Station „Elbmündung“ (ELB) ein Korrelationskoeffizient von 0,922 und eine systematische Abweichung (Bias) von nur 4 cm, das heißt die modellierten Prognosen sind im Mittel lediglich um 4 cm zu hoch. Auch der Skill, dessen Wert ein Maß für die Qualität der Vorhersagen darstellt, beweist mit seinem Wert von 0,835 die gute Qualität der Vorhersagen (der maximale Wert 1 bedeutet, dass die Vorhersage der Messung entspricht). Ähnliches gilt auch für die Station „Helgoland“ (HEL) in der Abb. 10-5b. Die besten statistischen Werte für den Skill (0,909) und den Korrelationskoeffizienten (0,955) ergeben sich in dem Vergleich an der weiter von der Küste entfernten „Nordseeboje“ (NSB) (Abb. 10-5c). Hier findet sich auch für das Auge des Betrachters die beste Annäherung der Punktwolke an die optimale 45°-Diagonale. Die Vorhersagen sind an dieser Station im Mittel um 10 cm zu niedrig, bei einer höheren mittleren Wellenhöhe im Vergleich zu den beiden anderen Stationen.

Station	Länge in Grad	Breite in Grad	Zeitraum	Anzahl der Vergleiche	Mittel Messung in Meter	Mittel Modell in Meter	Korrelationskoeffizient	Bias in Meter	Scatter-Index in %	Skill
NSB	6,42	55,05	26.09.2000–04.12.2001	969	1,646	1,544	0,955	-0,102	18,8	0,909
HEL	7,92	54,25	06.10.2000–05.12.2001	3084	1,114	1,192	0,910	0,078	29,9	0,786
ELB	8,08	54,05	06.10.2000–05.12.2001	2862	1,001	1,041	0,922	0,041	28,1	0,835

Tab. 10-1: Statistische Parameter der Vergleiche zwischen den gemessenen und modellierten signifikanten Wellenhöhen H_s an den drei Bojenstationen im LSM.

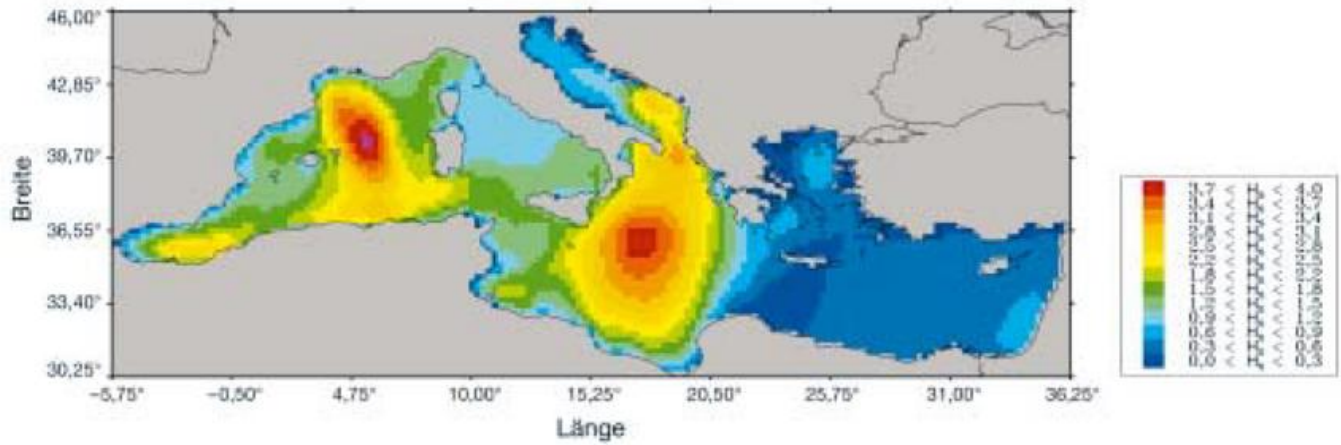


Abb. 10-4: Verteilung der signifikanten Wellenhöhen H_s im Mittelmeermodell MSM.

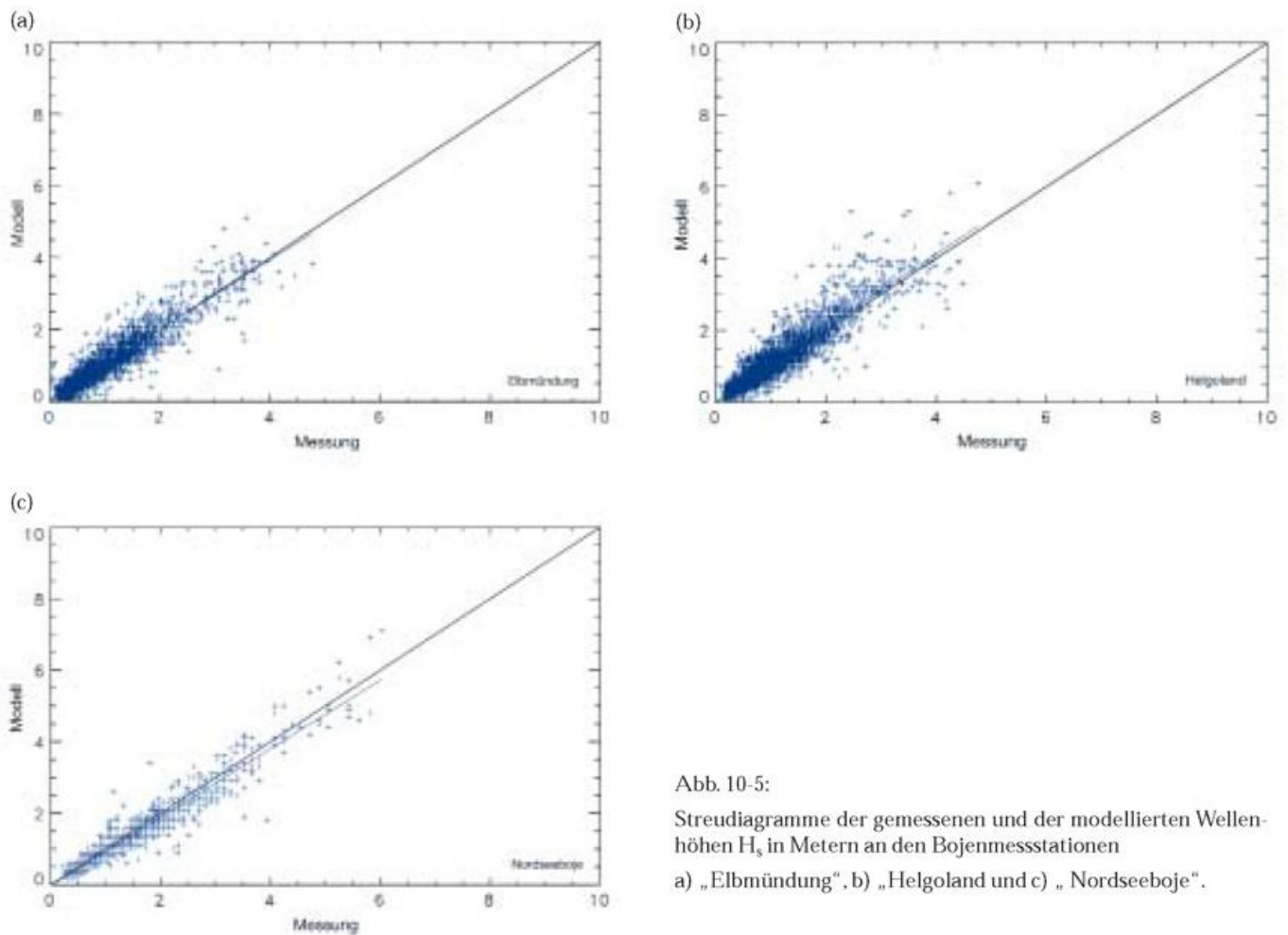


Abb. 10-5: Streudiagramme der gemessenen und der modellierten Wellenhöhen H_s in Metern an den Bojenmessstationen a) „Elbmündung“, b) „Helgoland“ und c) „Nordseeboje“.

Für die Routine steht dem Deutschen Wetterdienst ein Paket zur automatischen Validation zur Verfügung, das im monatlichen Rhythmus eine statistische Tabelle für eine Reihe von Stationen errechnet, die weltweit regelmäßig Meldungen über das GTS-Netz liefern. Für die Zukunft ist darüber hinaus eine Teilnahme des Deut-

schen Wetterdienstes an dem internationalen Vergleich über die Leistung verschiedener Seegangsvorhersagesysteme geplant, der kontinuierlich am Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage durchgeführt wird (Bidlot und Holt 1999).

5 Aktivitäten im Zusammenhang mit der Seegangsvorhersage

Neben den Seegangmodellen, die zur Zeit in der numerischen Vorhersageroutine eingesetzt werden, gibt es zwei weitere Regionalmodelle, die mit der Vorhersageumgebung des Deutschen Wetterdienstes eng verzahnt sind.

5.1 Das Ostseemodell BSM

Im Rahmen des Europäischen Projektes SEAROUTES (Advanced Decision Support for Shiprouting based on Full-scale Shipspecific Responses as well as Improved Sea and Weather Forecasts including Synoptic, High Precision and Realtime Satellite Data; Fördernummer: GRD1-2000-25812) wurde zur Verbesserung der Seegangsvorhersagen in der Ostsee beim Deutschen Wetterdienst ein hochaufgelöstes Wellenmodell erstellt, dessen Daten im weiteren Verlauf in ein entsprechendes Shiprouting-System eingebunden werden. Dieses Ostseemodell (BSM: Baltic sea wave model) basiert auf einem Modellgitter $\Delta\lambda = 5'$ und $\Delta\varphi = 3' \sim 5$ km, einer um den Faktor zwei verbesserten Auflösung gegenüber dem LSM. Das Modell umfasst 15803 aktive Gitterpunkte, dessen zugrundeliegende Tiefenverteilung vom Bundesamt für Seeschifffahrt zur Verfügung gestellt wurde. Darüber hinaus wurde im BSM auch die Frequenzauflösung erhöht. Der prognostische Bereich der Frequenzachse wurde zu Gunsten der hohen Frequenzen (der

kurzen Wellen) erweitert und umfasst in der aktuellen Version 28 Frequenzbänder von 0,05054 Hz bis 0,66264 Hz. Die ersten beiden Frequenzbänder der Standardachse wurden weggelassen, da entsprechend lange Wellen dieser Frequenzen in der Ostsee nicht vorkommen.

Das BSM steht zur Zeit für Hindcastrechnungen zur Verfügung, soll aber in der Zukunft auch in die Routine übernommen werden. Ein Beispiel, das die Verteilung der signifikanten Wellenhöhen zum Vergleich mit den Verhältnissen im LSM für den gleichen Termin zeigt, ist in der Abb. 10-6 enthalten. In diesem Fall differieren die Ergebnisse im Bereich des Sturmtiefs zwischen LSM und BSM nur minimal. Dagegen sorgt die feinere räumliche Auflösung in Küstennähe im BSM für eine Verbesserung der Ergebnisse.

5.2 Seegangmodellierung beim omanischen Wetterdienst

Das globale Seegangmodell GSM versorgt nicht nur das LSM im Rahmen der numerischen Routinevorhersage mit Randwertinformationen, sondern erzeugt auch entsprechende Daten für ein Regionalmodell des omanischen Wetterdienstes, das die umgebenen Gewässer der arabischen Halbinsel abdeckt. Dieses Modell wurde zusammen mit dem HRM des Deutschen Wetterdienstes dem omanischen Wetterdienst zur Verfügung gestellt und berechnet vor Ort im Oman zweimal pro Tag (0 und 12 UTC) eine 72-stündige Seegangsvorhersage. Es handelt sich bei dem Modell um eine Flach-

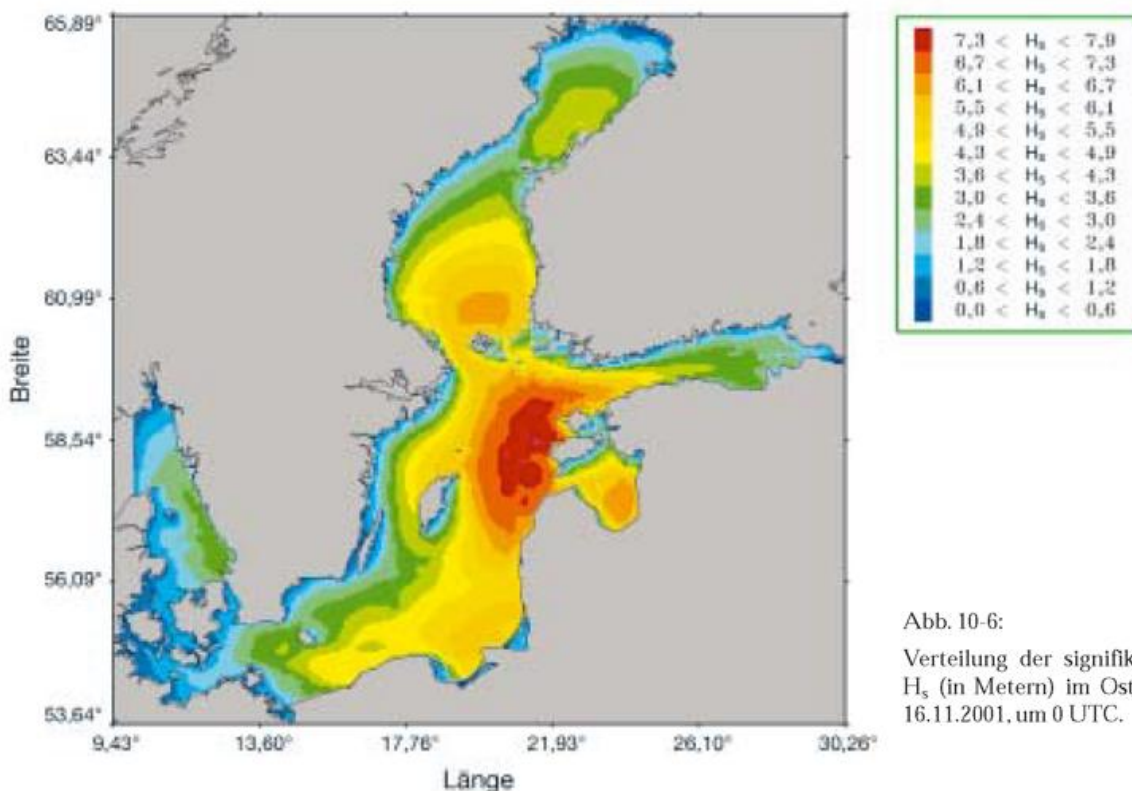


Abb. 10-6:

Verteilung der signifikanten Wellenhöhen H_s (in Metern) im Ostseemodell BSM am 16.11.2001, um 0 UTC.

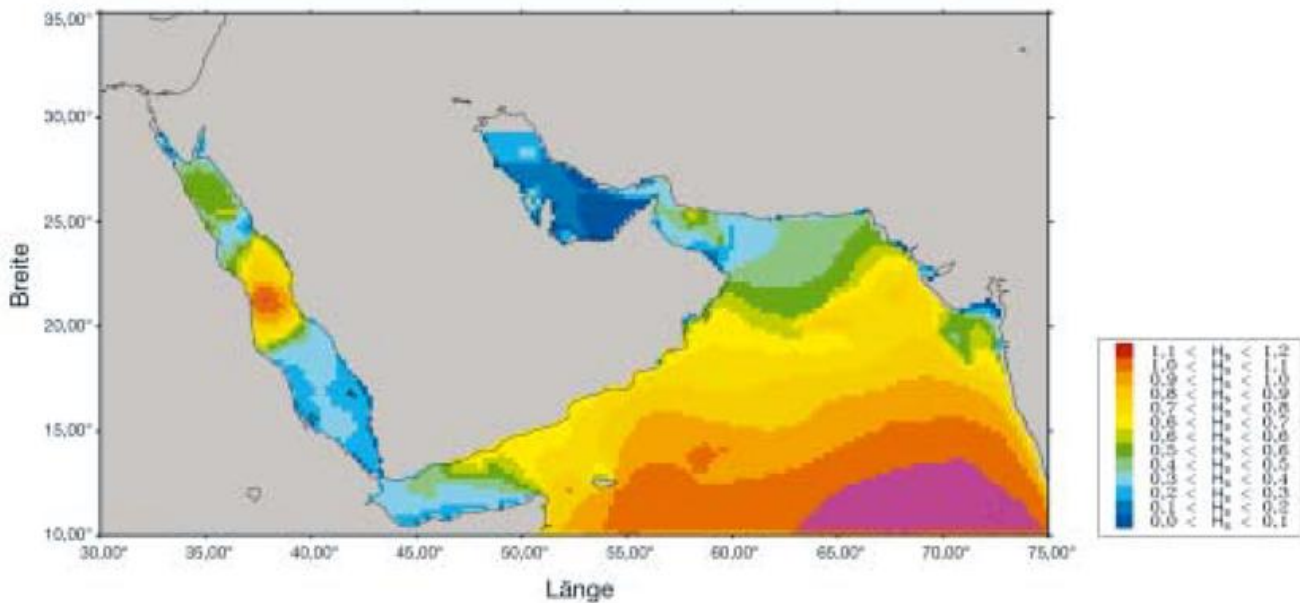


Abb. 10-7: Verteilung der signifikanten Wellenhöhen H_s im Modell des omanischen Wetterdienstes in den umgebenen Gewässern der arabischen Halbinsel. Lila eingefärbte Gebiete entsprechen exakt dem festgestellten Maximum der Wellenhöhe.

wasserversion des WAM Cycle 4 in einer $0,25^\circ \cdot 0,25^\circ$ Auflösung, für die in der Abb. 10-7 als ein Beispiel die Verteilung der signifikanten Wellenhöhen für den 03.03.2001 dargestellt ist. Die relativ moderaten Wellenhöhen erreichen ihr Maximum mit 1,2 m im Zentrum des Roten Meeres und am südöstlichen Rand zum Indischen Ozean. Deutlich zu erkennen ist der Einfluß der Dünung, die aus dem Indischen Ozean auf die Südküste der arabischen Halbinsel zuläuft.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Beim Deutschen Wetterdienst läuft ein numerische Seegangsvorhersagesystem, dem das Modell dritter Generation WAM Cycle 4 zugrunde liegt. Das System besteht aus einem globalen Modell (GSM), einem lokalen Modell (LSM) für Nordsee, Ostsee und Adria, sowie einem Modell für das Mittelmeer (MSM) und liefert seit Dezember 1999 erfolgreich Seegangsdaten (ab August 2001 für das Mittelmeer). Vergleiche der Ergebnisse mit Messdaten belegen, dass die Vorhersagen der Seegangsmodelle von guter Qualität sind. Nach Inbetriebnahme der automatischen Validation im Rahmen der Routine und der kontinuierlichen Teilnahme an dem internationalen Vergleich verschiedener Vorhersagesysteme am EZMW wird eine ständige Qualitätskontrolle der Seegangsvorhersagen gewährleistet sein.

Auch zukünftig unterliegen die Produkte innerhalb des Seegangsvorhersagesystem einer ständigen Anpassung an den aktuellen wissenschaftlichen Stand der Entwicklungen, beziehungsweise an die Möglichkeiten, die durch neue Computertechnologien eröffnet werden.

Im Laufe des Jahres 2002 wird in die Vorhersage des globalen Modells GSM ein Verfahren zur Assimilation von Satellitenmessdaten integriert. Dabei werden die

vom Radar-Altimeter des Satelliten ERS-2 (später voraussichtlich ENVISAT und JASON) gemessenen signifikanten Wellenhöhen mittels der optimalen Interpolation in die entsprechenden H_s -Felder des GSM assimiliert.

Literatur

- BEHRENS, A., D. SCHRADER, 1994: The Wave Forecast System of the „Deutscher Wetterdienst“ and the „Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie“: A Verification Using ERS-1 Altimeter and Scatterometer Data, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, **46**, 131-149.
- BIDLOT, J.-R., M.W. HOLT, 1999: Numerical wave modelling at operational weather centres, Coastal Engineering, **37**, 409-429.
- GÜNTHER, H., S. HASSELMANN, P.A.E.M. JANSSEN, 1991: Wamodel Cycle 4, Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 4.
- KOMEN, G.J., L. CAVALERI, M. DONELAN, K. HASSELMANN, S. HASSELMANN, P.A.E.M. JANSSEN, 1994: Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Cambridge University Press.
- WAMDI group: S. HASSELMANN, K. HASSELMANN, E. BAUER, P.A.E.M. JANSSEN, G.J. KOMEN, L. BERTOTTI, A. GUILLAUME, V.C. CARDONE, J.A. GREENWOOD, M. REISTAD, L. ZAMBRESKI, J. EWING, 1988: The WAM model – a third generation ocean wave prediction model, J. Phys. Oceanogr., **18**, 1775-1810.
- WMO, 1998: Guide to Wave Analysis and Forecasting, WMO-No. 702 (second edition).

11 I. JACOBSEN Vorhersage der Ausbreitung radioaktiver Luftschadstoffe

1 Aufgabe und Auswahl geeigneter Modelle

Die Reaktorkatastrophe von Tschernobyl traf den Deutschen Wetterdienst (DWD) wie viele andere Wetterdienste in vielerlei Hinsicht unvorbereitet. Es war kein operationell einsetzbares Modellsystem verfügbar, mit dem die Ausbreitung der Radioaktivität schnell und sicher vorhergesagt werden konnte. Den offiziellen Auftrag, Ausbreitungsvorhersagen im Falle von Unfällen in kerntechnischen Anlagen durchzuführen, erhielt der DWD dann im Dezember 1986 durch das Strahlenschutzvorhersagegesetz (StrVG).

Von der Aufgabenstellung war klar, dass mindestens zwei Modelle erforderlich sind:

- ein Trajektorienmodell, um sehr schnell die mittleren Zugbahnen von Schadstoffschwaden berechnen zu können, entweder als Vorhersage ausgehend von der Quelle oder, rückwärts von Messstationen aus, um die Herkunft von beobachteten Konzentrationen abzuschätzen,
- ein Ausbreitungsmodell, mit dem Konzentrationen und Ablagerungen am Boden (Deposition) quantitativ vorhergesagt werden können.

Im Gegensatz zu den numerischen Wettervorhersagemodellen, bei denen sich der Eulersche Modelltyp durchgesetzt hat, werden in der Ausbreitungsrechnung je nach Aufgabenstellung unterschiedliche Modelltypen eingesetzt.

Eulersche Modelle haben bei der Ausbreitungsrechnung den Vorteil, dass sie die lokalen, über die jeweilige Maschenweite des Modells gemittelten Konzentrationen liefern, die dann bei chemischen Aufgabenstellungen für die Berechnung der Reaktionsraten verwandt werden können. Auf der anderen Seite werden die Emissionen sofort auf eine ganze Gitterbox verteilt, was bei Punktquellen zu einer Anfangsverbreiterung von Schadstofffahnen führt. Wegen numerischer Probleme bei der Berechnung der Advektion werden in einigen Eulerschen Modellen, wie z. B. von Météo France, Emissionen von Punktquellen zusätzlich über mehrere Maschenweiten verteilt. Eulersche Modelle sind daher die erste Wahl, wenn Emissionen aus vielen Quellen – vor allem Flächenquellen – und nichtlineare chemische Prozesse zu behandeln sind. Bei Punktquellen liefern sie zumindest im Nahbereich künstlich verbreiterte Schadstofffahnen mit zu geringen Konzentrationsmaxima.

Aus diesen Gründen werden neben Eulerschen Modellen verschiedene Varianten von Lagrangeschen Modellen genutzt, die Emissionen ausgehend von Punkt- oder Linienquellen behandeln. Sie können daher von der exakten Position der Quelle aus die Ausbreitung simulieren.

Sehr beliebt sind immer noch Modelle vom Gauss-Typ, d.h. Plume- oder Puff-Modelle, weil sie einfach sind und daher schnell Ergebnisse liefern. Gauss-Plume-Modelle

scheiden für die hier anstehende Aufgabenstellung aus, weil sie nur eine gradlinige Ausbreitung mit einem zeitlich und räumlich konstanten Wind erlauben. Bei Gauss-Puff-Modellen werden nacheinander Luftpakete auf die Reise geschickt, die sich dann gemäß den Turbulenzbedingungen (Sigma-Parameter: σ_x , σ_y , σ_z) horizontal und vertikal ausdehnen und gekrümmten Luftbahnen folgen können. Für die Verlagerung ihres Schwerpunkts kann jedoch nur ein repräsentativer Windvektor verwandt werden, und für die Ausdehnung des Luftpakets wird nur ein Satz von Sigma-Parametern verwandt. Räumlich unterschiedliche meteorologische Bedingungen innerhalb des sich ausbreitenden Schwadens können daher nicht berücksichtigt werden. Es gibt zwar auch eine Modellvariante (**RI**sø **M**eso-scale **P**UFF model – RIMPUFF, Mikkelsen et al. 1984, Thykier-Nielsen und Mikkelsen 1993), die eine horizontale Aufspaltung eines Luftpakets in fünf Einzelteile vorsieht („Pentafolding“), die Anwendung von Gauss-Puff-Modellen bleibt jedoch auf die nähere Umgebung der Quelle beschränkt. Es besteht jedoch die Möglichkeit, die Ausbreitungsrechnung an der Quelle mit einem Gauss-Puff-Modell zu beginnen und in größerer Entfernung von der Quelle mit einem anderen Modell fortzusetzen. Ein Hybridmodell, bestehend aus dem Modell RIMPUFF und dem Eulerschen Modell der EURAD-Gruppe der Universität Köln mit der Bezeichnung DREAM (**D**anish **R**impuff and **E**ulerian **A**ccident **R**elease **M**odel) wurde im Rahmen des Europäischen Tracer-Experiments ETEX verwandt (Brandt et al. 1998). Die Kopplung von RIMPUFF mit dem Lagrangeschen Partikel-Dispersionsmodell des Deutschen Wetterdienstes im RODOS-System wird weiter unten beschrieben.

Für Gase und Aerosole, die aus Punktquellen freigesetzt werden und nicht chemisch miteinander reagieren, gibt es jedoch einen Modelltyp, der sowohl die quellnahen wie quellfernen Prozesse angemessen berücksichtigen kann: Das Lagrangesche Partikel-Dispersionsmodell (LPDM). Da sowohl der radioaktive Zerfall wie auch die Entfernung radioaktiven Materials durch Wolken und Niederschlag sowie durch trockene Deposition nur auf jedes der Radionuklide einzeln wirken, sind die oben genannten Grundvoraussetzungen erfüllt. Daher wurde ein LPDM vom Deutschen Wetterdienst entwickelt und wird zusammen mit einem Trajektorienmodell für die Ausbreitung radioaktiven Materials eingesetzt.

2 Die Modelle im Notfallsystem des Deutschen Wetterdienstes

Das zur Erfüllung des gesetzlichen Auftrages entwickelte Modellsystem ähnelt – und das ist kein Zufall – denen in anderen Staaten und Wetterdiensten, bestehend aus:

- Trajektorienrechnungen für eine Schnellinformation und einem

- Lagrangeschen Partikel-Dispersions-Modell (LPDM) zur quantitativen Vorhersage von Konzentrationen und Ablagerungen am Boden.

Die Erfahrung von Tschernobyl legte es darüber hinaus nahe, routinemäßig für alle deutschen Radioaktivitätsmessstationen Rückwärtstrajektorien und für alle kerntechnischen Anlagen in Europa Vorwärtstrajektorien zu berechnen und in der Datenbank abzulegen. Damit wird es möglich, ohne weitere Zeitverzögerungen bei einer Messung einer erhöhten Konzentration potentielle Herkunftsorte zu identifizieren. Da der DWD im Ereignisfall auch Flugzeugmessungen durchführen wird, sollen die Ausbreitungsrechnungen auch zur Flugplanung eingesetzt werden.

Alle Modelle (Trajektorien und Ausbreitungsmodelle) verwenden die Ergebnisse der operationellen numerischen Wettervorhersagemodelle (NWV-Modelle) des DWD. Dies sind seit Dezember 1999 das Global-Modell (GME) und das Lokal-Modell (LM). Für die Vorhersage wird die jeweils aktuelle Vorhersage genutzt. Für zurückliegende Termine werden Prognoseabschnitte zusammengefügt, um konsistente dreidimensionale Felder zu erhalten.

2.1 Trajektorien

Trajektorien beschreiben den Weg des Schwerpunkts einer Luftmasse durch die Atmosphäre, d.h. sie sind definiert durch die Gleichung:

$$x_i(t) = x_i(t_0) + \int_{t_0}^t v_i(\vec{x}(t')) dt' \quad i = 1, 2, 3 \text{ Raumrichtungen} \quad (1)$$

Diese Integralgleichung kann nur iterativ gelöst werden, weil die Geschwindigkeiten am Ort der momentanen Trajektorie $v_i(\vec{x}(t))$ für die Lösung benötigt werden. Die Lösung wird daher in Einzelzeitschritte der Länge Δt zerlegt.

Auf einen Vorwärtsschritt mit

$$x_i^n(t+\Delta t) = x_i(t) + \Delta t v_i(\vec{x}(t))$$

folgt eine Iteration mit

$$x_i^{n+1}(t + \Delta t) = x_i(t) + \Delta t \frac{1}{2} \{v_i(\vec{x}(t)) + v_i(\vec{x}^n(t + \Delta t))\},$$

bis die Differenz $|x_i^{n+1} - x_i^n|$ eine vorgegebene Schranke ϵ unterschreitet.

Die horizontale Interpolation von den Gitterpunkten zum jeweiligen Ort der Trajektorie wird beim Lokal-Modell LM mit seinem quadratischen Gitter mit einem kubischen Verfahren durchgeführt. Im Dreiecksgitter des Global-Modells GME wird quadratisch interpoliert. Die vertikale Interpolation ist in beiden Fällen kubisch.

Abb. 11-1 zeigt ein Beispiel von Trajektorien, wie sie routinemäßig (täglich zweimal) vom DWD produziert werden. Zu beachten ist dabei, dass die vom DWD produzierten Trajektorien die Vertikalbewegung in der Atmosphäre voll berücksichtigen. Allerdings besteht auch die Möglichkeit, für Spezialanwendungen Trajektorien, die Druckflächen oder isentropen Flächen folgen, zu berechnen.

2.2 Das Lagrangesche Partikel-Dispersions-Modell (LPDM)

In einem LPDM wird der Weg einer Vielzahl von Partikeln mit Hilfe von Einzeltrajektorien

$$x_i(t + \Delta t) = x_i(t) + \Delta t \cdot v_i(t)$$

berechnet, die der Wirkung des Windes und der Turbulenz unterworfen sind. Die Geschwindigkeit $v_i(t)$ ist daher die Summe von mittlerer Transportgeschwindigkeit \bar{v}_i und einer turbulenten Zusatzgeschwindigkeit

$$v_i = \bar{v}_i + v_i'$$

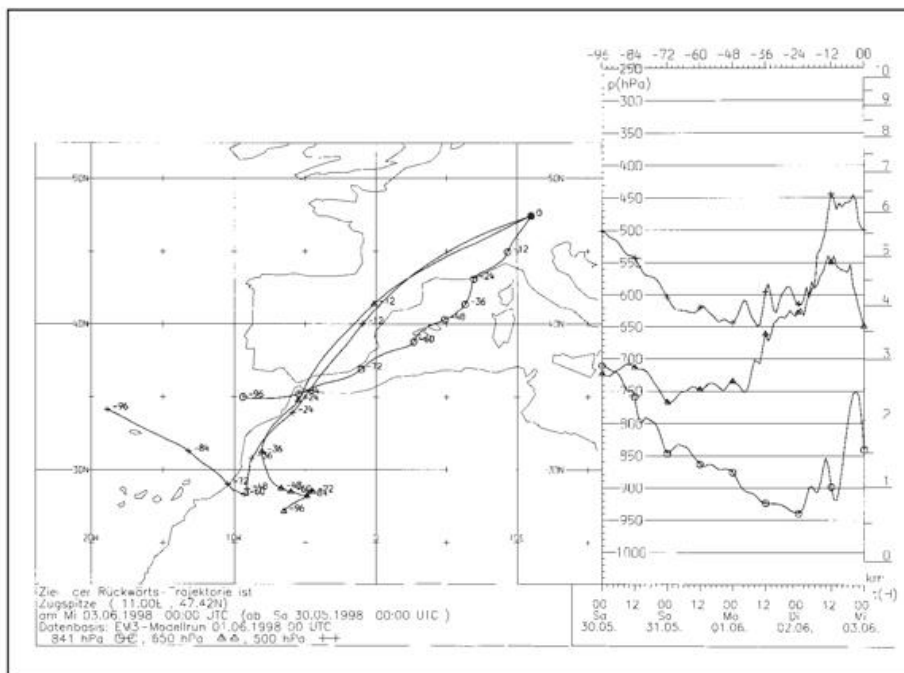


Abb. 11-1: Rückwärtstrajektorien für die Zugspitze für die Zeit erhöhter Radioaktivitätsmessungen, die mit großer Wahrscheinlichkeit von der Freisetzung in Algeiras/Südspanien herrührten. Starttermin: 30.05.1998, 00 UTC. Zieltermin: 03.06.1999, 00 UTC. Zielhöhen der Trajektorien: 841, 650 und 500 hPa. Links: Horizontalprojektion der 3 Trajektorien, rechts: Vertikaler Verlauf der 3 Trajektorien.

Die turbulente Zusatzgeschwindigkeit wird als Markov-Prozess beschrieben (Legg und Raupach 1982):

$$v_i'(t + \Delta t) = R_i v_i'(t) + \sqrt{1 - R_i^2} v_i'' + T_{L_i} (1 - R_i) \frac{\partial \sigma_i^2}{\partial x_i}$$

Die Korrelationsfunktion R_i beschreibt das Erinnerungsvermögen der Turbulenz und wird üblicherweise durch den Exponentialansatz

$$R_i = \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{L_i}}\right)$$

mit dem Lagrangeschen Zeitscale T_{L_i} für die Turbulenz: $T_{L_i} = K_i / \sigma_i^2$ dargestellt. K_i sind die Austauschkoeffizienten und σ_i^2 die turbulenten Geschwindigkeitsvarianzen für die jeweiligen Raumrichtungen, die vom meteorologischen Modell geliefert werden ($\sum \sigma_i^2 = 2E$, E = turbulente kinetische Energie).

Bei der Aufspaltung der kinetischen Energie in die Geschwindigkeitsvarianzen für die einzelnen Richtungen

$$\sigma_i^2 = 2m_i E$$

wird die Stabilität der Schichtung ausgehend von der Turbulenzschließung 2. Ordnung nach Mellor and Yamada (1974) durch

$$m_3 = \frac{\sigma_3^2}{2E} = \frac{1}{3} - 2L_c \frac{1 + 2R_f}{1 - R_f}$$

berücksichtigt mit der RICHARDSON-Flusszahl R_f und der dimensionslosen Diffusionslänge L_c , die beim DWD-Modell auf $L_c = 0,052$ festgesetzt wurde. Die Werte von m_3 liegen dann zwischen 0,1 (sehr stabil) und 0,55 (labil). Schließlich folgen die horizontalen Koeffizienten m_1 und m_2 dann aus der Isotropieannahme:

$$m_1 = m_2 = \frac{1 - m_3}{2}$$

Auch die Fluktuationen v_i'' ergeben sich gemäß

$$v_i'' = \sigma_i \cdot r$$

aus den Geschwindigkeitsvarianzen sowie einer normierten GAUSS-verteilten Zufallszahl r . Der letzte Term in Gl. (2) dient allein dazu eine numerisch bedingte Ansammlung von Trajektorien in Gebieten mit geringer Turbulenz zu verhindern.

Schematisch ist die Berechnung der Partikelgeschwindigkeiten in Abb. 11-2 dargestellt.

Unter der Voraussetzung, dass sich alle Gase und Aerosolpartikel dynamisch gleich verhalten, lassen sich mit derselben Zahl von Partikeltrajektorien die Ausbreitung mehrerer Luftbeimengungen gleichzeitig behandeln. Den verschiedenen Partikeln werden nur individuelle Massen M_j bei der Freisetzung mitgegeben. Damit lassen sich auch die Prozesse des radioaktiven Zerfalls sowie der trockenen und nassen Deposition durch Massenverluste nuklidspezifisch berechnen.

Bei der trockenen Deposition verlieren Partikel, die auf den Boden auftreffen, den Massenanteil

$$w_d = \frac{\sqrt{2\pi} v_d}{\sigma_3 + \sqrt{\pi/2} v_d} \quad (v_d = \text{Depositionsgeschwindigkeit}).$$

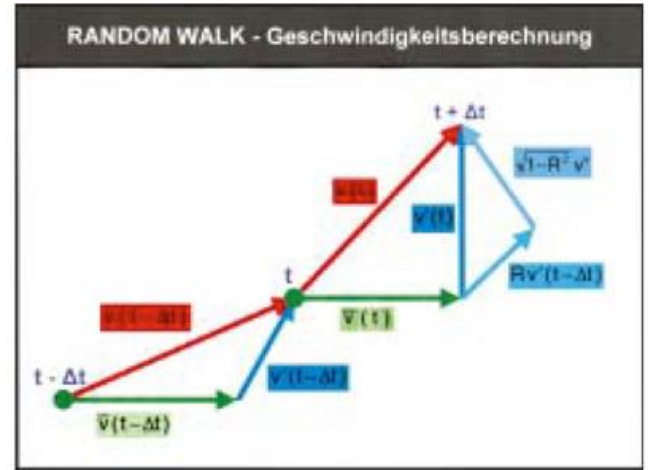


Abb. 11-2: Schematische Darstellung der Berechnung der Partikelgeschwindigkeiten in einem Lagrangeschen Partikel-Dispersions-Modell (LPDM).

Beim Ausregnen und Auswaschen durch Niederschlag beträgt der Verlust

$$w_n = a P^b \quad (P = \text{Niederschlagsintensität}, a, b \text{ empirische Konstanten}).$$

Ein Vorteil dieser Behandlung besteht darin, dass sich nur die Masse der Partikel, nicht aber ihre Anzahl verringert und folglich Konzentrationen und Depositionen genauer ermittelt werden können. Diese Berechnung erfolgt bei den Konzentrationen durch das Auszählen der Partikelmassen in einem vorgegebenen atmosphärischen Volumen, bei den Depositionen auf der entsprechenden Maschenweite am Boden.

Üblicherweise werden für mehrstündige Emissionen Partikelzahlen von 100.000 und mehr gewählt, um die Konzentrationen und Depositionen gut auswerten zu können.

Werden Nachrechnungen mit dem Trajektorienmodell und/oder dem LPDM durchgeführt, so können sowohl aufeinanderfolgende Analysen wie auch die Ergebnisse von NWV-Prognosen verwendet werden. Die besten Ergebnisse liefern dabei aufeinanderfolgende Prognosestücke für die Prognosezeit 6 bis 18 Stunden, weil dann sämtliche Felder voll adaptiert sind.

2.3 Mischungsschichthöhe

Bodennah freigesetzte Schadstoffe wie auch der Impuls werden in der Regel rasch in der atmosphärischen Grenzschicht vertikal ausgetauscht. Daher stellt die Mischungsschichthöhe, die diesen Bereich der Atmosphäre zur nicht oder wenig turbulenten freien Atmosphäre abgrenzt, eine wichtige Größe für die kleinräumige Ausbreitungsrechnung dar. Modellansätze, wie die im RODOS-System (siehe Abschnitt 3 und Abb. 11-3), gehen davon aus, dass die Obergrenze der Mischungsschicht für Massentransporte undurchdringlich ist. Die Mischungsschichthöhe liefert daher die obere Randbedingung für den Schadstofftransport und die Berechnung eines hochaufgelösten Windfeldes mit einem massenkonsistenten Windfeldmodell.

Im Tagesverlauf wächst die Mächtigkeit der Mischungsschicht unter Wirkung der Erwärmung der Erdoberfläche und der daraus resultierenden dynamisch-thermischen Turbulenz an und ist durch eine Inversion nach oben begrenzt oder zumindest durch einen starken Rückgang der Turbulenz gekennzeichnet. Nach Ende der Einstrahlung bei Sonnenuntergang bricht sie in sich zusammen und besteht nur noch aus einer relativ dünnen, rein dynamisch-turbulenten Schicht. Zur Ableitung der Mischungsschichthöhe werden daher entweder parcel-Methoden oder Turbulenzparameter verwendet.

Im deutschen Wetterdienst wird die Mischungsschichthöhe mit Hilfe der Bulk-Richardsonzahl (Fay et al. 1997)

$$Ri_B = \frac{g}{T_v} \frac{\Delta T_v / \Delta z + g / c_p}{(\Delta \tilde{v} / \Delta z)^2}$$

ermittelt. Dieses Richardsonzahlverfahren definiert atmosphärische Grenzflächen in einer Höhe, in der ein Übergang von ‚turbulenten‘ zu ‚stabilen‘ Bedingungen mit der Höhe stattfindet und umgekehrt. Als Übergangskriterium fungiert die kritische Richardsonzahl $Ri_c = 0,38$. Im ersten Schritt wird, von der Erdoberfläche nach oben suchend, die stabile (nächtliche) Grenzschicht am ersten Übergang von stabilen zu turbulenten Schichten festgelegt, im zweiten die durchmischte, konvektive Mischungsschichthöhe am ersten Übergang von turbulenten zu stabilen Schichten.

Abb. 11-4 zeigt ein Beispiel der Mischungshöhen, wie sie routinemäßig (zweimal täglich) für alle Gitterpunkte des LM als Eingangsparameter für das RODOS-System berechnet werden.

3 Das operationelle System sowie die nationale und internationale Einbindung

Das operationelle System des DWD dient der Versorgung der beiden nationalen Radioaktivitätsnotfallsysteme IMIS und RODOS mit Ausbreitungsprognosen sowie der Unterstützung der Messaktivitäten des DWD und den Radioaktivitätsüberwachungen des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) und der Physikalisch-Technischen Bundesanstalt (PTB).

Das **Integrierte Mess- und Informations-System (IMIS)** ist für den Informationsaustausch bei großräumiger Ausbreitung von radioaktiven Schadstoffen (Beispiel Tschernobyl) konzipiert. Verbunden sind darin alle relevanten Bundes- und Landesministerien und -behörden auf dem Gebiet des Strahlenschutzes. Vom DWD werden neben den Ausbreitungsprognosen auch Messungen von Radionukliden an 40 Standorten durchgeführt und in IMIS eingespeist. Die Ausbreitungsrechnungen und Messungen des DWD werden zusammen mit weiteren Messungen (z. B. Gammaortsdosisleistung des Bundesamtes für Strahlenschutz, In-situ-Messungen in der Landwirtschaft) verwendet, um die radioaktive Belastungen bis hin zu den Lebensmitteln zu berechnen (PARK-Modell des BfS).

Das Entscheidungshilfesystem **RODOS (Realtime Online Decision Support System for Nuclear Emergency Management)** ist für die nähere Umgebung deutscher und grenznaher Kernkraftwerke konzipiert. Es benötigt daher auch kleinräumige Vorhersagen in einem Umkreis bis etwa 40 km um die Standorte.

Für IMIS liefert der DWD eine vollständige Ausbreitungsprognose mit Trajektorien- und LPDM-Rechnungen ausgehend von der Quelle, wobei je nach Unfallort und betroffenem Gebiet die meteorologischen Vorhersagen des Lokal-Modells LM oder des Global-Modells GME verwendet werden.

Bei RODOS wird die kleinräumige Ausbreitungsrechnung derzeit in der RODOS-Zentrale beim Bundesministerium für Umwelt, Reaktorsicherheit und Naturschutz (BMU) durchgeführt. Bei weiterer Reduzierung der Maschenweite des LM oder dem Einsatz von Nestingverfahren besteht die Option, später auch diese Rechnungen zum DWD zu verlagern. Zunächst werden der RODOS-Zentrale auf Anfrage die meteorologischen Felder des LM für ein Ausschnittsgebiet von $160 \cdot 160 \text{ km}^2$ geliefert. (Die Gebietsgröße wurde so gewählt, um die grenznahen ausländischen Kernkraftwerke einschließlich des tschechischen Temelin zu umfassen.) Zu diesen Daten gehört auch die Mischungsschichthöhe, die in RODOS benötigt wird:

- a) um ein kleinräumiges Strömungsfeld mit einem massenkonsistenten Windfeldmodell zu berechnen,
- b) sowie für die Ausbreitungsprognose mit einem Gauss-Puff-Modell (RIMPUFF mit der Turbulenzparametrisierung des deutsch-französischen Modells).

Anschließend wird die Ausbreitungsrechnung beim DWD mit dem LPDM fortgesetzt. Aus den von der RODOS-Zentrale übermittelten Daten für die Mittelpunkt (x_s, y_s, z_s) und Sigawerte ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) und die Quellstärke Q der Puffs können die Konzentrationsverteilungen berechnet

$$c(x, y, z, t) = \frac{Q}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp\left[-\frac{(x-x_s)^2}{2\sigma_x^2} - \frac{(y-y_s)^2}{2\sigma_y^2}\right] \left\{ \exp\left[-\frac{(z-z_s)^2}{2\sigma_z^2}\right] + \exp\left[-\frac{(z+z_s)^2}{2\sigma_z^2}\right] \right\}$$

und anschließend in eine Partikelwolke für die weitere Verfrachtung umgesetzt werden.

Die Abb. 11-3 zeigt ein Beispiel eines Ergebnisses mit diesem Hybridmodell.

Zum Start des Notfallsystems wurde eine einfache Benutzermaske entwickelt (siehe Abb. 11-5), über die der Meteorologe vom Dienst in der „Zentralen Vorhersage“ des DWD jederzeit – rund um die Uhr – Ausbreitungsrechnungen mit dem Trajektorienprogramm und/oder dem LPDM starten kann.

Mit dem Drücken des „Notfallknopfes“ wird zugleich dafür gesorgt, dass die Ergebnisse automatisch in das Datennetz des Integrierten Mess- und Informations-Systems (IMIS) übergeben werden bzw. an die RODOS-Zentrale weitergeleitet werden.

Ist zu Anfang eines kerntechnischen Unfalls nur der Ort bekannt, so wird die Rechnung nach Auswahl des abgespeicherten Namens (siehe Bedienungsmaske in Abb. 11-5) oder nach Eingabe der geographischen Koordinaten mit international vereinbarten „Default-Werten“ gestartet, d.h. Starthöhen der Trajektorien in 500, 1500 und 3000 m über Grund und einer Freisetzung

von 10^{15} Bq Cs-137 gleichmäßig verteilt über die untersten 500 m der Atmosphäre und sechs Stunden Freisetzungsdauer mit Beginn zum letzten zurückliegenden Haupttermin 00 oder 12 UTC.

Nach Eingang vollständigerer Informationen können diese verwandt werden, wie z. B. Quellstärke und -höhenprofil, deren zeitlicher Verlauf und die Nuklidzusammensetzung.

Durch die schrittweise Zusammenführung von IMIS und RODOS wurde auch die Nuklidliste für das LPDM überarbeitet. Als Standardnuklide sind jetzt vorgesehen: Zr-95, Ru-103, Te-132, I-131 (aerosolgebunden), I-131 (elementar), I-131 (organisch gebunden), Xe-133, Cs-137 und Ba-140.

Das LPDM ist so ausgelegt, dass eine 60-stündige, europaweite Vorhersage mit 100.000 Partikeln auf Basis des GME in 20 Minuten erstellt werden kann. Eine auf dem LM basierende Vorhersage für 48 Stunden benötigt 30 min.

Das BfS erhielt täglich Vorwärtstrajektorien osteuropäischer Kernkraftwerke, die statistisch auf ihre Ankunfts-wahrscheinlichkeit in Deutschland ausgewertet wurden (Krüger et al. 1998, 2000), und z. Zt. eine Kombination von LM-Vor- und Rückwärtstrajektorien, um erhöhte Messwerte radioaktiver Nuklide (z. B. Krypton) auf ihre potentielle Herkunft aus den Wiederaufarbeitungsanlagen Sellafield und La Hague zu überprüfen.

International ist der DWD die Verknüpfungsstelle zwischen der Internationalen Atom Energie Organisation (International Atomic Energy Agency - IAEA) und den Wetterdiensten. Die Meldungen der IAEA werden vom DWD in das weltweite Telekommunikationsnetz GTS (Global Telecommunication System) der Wetterdienste eingespeist.

4 Test, Übungen und Modellevaluierung

Im Unterschied zur numerischen Wettervorhersage, die fortlaufend anhand der Beobachtungen verifiziert und verbessert werden kann, sind Daten, für eine Überprüfung der Ausbreitungsmodelle für radioaktive Notfallsysteme rar, zumal es seit der Reaktorkatastrophe von Tschernobyl (glücklicherweise) keinen kerntechnischen Unfall dieses Ausmaßes mehr gegeben hat. Wegen der Seltenheit von derartigen Ereignissen ist es zugleich erforderlich, die Einsatzfähigkeit der Notfallsysteme regelmäßig (auch ohne Vorankündigung zu ungewöhnlichen Zeiten) zu testen. Neben reinen Funktionstest sind daher nationale wie internationale Übungen, die auch die Messnetze umfassen und bis auf die kommunale Ebene reichen, integraler Bestandteil aller Notfallkonzepte. Darüber hinaus werden sämtliche Möglichkeiten für eine direkte oder indirekte Verifikation genutzt.

Allein für die **Mischungsschichthöhe** gibt es regelmäßige Daten. Das beim DWD entwickelte Verfahrenen zu ihrer Berechnung wurde mit Hilfe von aus deutschen Radiosondendaten/Synopstationsdaten ermittelten Mischungsschichthöhen für etwa 300 Fälle und für einen Hochsommermonat mittels Windprofiler-Mes-

sungen am Meteorologischen Observatorium Lindenberg validiert. Dabei ergab sich neben einer realistischen zeit-räumlichen Entwicklung der Mischungsschichthöhe eine prinzipielle Unterschätzung um 10 bis 20% mit Maximum für winterliche konvektive Lagen. Diese dürfte zum größten Teil auf der systematischen Unterschätzung der zugrundeliegenden turbulenten kinetischen Energie in den NWV-Modellen beruhen, die aber durch das verbesserte Parametrisierungsschema zukünftig reduziert werden könnte. Weiterhin wurden die Ergebnisse des Richardson-Verfahrens des DWD mit sechs weiteren international üblichen Verfahren (und deren Varianten) bei gleichen NWV-Eingabedaten für 150 Fälle mit aus Radiosondendaten abgeleiteten Mischungshöhen verglichen. Bei diesem Vergleich schnitt das Richardson-Verfahren insgesamt am besten ab, wobei es kein bestes Verfahren für alle Stabilitätsbedingungen und Jahreszeiten gibt. Diese Ergebnisse stimmen auch gut mit dem Abschlußbericht der COST710-Aktion (COST Action 710, 1998) überein, in dem Richardsonzahl-Verfahren als die zur Zeit universellsten und genauesten zur Berechnung der Mischungsschichthöhe bezeichnet werden.

Trajektorien beschreiben die Bewegung des Massenzentrums eines idealisierten Luftpakets durch die Atmosphäre. Daher können sie im strengen Sinne nicht verifiziert werden. Theoretische Überlegungen und praktische Erfahrung zeigen aber, dass ihre Genauigkeit entscheidend von der Qualität der meteorologischen Eingangsdaten (des Windfeldes), ihrer raumzeitlichen Auflösung und der (Genauigkeits-)Ordnung des verwendeten Trajektorienalgorithmus und des räumlichen Interpolationsverfahrens für diese Windfelder abhängt (Kottmeier et al. 1998). Bei allen genannten Punkten liegen die Trajektorienmodelle des DWD im internationalen Spitzenbereich.

Andererseits haben sich im Laufe langjähriger Trajektorienrechnungen mit den operationellen Trajektorienmodellen des DWD für wissenschaftliche Anfragen der unterschiedlichsten Art zahlreiche Verifikationsmöglichkeiten ergeben, für die einige Beispiele folgen. Trajektorienrechnungen im Rahmen einer Tracerfreisetzung in den Alpen (TRACT-Experiment) gaben die Überströmung der Alpen durch den Tracer sehr gut wieder. Gleiches galt für den Vergleich von Trajektorienprognosen für die Schadstoffausbreitung von transatlantischen Flügen in Tropopausennähe mit den entsprechenden Satellitenwinden für einen Prognosezeitraum von zwei Tagen. Auch Ozontransporte von der Strato- zur Troposphäre durch Tropopausenbrüche oder spontane Messwertänderungen an Bergstationen konnten durch Trajektorienrechnungen erfolgreich interpretiert werden. Mit einer Kombination von Rückwärtstrajektorien (zu den Messorten Zugspitze und Ispra) mit entsprechenden Vorwärtstrajektorien konnte der noch unbekannt Freisetzungsort Südspanien für den Algeciras-Freisetzungsfall konkretisiert werden, bevor die amtliche Mitteilung vorlag (siehe Abb. 11-1). Trajektorienrechnungen für eine Ausbruchphase des Vulkans Ätna im Sommer 2001 ergaben zum großen Teil gute Übereinstimmung mit den entsprechenden Trajektorien des kanadischen Wetterdienstes und den EUMETSAT-SO₂-Messungen und dienten im Vergleich mit dem Satellitenbild der Fahne auch zur Konkretisierung der unbekannt

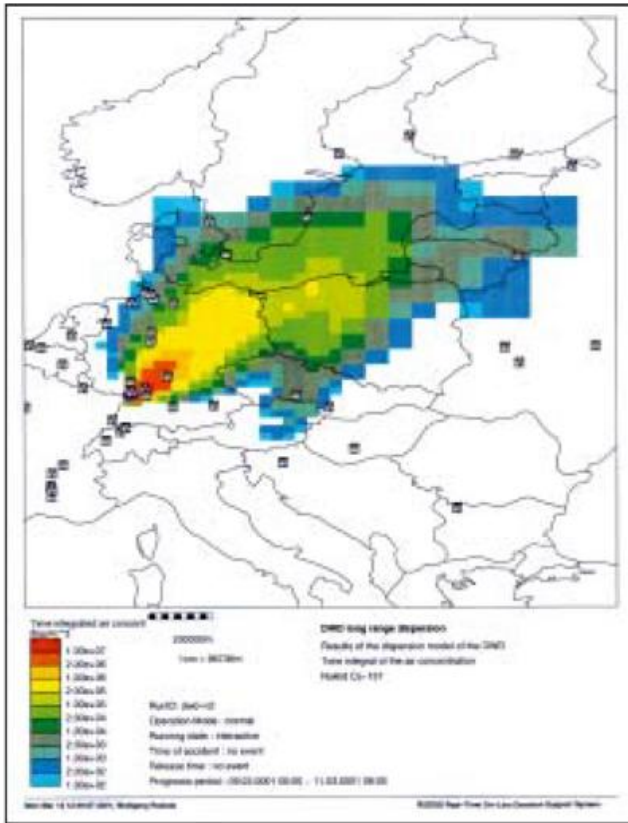


Abb. 11-3: Beispiel für ein Ergebnis von Ausbreitungsrechnungen mit der Modellkombination RIMPUFF - LPDM.

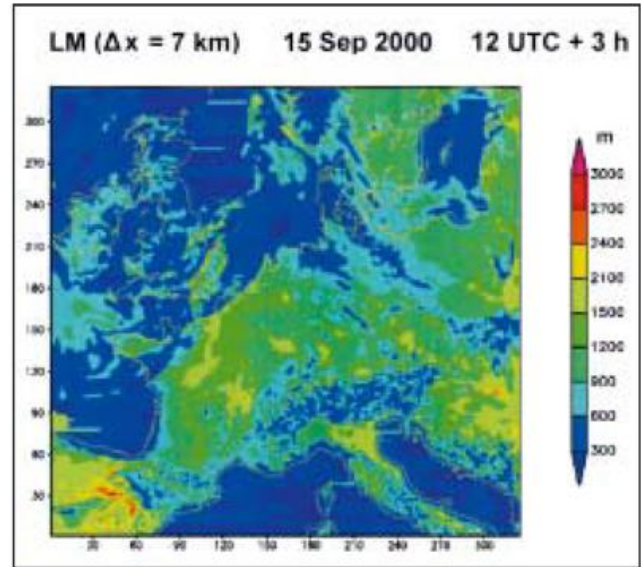


Abb. 11-4: Beispiel für Mischungsschichthöhe (Einheit: m).

Vulkan-Emissionshöhe (Fay et al. 2002). Ballonfahren lieferten Trajektorienprognosen (auf konstanten Druck- bzw. Modellflächen) bei Gordon-Bennett-Ballonwettfahrten adäquate Orientierungshilfen, und der Weg eines in Hannover gestarteten Kleinballons konnte über 19 Stunden Trajektorienreisezeit bis in etwa 50 km Entfernung seines Fundortes in Jugoslawien verfolgt werden.

Europäisches Tracerexperiment ETEX

Um eine Evaluierung quantitativer Ausbreitungsmodelle zu ermöglichen, wurden Tracerexperimente durchgeführt. Nach den beiden amerikanischen Experimenten CAPTEX und ANATEX (siehe Draxler et al. 1989, Fay et al. 1995) fand im Herbst 1994 das europäische Tracerexperiment ETEX (siehe u.a. Nodop et al. 1997, Van Dop und Nodop 1998) statt, das gemeinsam von der WMO, der IAEA und dem EU-Forschungszentrum in Ispra organisiert wurde. Die inertten Gase (Perfluor-Methyl-Cyclo-Hexan - PMCH, Perfluor-Methyl-Cyclo-Pentan - PMCP) wurden bei Rennes in der Bretagne freigesetzt und dann an 168 Messstationen nördlich der Alpen vom Atlantik bis Polen im Osten 72 Stunden gemessen. Zusätzlich wurden Messflugzeuge ausgerüstet von den britischen, deutschen und Schweizer Wetterdiensten eingesetzt. Für die Auswahl des Freisetzungsortes und des Starttermins wurden mehrjährige Trajektorienuntersuchungen und die aktuellen Wetter- und Ausbreitungsprognosen des DWD verwendet.

The screenshot shows the 'DWD Notfallsystem' interface. It includes sections for 'Zu berechnende Modelle' (selected: MIS-Vorwärtstrajektorien, MIS-Rückwärtstrajektorien, MIS-Ausbreitungsmodell, RODOS-Datenabgabe, RODOS-Ausbreitungsmodell), 'nur fuer IMS: Datum und Zeit des Ereignisses' (Date: 15.10.2000, Time: 12:25 UTC), 'nur fuer IMS: Ort des Ereignisses' (Location: AACHEN (10501)), and 'nur fuer IMS: Eingabeoptionen' (Trajektorien: Höhen 950,000,000; Ausbreitungsmodell: Quelldauer 0:00, Quellhöhe 0-500, Quellstärke 4,829E4 MBq/s). Buttons at the bottom include 'Notfallrechnung', 'Testrechnung', 'Abbrechen', and 'Hilfe'.

Abb. 11-5: Bedienungsfläche zum Start von Notfallrechnungen für IMIS und RODOS.

In der ersten Phase unmittelbar nach der Freisetzung rechnete jede der 24 Institutionen aus aller Welt mit den eigenen Wettervorhersageergebnissen, wie sie es auch im Ereignisfall tun würde. In der zweiten Phase (genannt ATMES II) wurden als optimaler meteorologischer Input Daten vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) in Reading bereitgestellt.

Die Abb. 11-6a und b zeigen die beobachteten und die vom DWD mit dem LPDM berechneten Konzentrationen.

Ausgewertet wurden die beobachteten und simulierten Ankunftszeiten und zeitlichen Verläufe an den einzelnen Messstationen sowie eine Reihe statistischer Parameter, wie Mittelwerte, Streuungen, Perzentile, Überlappung der Isolinien (siehe u.a. Mosca et al. 1998, Graziani et al. 1998).

Festzuhalten ist, dass keines der beteiligten Modelle bei allen Maßen die besten Resultate lieferte. Jedes der Modellsysteme hatte offensichtlich seine spezifischen Stärken und Schwächen. Auch ist festzuhalten, dass selbst die besseren Modelle die Beobachtungen im Mittel nur auf einen Faktor 2 bis 3 genau vorhersagen. Besondere Probleme bereitete offensichtlich bei fast allen Modellen der konvektive Transport aus der Grenzschicht in die freie Atmosphäre.

Aus dem Vergleich der Realzeitprognosen (ETEX) mit der Nachrechnung (ATMES II) wurde der Einfluss der meteorologischen Daten deutlich. Bei allen Modellen war eine mehr oder minder deutliche Qualitätsverbesserung sichtbar. Dabei zeigte sich auch der Einfluss der Modellauflösung. Naturgemäß waren die außereuropäischen Teilnehmer anfangs im Nachteil, weil sie zunächst nur auf die Ergebnisse relativ grob auflösender globaler Wettervorhersagemodelle zurückgreifen konnten. Ein im dänischen Risø gemessenes Doppelmaximum rührte nach Untersuchungen von einem kleinräumigen Wirbel her, der sich über den Beneluxstaaten gebildet hatte und mit der südwestlichen Strömung weiter transportiert worden war. Nur mit der hochauflösenden Version des HIRLAM-Modells des dänischen Wetterdienstes mit einer Maschenweite von $0,21^\circ$ (rund 23 km) konnte dieses Doppelmaximum reproduziert werden. Es verschwand, wenn EZMW-Daten mit $0,5^\circ$ -Auflösung verwendet wurden (siehe Sørensen 1998 und Brandt et al. 1998). Das damals im DWD verwendete Europa-Modell mit $0,5^\circ$ Maschenweite konnte diese kleinräumige Struktur nicht erfassen.

Aus der Auswertung ergab sich jedoch eindeutig, dass die Langrangeschen Partikelmodelle insgesamt die Spitzenplätze belegten und das DWD-LPDM bei allen Vorbehalten gegenüber einem Ranking, das unterschiedliche Maße zusammenfasst, ganz vorne lag.

Neben geplanten Experimenten werden auch Messungen nach Störfällen ausgewertet. Dazu gehörte die Freisetzung von Algeciras. Die Abb. 11-7 zeigt eine räumliche Übereinstimmung von LPDM-Rechnung und den vom BfS zusammengestellten Messungen.

Nutzung der Ergebnisse von verschiedenen Institutionen – RTMOD und ENSEMBLE

Wie das Europäische Tracerexperiment ETEX sowie zahlreiche Trockenexperimente zeigen, differieren die Ergebnisse der Ausbreitungsprognosen verschiedener Institutionen. Durch den internationalen Austausch liegen im Ereignisfall mehrere Vorhersagen vor. So werden beim DWD in jedem Fall die Vorhersagen der beiden für Europa zuständigen Regionalen Spezialisierten Meteorologischen Centren (RSMC) Bracknell

und Toulouse eintreffen. Für den Entscheidungsprozess ist es jedoch wichtig, die Unterschiede und die daraus resultierenden Unsicherheiten zu kennen. Aus diesem Grunde wurden die zwei EU-Forschungsvorhaben RTMOD (1998/99) und ENSEMBLE gestartet, an denen sich der DWD aktiv beteiligt.

Das Ziel dieser Forschungsvorhaben ist es, eine praktikable Technologie zu entwickeln und bereitzustellen, um verschiedene Modellergebnisse zusammen darzustellen. Aufbauend auf den für ETEX erprobten Auswerteverfahren wurde ein auf dem Internet basierendes System entwickelt. Sobald mindestens zwei Modellergebnisse eingetroffen sind, werden eine Reihe von Auswertungen und Visualisierungen erstellt. Abb. 11-8 zeigt die Überlappung der berechneten Konzentrationen (einschließlich FMS = Figure of Merit in Space in Prozent) des DWD-LPDMs (Modell 10) mit dem Modell eines anderen Zentrums für den Algeciras-

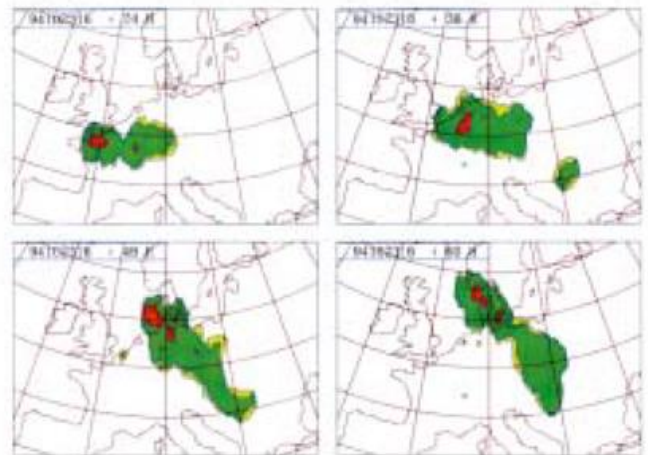


Abb.11-6a: Beobachtete Konzentrationen des Tracers PMCH (24 h, 36 h, 48 h, and 60 h nach der Freisetzung, Isolinien: 0,05, 0,1, 1 ng/m³).

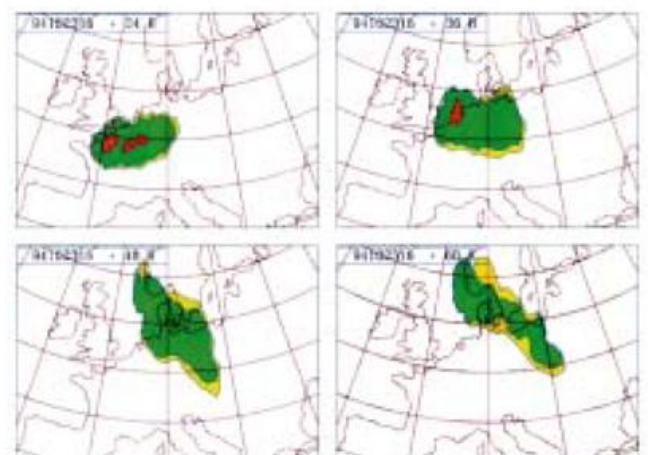


Abb. 11-6b: Berechnete Konzentrationen des Tracers PMCH mit EM Analysen und LPDM (24 h, 36 h, 48 h, and 60 h nach dem Beginn der Freisetzung, Isolinien: 0,05, 0,1, 1 ng/m³).

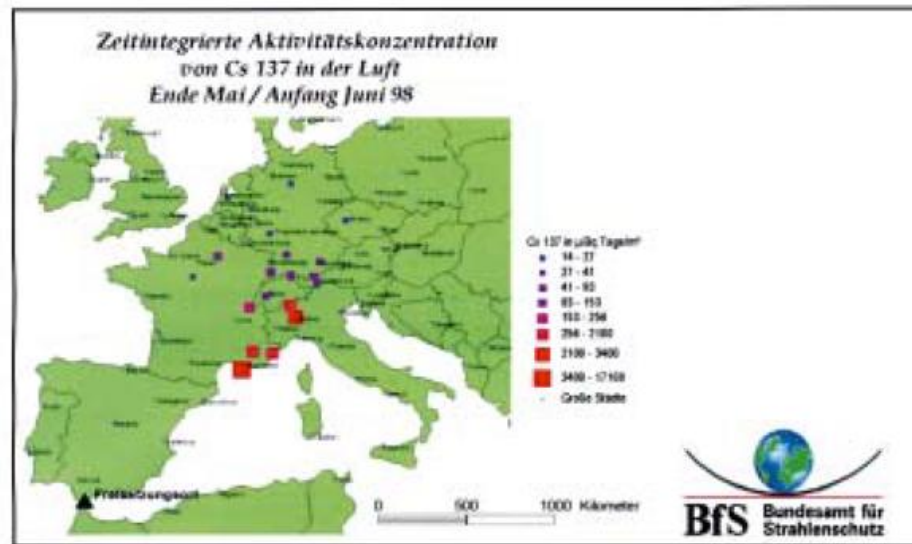
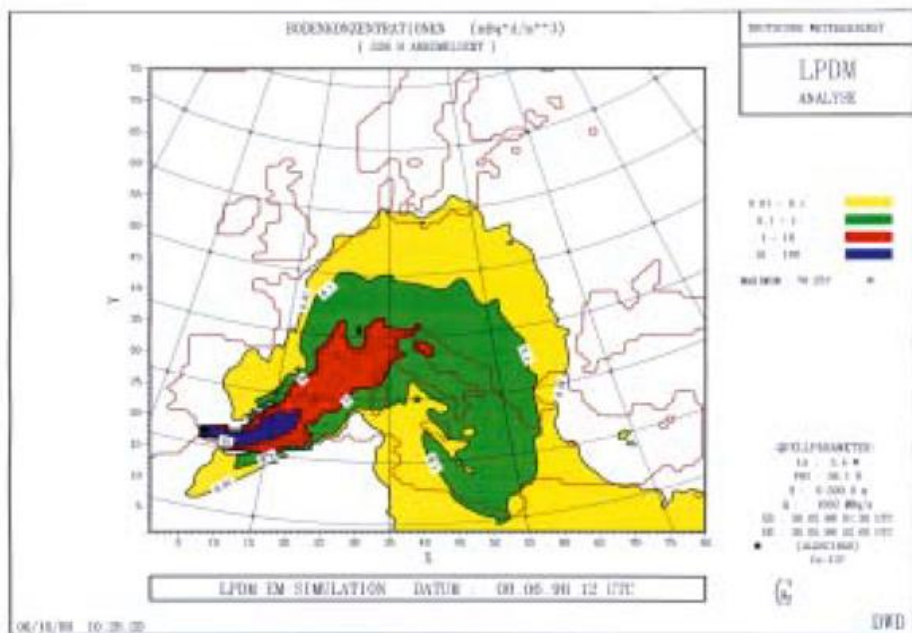


Abb. 11-7:
Algerias-Unfall,
oben: LPDM-Rechnungen,
unten: Messungen, zusammengestellt
vom BfS.

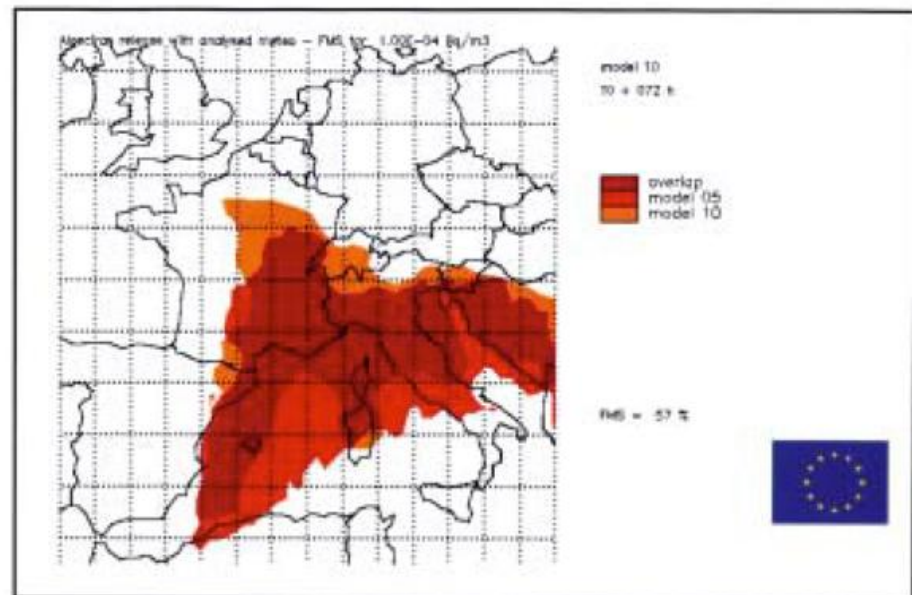


Abb. 11-8:
Gemeinsame Darstellung der berech-
neten Bodenkonzentrationen nach 72
Stunden für den Algerias-Fall (DWD:
Modell 10), FMS = Prozentuale Über-
lappung der Gebiete mit Konzentra-
tionen von Cs 137 über 10^{-4} Bq/m³.

Fall. Weitere Darstellungen sind die Überlappung aller Vorhersageergebnisse (Ensemble) sowie Konzentrationsverläufe an ausgewählten Stationen.

5 Weiterentwicklung und Ausblick

Sobald es die Auflösung der numerischen Wettervorhersagemodelle erlaubt, soll auch die kleinräumige Ausbreitungsrechnung für das Entscheidungshilfesystem RODOS vom DWD durchgeführt werden.

Gepplant ist weiterhin das Notfallsystem auf chemische Unfälle auszudehnen. Dabei besteht die Schwierigkeit, dass deren Auswirkungen meist sehr kleinräumig sind und ein sehr schnelles Reagieren erforderlich ist. Daher sind für diese Anwendung zunächst einfachere Modelle wie in RODOS (z. B. massenkonsistentes Windfeldmodell zur Erzeugung von hochaufgelösten meteorologischen Feldern) unverzichtbar.

Das Notfallsystem für die Ausbreitungsrechnung von Radionukliden ist eine Gemeinschaftsarbeit des Referats Ausbreitungsrechnung im DWD und dabei vor allem von Barbara Fay, Hubert Glaab und Andreas Klein, die auch an diesem Artikel mitgewirkt haben. Für das Gesamtsystem für radioaktive Notfälle einschließlich der Messung (nuklidspezifisch an 40 Orten), die Datenverbindungen zu IMIS und RODOS sowie die Durchführung von Übungen ist das Referat Radioaktivität zuständig. Es war auch maßgeblich an der Vorbereitung und Durchführung von ETEX beteiligt.

Literatur

- BRANDT, J., A. BASTRUP-BIRK, J. H. CHRISTENSEN, T. MIKKELSEN, S. THYKIER-NIELSEN, Z. ZLATEV, 1998: Testing the importance of accurate meteorological input fields and parameterizations in atmospheric transport modelling using the DREAM-validation against ETEX-1, *Atmospheric Environment*, **32**, 4167-4186.
- DOMS, G., U. SCHÄTTLER, 1999: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, pp. 174.
- DRAXLER, R. R., R. J. DIETZ, R. J. LAGOMARSINO, G. START, 1989: Across North America tracer experiment (ANATEX): Sampling and analysis. *Atmospheric Environment* **25A**, 2815-2836.
- FAY, B., H. GLAAB, I. JACOBSEN, R. SCHRODIN, 1993: Radioactive dispersion modelling and emergency response system at the German Weather Service. Proc. of the 20th ITM on air pollution modelling and its application, Valencia (Spain), 223-230.
- FAY, B., H. GLAAB, I. JACOBSEN, R. SCHRODIN, 1995: Evaluation of Eulerian and Lagrangian atmospheric transport models at the Deutscher Wetterdienst using ANATEX surface tracer data. *Atmospheric Environment* **29**, 2485-2497.
- FAY, B., R. SCHRODIN, I. JACOBSEN, D. ENGELBART, 1997: Validation of Mixing Heights from the Operational NWP Models at the German Weather Service. EURASAP workshop proceedings on: The determination of mixing height – current progress and problems, Risø (Denmark).
- FAY, B., A. GRATZKI, 2002: Mount Etna eruption trajectories. Special topic, Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst, **27**, 2002 (siehe: <http://www.dwd.de/research/publications/QuarterlyReport/>).
- GLAAB H., B. FAY, I. JACOBSEN, 1998: Evaluation of the emergency dispersion model at the Deutscher Wetterdienst using ETEX data. *Atmospheric Environment* **32**, 4359-4366.
- GRAZIANI, G., W. KLUG, 1997: The European long range tracer experiment ETEX: evaluation of the model intercomparison. Proceedings of the ETEX symposium on long-range atmospheric transport, model verification and emergency response, Vienna, May 1997, 105-108.
- GRAZIANI, G., W. KLUG, S. MOSCA, 1998: Real-time long-range dispersion model evaluation of the ETEX first experiment. *JRC Ispra, EC*.
- KOTTMIEIER, C., B. FAY, 1998: Trajectories in the Antarctic lower troposphere. *JGR*, **103**, D9, 10947-10959.
- KLUG, W., G. GRAZIANI, G. GRIPPA, D. PIERCE, C. TASSONE, 1992: Evaluation of long range atmospheric transport models using environmental radioactivity data from the Chernobyl accident. The ATMES Report, Elsevier Applied Science, London.
- KRÜGER, F. W., E. SPODEN, 1998 und 2000: Analyse von Trajektorien für den Luftmassentransport von Standorten kerntechnischer Anlagen Ost mit Hilfe einer meteorologischen Datenbasis: Einfluss der Großwetterlagen auf den Transport nach Deutschland (1998). Ergebnisbericht 1995 bis 1999 (2000).
- LEGG, B. J., M. RAUPACH, 1982: Markov-chain simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: the mean drift velocity induced by a gradient in Eulerian velocity variance. *Boundary-Layer Meteorology* **24**, 3-13.
- MOSCA, S., R. BIANCONI, G. BELLASSIO, W. KLUG, 1998: ATMES II – Evaluation of long-range dispersion models using data of the 1st ETEX release. *JRC Ispra, EC*.
- MAJEWSKI, D., 1993: Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutscher Wetterdienst (DWD) as in April 1993. Deutscher Wetterdienst, Research Department.
- MIKKELSEN, T., S. E. LARSEN, S. THYKIER-NIELSEN, 1984: Description of the Risø puff diffusion model. *Nuclear Technology*, **67**, 56-65.
- NODOP, K., R. CONNOLLY, F. GIRARDI, 1997: The European tracer experiment – experimental results and database. Proceedings of the ETEX symposium on long-range atmospheric transport, model verification and emergency response, Vienna, May 1997, 59-62.
- MELLOR, G. L., T. YAMADA, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences* **31**, 1791-1806.
- SØRENSEN, J. H., 1998: Sensitivity of the DERMA long-range Gaussian dispersion model to meteorological input and diffusion parameters. *Atmospheric Environment*, **32**, 4195-4206.
- THYKIER-NIELSEN, S., T. MIKKELSEN, 1993: RIMPUFF, Users Guide, Version 33 (PC version). Report, Risø National Laboratory, 60 S.
- VAN DOP, H., K. NODOP, 1998: ETEX, A European Tracer Experiment, Special issue of *Atmospheric Environment*, 32 – 24.

12 U. SCHÄTTLER Nutzung moderner Höchstleistungsrechner für die NWV

1 Einleitung

Eine eher technische aber doch wichtige Randbedingung für die numerische Wettervorhersage (NWV) ist, die Ergebnisse so schnell wie möglich zur Verfügung zu stellen. Die wesentlichen Faktoren, die die Dauer der Vorhersage beeinflussen, sind dabei die Anzahl der benötigten Rechenoperationen (floating point operations: flop) und die für die Ein- und Ausgabe zu verarbeitende Datenmenge. Beides wiederum hängt ab von der Anzahl der verwendeten Gitterpunkte und des für die jeweilige Auflösung nötigen Modellzeitschrittes. Aus der z. B. für das Lokal Modell (LM) typischen Anforderung, eine 24 Stunden Vorhersage in etwa einer halben Stunde Realzeit zu rechnen, ergeben sich dann die Anforderungen an den verwendeten Rechner. Tab. 12-1 stellt diese Anforderungen für drei verschiedene Maschenweiten dar. Ausgegangen wird dabei von dem momentanen operationellen LM Gebiet (siehe Abb. 12-4) und 35 vertikalen Schichten.

Zugrundegelegt ist dieser Tabelle der momentane Ausbaustand des LM. Pro Gitterpunkt und Zeitschritt werden dabei etwa 3300 Rechenoperationen benötigt. Diese Zahl wird sich durch die Weiterentwicklung des LM noch erhöhen. Tab. 12-1 macht deutlich, dass die benötigte Rechenleistung durch die Verfeinerung der Maschenweite und der deswegen nötigen Anpassung des Zeitschrittes exponentiell ansteigt. Um das heutige operationelle LM Gebiet mit einer Auflösung von etwa 2,5 Kilometern zu rechnen, benötigt man eine Leistung von ungefähr 300×10^9 Rechenoperationen pro Sekunde (Gflop/s). Dies entspricht dem doppelten der Leistung, die der Compute Server des DWD derzeit erbringt (vgl. Abschnitt 4).

Ähnliche Überlegungen begleiten die Meteorologen schon seit den Anfängen der NWV vor etwa 50 Jahren und erklärt, warum jeweils die schnellsten verfügbaren Rechenanlagen genutzt wurden. Außer der Leistungsfähigkeit spielt aber auch die Implementierung der verwendeten Modelle auf

dem Rechner eine große Rolle bei der Entwicklung und dem operationellen Betrieb eines NWV-Systems. Zur Programmierung der Rechenanlagen wurden zunächst spezielle Maschinensprachen verwendet, um alle Teilaufgaben (außer dem Rechnen z. B. auch die Ein- und Ausgabe der Daten) effizient behandeln zu können, siehe hierzu Phillips (2000), Reiser (2000). Dadurch war ein System aber auch sehr eng an einen speziellen Rechner gebunden. Erst mit dem Aufkommen höherer Programmiersprachen konnte man sich prinzipiell davon lösen und ein Modell so programmieren, dass es auch auf anderen Rechnern implementierbar war. Dabei setzte sich Fortran als Programmiersprache durch und wurde im technisch-wissenschaftlichen Bereich fast ausschließlich angewandt.

In der Praxis jedoch zeigte sich, dass Standard Fortran einige Schwächen aufwies. Diese traten u. a. in der Speicherverwaltung auf, da nur mit statischen, d. h. von Anfang bis Ende des Programms fest vereinbarten Feldern gearbeitet werden konnte. Deshalb boten fast alle Rechnerhersteller eigene Fortran Spracherweiterungen an, mit denen diese Schwächen umgangen werden konnten. Da die Implementierungen der Modelle von diesen Erweiterungen auch regen Gebrauch machten, bedeutete der Wechsel von einem Hersteller zu einem anderen oft das Umschreiben ganzer Programme.

Programmänderungen wurden aber nicht nur durch den Wechsel zu einem anderen Hersteller bedingt, sondern auch durch die Entwicklung neuer, leistungsfähigerer Computer. Um die Vektorrechner, die in den 80er Jahren auf den Markt kamen, effizient nutzen zu können, war es erforderlich, möglichst lange Schleifen zu programmieren. Viele Anwendungen mussten daher entsprechend umstrukturiert werden. Vektorrechner gab es zunächst mit einem, bald aber auch mit mehreren Prozessoren (parallele Vektorprozessoren, PVP), die alle auf einen gemeinsamen Hauptspeicher zugreifen konnten (soge-

Maschenweite (in km)	Gittergröße	Zeitschritt (in s)	Anzahl Zeitschritte für eine 24 Stunden Vorhersage	Hauptspeicher (in GB)	Anzahl Rechenoperationen	Benötigte Rechenleistung für 24 Std. Vorhersage (Gflop/s)	Datenmengen für I/O (in GB)
14	163×163	80	1080	0,6	$3,3 \times 10^{12}$	1,83	0,9
7	325×325	40	2160	2,3	$26,4 \times 10^{12}$	14,66	3,6
2,5	920×920	15	5760	21,4	$563,1 \times 10^{12}$	312,83	28,8

Tab. 12-1: Computer Anforderungen des LM, abhängig von der Maschenweite. Vorausgesetzt wird, dass eine 24 Stunden Vorhersage in 1800 Sekunden gerechnet wird. Der benötigte Hauptspeicher und die Datenmengen werden in Gigabyte (GB), die benötigte Leistung in Gigaflop pro Sekunde (Gflop/s) angegeben.

nannte shared memory Systeme). Außer der Vektorisierung der Programme konnte hier also eine Parallelisierung durchgeführt werden, d. h. eine Verteilung der Rechenarbeit auf mehrere Prozessoren, um die Laufzeit der Programme zu verkürzen. Entsprechende parallele Rechner wurden auch mit skalaren Prozessoren gebaut (**s**ymmetric **m**ulti **p**rocessing, SMP-Systeme). Zu beiden Arten dieser parallelen Rechner gab es Compiler, die die Verteilung der Rechenarbeit (Parallelisierung) automatisch erledigten, doch konnte der Programmierer zumindest durch die Verwendung bestimmter Compiler-Optionen bzw. -Direktiven das Programm meistens noch beschleunigen.

In den 90er Jahren setzte im Bereich des Höchstleistungsrechnens eine enorme Entwicklung ein. Es kamen nicht nur immer schnellere Prozessoren auf den Markt, auch die Architektur der schnellsten Rechner änderte sich grundlegend. Um gegenüber den PVP-Rechnern eine Verschnelлерung zu erzielen wurden einzelne Prozessoren (Vektor- oder Skalarprozessoren), die mit einem eigenen Hauptspeicher versehen waren, durch ein Netzwerk verbunden und somit parallel geschaltet. Um bei diesen sogenannten MPP-Rechnern (**m**assively **p**arallel **p**rocessors) die Arbeit auf die Prozessoren verteilen zu können, mussten die Programme wieder extra entwickelt (bzw. parallelisiert) werden. Dabei kam jetzt die Schwierigkeit hinzu, dass man es mit einem verteilten Speicher (distributed memory) zu tun hatte, der Prozessor A also nicht a priori Zugriff auf die Daten von Prozessor B hatte. Um auf die Daten eines anderen Prozessors zugreifen zu können, musste man schon bei der Programmentwicklung einen expliziten Datenaustausch (message passing) programmieren. Die Kommunikation zwischen den Prozessoren wurde nun wirklich integraler Bestandteil des Quell-Codes. Auf diese Art und Weise konnten dann aber mehrere hundert Prozessoren zur Abarbeitung eines Programms genutzt werden.

Eine Weiterentwicklung dieser Architektur, und mittlerweile *state of the art*, sind Cluster von SMP- bzw. PVP-Systemen. Dies sind parallele Rechner mit verteiltem Speicher, bei denen wieder mehrere Prozessoren Zugriff auf einen Hauptspeicher haben. Die einzelnen Speicher werden dann wieder über ein Netzwerk parallel geschaltet. Diese Architekturen werden in Abb. 12-1 verdeutlicht.

Um jetzt nicht im Abstand von wenigen Jahren dazu gezwungen zu werden, die Programme den jeweiligen Rechnern anpassen zu müssen, wurde es erforderlich, diese portabel zu gestalten, d. h. dass sie auf jeder Architektur und jedem beliebigen Rechner lauffähig waren.

Auch aus einem weiteren Grund spielt die Portabilität der Software heutzutage eine wichtige Rolle beim Design der Modelle und der zugehörigen Programme. Die Entwicklung findet nämlich nicht mehr an einem Institut statt, sondern im (internationalen) Team. Dabei wird die Software an verschiedenen Instituten auf diversen Rechnern eingesetzt. Für jeden Rechner eine eigene Version des Quell-Codes zu programmieren bzw. zu pflegen wäre viel zu teuer und würde die Entwicklung im Team unnötig erschweren.

Im folgenden wird erläutert, wie die Quell-Codes der neuen Modellgeneration des DWD entwickelt wurden, um der Portabilität zu genügen (Abschnitt 2). Dabei wird das verwendete Programmiermodell beschrieben. In Abschnitt 3 wird die Parallelisierung der Programme dargestellt und in Abschnitt 4 werden numerische Ergebnisse von Läufen des Lokal Modells (LM) vorgestellt.

2 Portable Software Entwicklung beim DWD

Die Portabilität der Programme für die DWD-Modelle wird im wesentlichen durch die Verwendung des neuen Fortran 90 Standards erreicht. In diesen Standard wurden viele Sprachelemente, die früher Erweiterungen spezieller Hersteller waren, mit übernommen. Die wichtigsten dieser Erweiterungen sind die dynamische Speicherverwaltung und der nun mögliche modulare Aufbau des Programmcodes. Abb. 12-2 zeigt die Modularität des

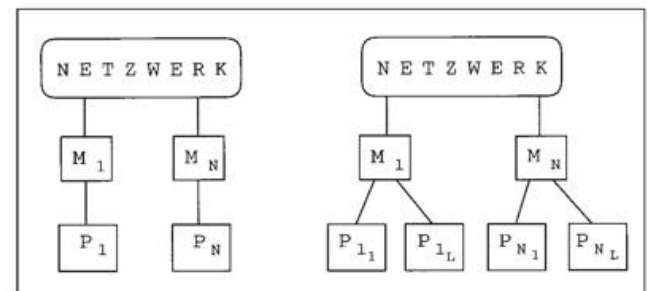


Abb. 12-1: Architektur von parallelen Rechnern mit jeweils einem Prozessor (P_n , $n=1, \dots, N$) pro Memory (M_n) (links) bzw. Cluster von parallelen Systemen, bei denen mehrere Prozessoren ($P_{n,1}, \dots, P_{n,L}$) Zugriff auf ein Memory (M_n) haben (rechts).

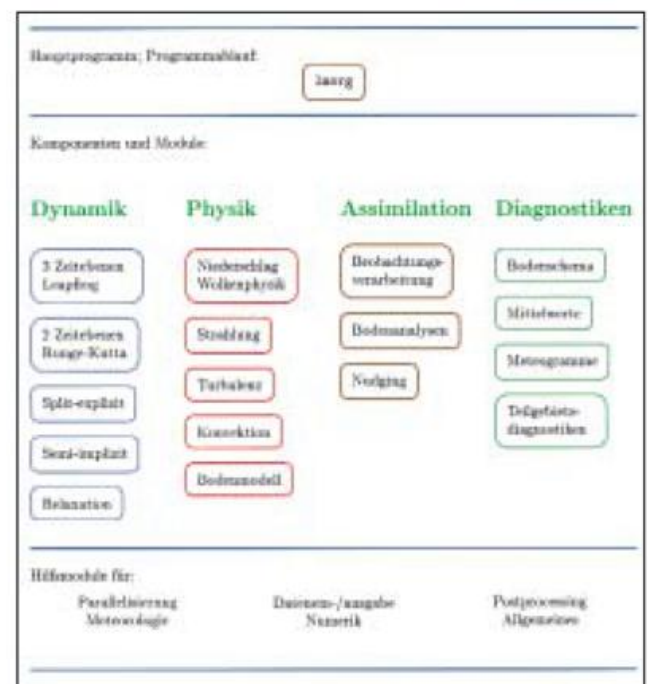


Abb. 12-2: Software Design des LM.

Software Designs am Beispiel des LM. Gleichzeitig wird die Grundstruktur eines NWV-Modells deutlich. Es besteht aus den Komponenten Dynamik, Physik (Parametrisierungen) und den Diagnostiken. Speziell beim LM kommt noch die Assimilationskomponente hinzu. Außerdem werden Hilfsmodule z. B. für die Parallelisierung und die Datenein- und -ausgabe, aber auch für meteorologische oder numerische Berechnungen benötigt. Diese Hilfsmodule sind prinzipiell unabhängig von einem speziellen Modell. Gesteuert wird der Programmablauf durch das Hauptprogramm (hier: lmorg).

Das Hauptprogramm, die Komponenten und die Hilfsmodule sind alle in Fortran programmiert. Lediglich für 2 Teilprobleme, die durch Fortran nicht bzw. nicht effizient genug gelöst werden können, werden zwei externe Programmbibliotheken benutzt.

Da Fortran eine sequentielle Programmiersprache ist, können die Aufgaben der Parallelisierung (Aufteilung der Rechenarbeit; Kommunikation zwischen den Prozessoren) damit nicht behandelt werden. Hierfür boten die Rechnerhersteller zunächst eigene Kommunikationsbibliotheken an. Es wurde aber auch schon sehr früh der Versuch unternommen, diese Bibliotheken zu vereinheitlichen. Seit Mitte der 90er Jahre gibt es jetzt einen weltweit anerkannten Standard, nämlich das **Message Passing Interface (MPI)**. Dabei handelt es sich um eine Sammlung von speziellen Routinen, die zur Parallelisierung nötig sind. Dies sind z. B. Routinen zur Organisation der verschiedenen Teilaufgaben (Prozesse) in einem parallelen Programm bzw. zur Kommunikation eines Prozesses mit einem anderen (Senden bzw. Empfangen von Daten). Die Routinen des MPI werden speziell für jeden Rechner entwickelt, die Schnittstelle nach außen ist aber auf jedem Rechner einheitlich, d. h. portabel gestaltet. Ein paralleles Programm muss nur mit der entsprechenden MPI-Bibliothek auf dem jeweiligen Rechner gebunden werden, der Quell-Code ist davon nicht betroffen.

Auch für die Ein- und Ausgabe der binären GRIB-Daten benutzen die Modelle keine Fortran- sondern C-Routinen, da dies auf allen Maschinen effizienter ist. Die Routinen selbst sind in Standard-C geschrieben und somit wieder auf allen Rechnern einsetzbar. Lediglich für die Schnittstelle zwischen C- und Fortran Programmen existiert kein Standard, so dass dies auf die jeweiligen Rechner angepasst werden muss. Die C-Routinen befinden sich alle in der Grib-Bibliothek, einer externen Programmbibliothek, die unabhängig von den Modellen auf die verschiedenen Rechner angepasst und dort implementiert wird. Der Quell-Code der Modelle bleibt also auch von der speziellen Implementierung dieser Bibliothek unberührt.

Mit diesem Programmiermodell (Fortran+C+MPI) sind die Modelle des DWD auf allen derzeit existierenden parallelen Rechnern lauffähig und wurden bislang auf Cray C90, Cray T3E, IBM SP, SGI Origin, Fujitsu VPP, NEC SX, Hewlett-Packard, Sun, DECAlpha und einem Cluster von Linux-PCs getestet. Nach wie vor können die Programme

aber auch auf nicht-parallelen Rechnern eingesetzt werden. Dies ist v.a. für Universitäten bzw. Institute interessant, die nur über Workstations oder PCs verfügen.

Ein weiterer Aspekt der Portabilität ist, dass die Programme auf den verschiedenen Rechnern auch effizient laufen müssen. Der wesentliche Unterschied zwischen den Rechnern ist dabei der verwendete Prozessor. Wie bereits erwähnt, benötigen Vektorprozessoren die Programmierung von langen Schleifen (eines langen Vektors), um effizient genutzt werden zu können. Dieselbe Rechenoperation wird dabei auf viele Daten angewandt, die schon vorausschauend vom Speicher in Vektorregister geladen werden. Durch diese Register werden die Daten dem Prozessor zur Verfügung gestellt. Der relativ lange Speicherzugriff kann gleichzeitig zur Rechenarbeit erfolgen, worin die hohe Effizienz der Vektorprozessoren begründet ist.

Der andere Typ von Prozessoren, die skalaren Prozessoren, verzichten auf Vektorregister und müssen Daten auf Anforderung vom Speicher in den Prozessor laden. Um die Zugriffszeit zu verkürzen, werden dabei außer dem Hauptspeicher kleinere Zwischenspeicher (Cache) mit deutlich kürzerer Zugriffszeit verwendet.

Obwohl die Spitzenleistung der skalaren Prozessoren in den letzten Jahren stark zugenommen hat, bleibt die Durchschnittsleistung deutlich hinter derjenigen der Vektorprozessoren zurück, da die Speicherzugriffszeit nicht im gleichen Maße beschleunigt werden konnte. Der Vorteil der skalaren Prozessoren ist, dass ihre Produktion wesentlich billiger als die der Vektorprozessoren ist. Rechner-systeme, die auf skalaren Prozessoren basieren, sind außerdem für wesentlich mehr Anwendungen einsetzbar als Vektorsysteme, so dass mittlerweile nur noch wenige Firmen Rechner mit Vektorprozessoren herstellen.

Die Modelle des DWD sind sowohl auf Vektorprozessoren als auch auf skalaren Prozessoren lauffähig. Durch die spezielle Art der Parallelisierung, die in Abschnitt 3 beschrieben wird, können sowohl lange Schleifen für Vektorprozessoren, als auch kurze Schleifen, die bei Cache-basierten skalaren Prozessoren günstiger sind, gewählt werden.

3 Parallelisierung der Modelle

3.1 Parallelisierungsstrategie

Die grundlegende Idee der parallelen Programmierung ist, durch die Verteilung der Aufgaben auf mehrere Prozessoren die Laufzeit eines Programms zu reduzieren. Die Art und Weise, wie die Aufgaben dabei verteilt werden, wird durch die Parallelisierungsstrategie festgelegt. Im Bereich der meteorologischen Modellierung wird fast ausschließlich die Bereichszerlegung (auch Daten- oder Gitterzerlegung genannt) angewandt, siehe hierzu Dickinson et al. (1995), Foster et al. (1993), Kauranne et al. (1995), Schättler und Krenzien (1997). Dabei fasst man

einzelne Gitterpunkte zu Teilgebieten zusammen, die den Prozessoren zugewiesen werden. Eine Zerlegung des Gesamtgebietes wäre zunächst für alle drei Raumdimensionen denkbar, ist aber wegen vorhandener Datenabhängigkeiten in der vertikalen Dimension nicht angebracht. Zu diesen Abhängigkeiten zählen im LM z. B. die implizite Behandlung der Vertikaladvektion, aber auch Prozesse in den physikalischen Parameterisierungen, wie der Niederschlag oder die Strahlung. Eine Zerlegung in der Vertikalen würde aufgrund dieser Datenabhängigkeiten einen sehr hohen Kommunikationsaufwand bedingen.

3.2 Lastverteilung und Skalierbarkeit

Das Modellgebiet wird also zweidimensional so aufgeteilt, dass jeder Prozessor ein Teilgebiet erhält, für das die Modellgleichungen gelöst werden müssen. Bei dieser Aufteilung ist zu berücksichtigen, dass die Lastverteilung auf die Prozessoren möglichst gleichmäßig erfolgt, d. h. dass jeder Prozessor ungefähr dieselbe Zeit für seine Arbeit benötigt. Nur dann kann ein paralleles Programm effizient laufen.

Die Effizienz eines parallelen Programms kann man durch den Speedup messen. Darunter versteht man das Verhältnis der Ausführungszeit eines Programms auf einem Prozessor zu der Ausführungszeit auf mehreren Prozessoren. Im Idealfall wird sich die Laufzeit eines Programms halbieren, falls man die Anzahl der verwendeten Prozessoren verdoppelt. Dies wird aber auch für ein sehr gut parallelisierbares Problem nur annäherungsweise erfüllt sein, da die Verwaltung des parallelen Programms und v.a. die Kommunikation der Prozessoren untereinander einen zusätzlichen Aufwand bedeuten, der mit der Anzahl der Prozessoren nicht so abnimmt wie die Rechenarbeit, sondern eher noch zunehmen kann. Je nachdem, wie sich die reale Speedup-Kurve eines Programms zur idealen verhält, spricht man von guter oder schlechter Skalierbarkeit des Programms.

Das Hauptziel bei der Verteilung der Arbeit ist sicherlich, jedem Prozessor möglichst gleich viele Gitterpunkte zuzuweisen. Jedoch muss auch berücksichtigt werden, dass z. B. zwischen Land- und Seepunkten ein unterschiedlicher Berechnungsaufwand vorliegt. Dadurch kann eine statische, d. h. eine a priori festgelegte, Lastausgeglichenheit erzeugt werden. Durch unterschiedliche Wetterlagen in den Teilgebieten kann es außerdem zu dynamischen Unausgeglichenheiten kommen, falls z. B. nur in einigen Teilen des Gesamtgebietes Niederschlag fällt. In globalen Modellen ist bei der Verteilung der Gitterpunkte auch zu berücksichtigen, dass jeweils nur an der Hälfte der Gitterpunkte die solare Strahlung berechnet werden muss, da die andere Hälfte der Sonne abgewandt ist. Werden die Unterschiede in der Laufzeit zwischen den einzelnen Prozessoren zu groß, können Verfahren zum dynamischen Lastausgleich angewandt werden. Solche Verfahren wurden auf dem Gebiet der Strömungsdyna-

mik bereits entwickelt, werden in der Meteorologie aber kaum eingesetzt, da der damit verbundene Aufwand den Nutzen meistens noch übersteigt.

Außer der Lastverteilung muss bei der Zerlegung des Gebiets noch die Kommunikationsstruktur zwischen den Prozessoren berücksichtigt werden. Um diese Struktur festzulegen, müssen die Datenabhängigkeiten der verwendeten Algorithmen untersucht werden. Bei den finiten Differenzenverfahren, die sowohl im GME als auch im LM verwendet werden, benötigt man zur Berechnung an einem Gitterpunkt jeweils nur die Nachbarpunkte, die einen bzw. zwei Gitterpunkte entfernt liegen. Für das LM werden diese Abhängigkeiten in Abb. 12-3 verdeutlicht. Für parallele Rechner sind diese Verfahren sehr gut geeignet, da ein Datenaustausch nur zwischen benachbarten Teilgebieten erfolgen muss.

3.3 Bereichszerlegung für das LM

Im LM wird eine schachbrettartige Zerlegung des Gesamtgebietes gewählt, bei der die entstehenden Teilbereiche rechteckig sind. Die lokalen Datenstrukturen eines Teilbereiches werden so definiert, dass sie zusätzlich zu den eigenen Gitterpunkten noch an jeder Seite extra Gitterpunktreihen enthalten, um die Daten der Nachbargebiete abzuspeichern. Ein Austausch dieser Daten muss dann nur nach ihrer Berechnung erfolgen (normalerweise einmal pro Zeitschritt). Während der Rechnung kann dann immer auf Daten zugegriffen werden, die im eigenen Speicher liegen.

Die tatsächliche Zerlegung wird im Programm nicht fest codiert, sondern kann durch Eingabeparameter des Programms spezifiziert werden. Vor allem ist es dadurch möglich, auch eine eindimensionale Zerlegung in Scheiben zu wählen, die für Vektorrechner ideal ist, da somit sehr lange Vektoren zur Berechnung entstehen. Abb. 12-4 zeigt die Zerlegung des LM-Gebietes, die für die IBM-SP des DWD angewandt wird. Die Größe der einzelnen Teilbereiche variiert dabei von 30x25 Gitterpunkte bis 31x26 Gitter-

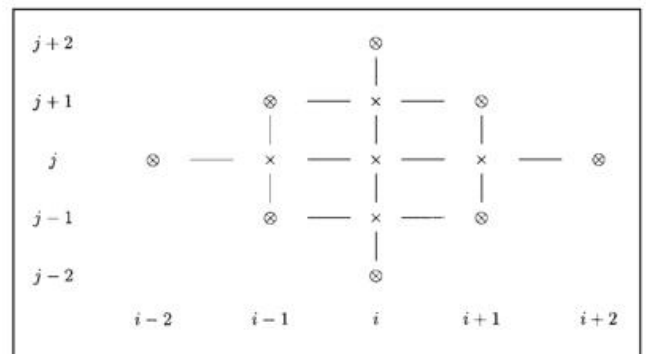


Abb. 12-3: Datenabhängigkeiten zur Berechnung von Gitterpunkt ij . Die mit \times gekennzeichneten Punkte werden zur Berechnung der zentrierten Differenzen, die mit \otimes gekennzeichneten Punkte zur Berechnung der Horizontaldiffusion benötigt.

punkte. Die daraus und auch aus der Land-See-Verteilung resultierende statische Lastausgeglichenheit ist klein im Vergleich zur dynamischen Unausgeglichenheit, die je nach Wetterlage beobachtet werden kann. Für die Anwendung von dynamischen Lastausgleichsverfahren ist der Unterschied in der Laufzeit zwischen den Prozessoren aber zu gering, um einen dynamischen Lastausgleich anzuwenden. Numerische Ergebnisse aus Experimenten mit dem LM werden im nächsten Abschnitt vorgestellt. Dabei wird näher auf die Skalierbarkeit, den Speedup und die Lastausgeglichenheit eingegangen.

3.4 Bereichszerlegung für das GME

Anders stellt sich die Situation für die Bereichszerlegung beim GME dar, da das Modellgebiet nicht aus einem Rechteck besteht. Durch die Gittergenerierung, die im letzten Heft beschrieben wurde, ergibt sich eine Möglichkeit der Zerlegung. Aus einem regelmäßigen Ikosaeder, der in die Kugel eingebettet wird, entstehen durch Projektion der Seitenlinien auf die Kugeloberfläche 20 sphärische Dreiecke, von denen jeweils 2 zu einer Raute zusammengefasst werden. Die dabei entstehenden 10 Rauten sind in Abb. 12-5 verdeutlicht. Durch die Unterteilung der Seitenlinien dieser Rauten kann ein beliebig feines Gitter definiert werden. Die dabei entstehenden Gitterpunkte

können programmtechnisch in einer regulären Datenstruktur, d. h. einem Fortran-Array, abgespeichert werden. Logisch gesehen kann man eine Raute also mit dem Rechtecksgebiet des LM vergleichen.

Das horizontale Gebiet jeder Raute wird deshalb genau wie beim LM wieder schachbrettartig unterteilt. Für jeden Prozessor wird auch wieder eine erweiterte Datenstruktur definiert, die Werte für Gitterpunkte der Nachbargebiete mit abspeichert. Beim GME erhält allerdings jeder Prozessor einen Bereich aus jeder Raute. Für Teilbereiche am Rand einer Raute, für die die Nachbargebiete in einer anderen Raute liegen, sind die Kommunikationsstrukturen dadurch aber komplizierter als beim LM. Abb. 12-6 verdeutlicht dies durch die Gebietszerlegung der Rauten auf jeweils 10 Prozessoren.

Abb. 12-6 zeigt auch, dass die Teilgebiete, die ein Prozessor zu bearbeiten hat, über die Erde verstreut sind. Statistisch gesehen erhöht dies die Chance, einen recht guten dynamischen Lastausgleich zu erzielen, da z. B. sowohl Gebiete mit aber auch ohne solare Strahlung berechnet werden müssen. Je nach Anzahl der verwendeten Prozessoren können die Teilgebiete auch annähernd gleich groß gemacht werden, so dass dynamische Lastausgleichsverfahren auch beim GME derzeit keinen Gewinn bringen.

Anzahl Prozessoren	15	30	60	120	240
Berechnungen	541,13	261,39	118,25	51,59	22,96
Kommunikation	22,05	16,69	12,81	11,25	9,23
Datenein-/ausgabe	8,35	5,96	5,28	4,77	5,91

Tab. 12-2: Laufzeiten für die verschiedenen Programmteile des LM (in Sekunden), bezogen auf eine Vorhersagestunde.

15 Prozessoren	Minimum	Durchschnitt	Maximum
Dynamik	330,86	340,01	348,64
Niederschlag	6,55	13,84	27,08
Strahlung	15,03	15,37	15,69
Turbulenz	121,37	124,67	128,12
Konvektion	7,73	8,34	9,97
Bodenmodell	1,74	4,24	6,33
Diverses	33,91	34,65	35,83

Tab. 12-3: Minimale und maximale Laufzeiten für die Berechnungen des LM auf 15 Prozessoren (in Sekunden), bezogen auf eine Vorhersagestunde.

240 Prozessoren	Minimum	Durchschnitt	Maximum
Dynamik	12,42	13,12	14,26
Niederschlag	0,14	0,67	3,25
Strahlung	0,96	1,02	1,17
Turbulenz	5,24	5,62	6,37
Konvektion	0,45	0,52	0,78
Bodenmodell	0,03	0,24	0,49
Diverses	1,48	1,77	2,05

Tab. 12-4: Minimale und maximale Laufzeiten für die Berechnungen des LM auf 240 Prozessoren (in Sekunden), bezogen auf eine Vorhersagestunde.

4. Numerische Ergebnisse des LM

Um die parallele Effizienz des LM zu demonstrieren, wurden numerische Tests auf dem Compute Server des DWD, einer SP (Scalable Powerparallel) von IBM, durchgeführt. Dies ist ein Cluster, der aus 80 SMP-Maschinen besteht. Die einzelne SMP-Maschine ist ein sogenannter NightHawk II Knoten mit 16 Power3-II CPUs. Die gesamte

Anlage verfügt also über 1280 Prozessoren mit einer gesamten Spitzenleistung von $1,92 \times 10^{12}$ Floating Point Operationen pro Sekunde. Beim Abnahmetest erbrachte der Rechner mit 1171 verwendeten Prozessoren (jeweils 15 Prozessoren pro 78 verwendeten Knoten und einem zusätzlichen Prozessor für Datenein- und -ausgabe) eine durchschnittliche Leistung von 150×10^9 Floating Point Operationen, also knapp 10 Prozent der theoretischen

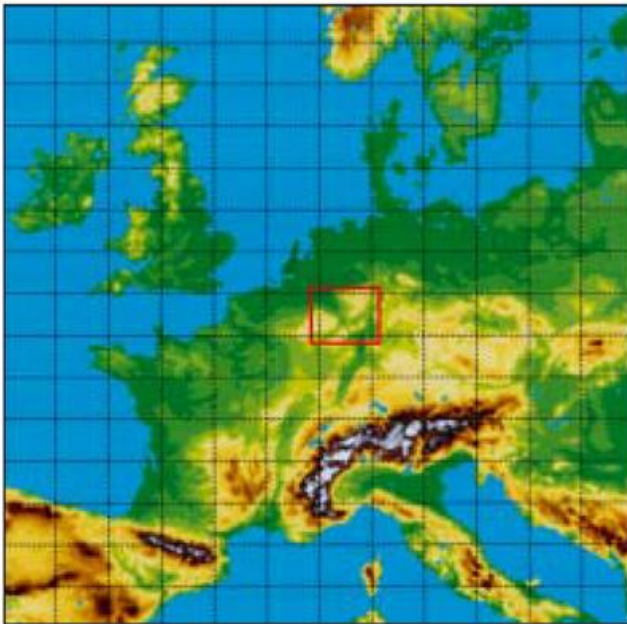


Abb. 12-4: Zerlegung des horizontalen LM-Gebietes (325×325 Gitterpunkte) für 12×15 Prozessoren. Der rote Rahmen verdeutlicht die Datenstruktur eines Teilgebietes, die auch Gitterpunkte der Nachbargebiete enthält.

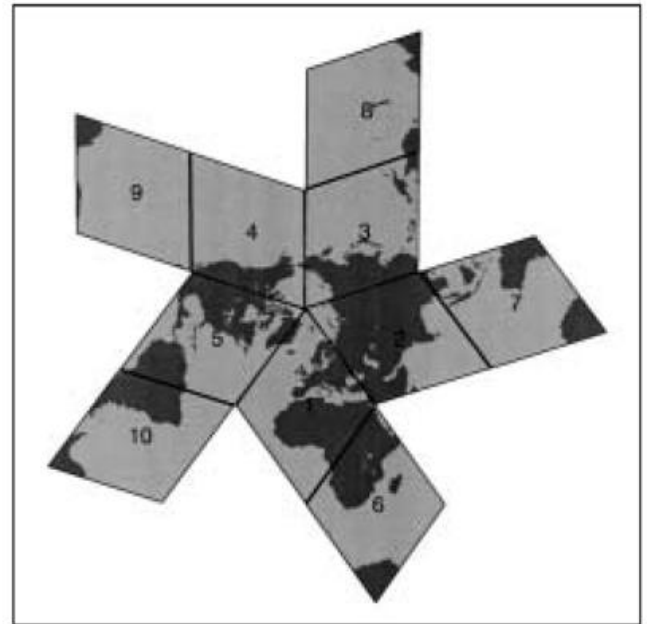


Abb. 12-5: Datenlayout des Icosaeder-Gitters des GME.



Abb. 12-6: Aufteilung der Rauten auf jeweils 10 Prozessoren. Die Teilgebiete der Prozessoren sind durch verschiedene Farben dargestellt.

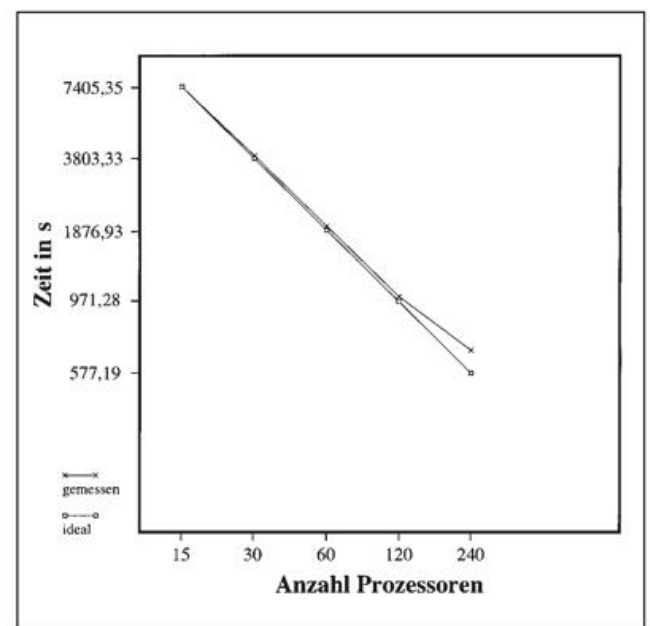


Abb. 12-7: Speedup des LM von 15 – 240 Prozessoren. Die y-Achse gibt die Realzeit in s für eine 12 Stunden Vorhersage an.

Spitzenleistung. Beim DWD wird dieser Rechner z. Zt. getrennt in einen Teil für die operationelle Vorhersage (28 Knoten) und einen Teil für Experimentierzwecke (52 Knoten) betrieben.

Für die Tests wurde eine 12 Stunden Vorhersage auf dem operationellen LM-Gebiet, also mit $325 \times 325 \times 35$ Gitterpunkten, gerechnet. Ausgehend von 15 Prozessoren, die benötigt werden, damit das Programm in den Arbeitsspeicher passt, wurde die Anzahl der Prozessoren bis auf 240 immer verdoppelt. Das Speedup-Verhalten des LM bei diesen Tests wird in Abb. 12-7 illustriert. Die Skalierbarkeit des LM ist zunächst fast ideal, erst bei der Verwendung von 240 Prozessoren weicht die gemessene Laufzeit deutlicher von der Zeit ab, die sich bei idealem Speedup (Halbierung der Ausführungszeit bei Verdoppelung der Prozessoren) ergeben würde. Ein Teilbereich wird dann so klein, dass das Verhältnis Rechenzeit zu Kommunikationsaufwand zu ungünstig wird.

In Tab. 12-2 werden die Laufzeiten des LM für die verschiedenen Programmteile, bezogen auf eine Vorhersagestunde, angegeben (ebenfalls in Sekunden).

Dabei fällt auf, dass die Laufzeit für die Berechnungen sogar superlinear skaliert, d. h. bei einer Verdoppelung der Prozessoren wird die Zeit sogar mehr als halbiert. Dieser Effekt ist darauf zurückzuführen, dass bei einer größeren Prozessorenzahl der verwendete Arbeitsspeicher geringer wird (da die Teilbereiche kleiner werden) und damit der zur Verfügung stehende Cache besser ausgenutzt werden kann. Der Aufwand für die Kommunikation reduziert sich allerdings nur wenig, während die Zeit für die Datenein- und -ausgabe im wesentlichen konstant bleibt. Tab. 12-2 macht auch deutlich, dass eine weitere Erhöhung der Anzahl der Prozessoren keine wesentliche Reduzierung der Laufzeit bewirken wird, da nur noch der Berechnungsanteil deutlich reduziert werden kann.

Die Zeiten, die in Tab.12-2 angegeben werden, sind die über alle Prozessoren gemittelten Laufzeiten. Um die Lastverteilung des Programms festzustellen, muss man sich aber die Unterschiede in den Laufzeiten v. a. für die Berechnungen anschauen. Die Tab. 12-3 bzw. 12-4 geben die Zeiten von Tab. 12-2 nochmals aufgeschlüsselt in die minimale und die maximale Berechnungszeit eines Prozessors und den Durchschnitt an und zwar für 15 bzw. 240 Prozessoren.

Während die Unterschiede in der Dynamik ausschließlich auf die verschieden großen Teilgebiete zurückzuführen sind, ergeben sich die unterschiedlichen Zeiten des Niederschlags auch durch die unterschiedlichen Wetterlagen in den Teilgebieten. Insgesamt ist die Last aber recht ausgeglichen verteilt.

5 Ausblick

Die Nutzung schneller Rechenanlagen ist für die NWV eine wichtige Voraussetzung, Vorhersageprodukte in einem vorgegebenen Zeitrahmen zu erstellen. Unabdingbar ist aber auch die Portabilität der Modell-Software, zum einen durch die Schaffung nationaler und internationaler Kooperationen, zum anderen aber auch, um auf Änderungen im Bereich der Computer flexibel reagieren zu können. So ist es mittlerweile üblich bei internationalen Kooperationen wie COSMO oder bei Großprojekten wie z. B. dem US amerikanischen WRF (Weather Research and Forecast) Projekt Teilprojekte zur Implementierung bzw. Wartung der Software zu definieren. Dies unterstreicht auch die Bedeutung, die dem Software Design mittlerweile zukommt.

Literatur

- DICKINSON, A., P. BURTON, J. PARKER, R. BAXTER, 1995: Implementation and Initial Results from a Parallel Version of the Meteorological Office Atmosphere Prediction Model. Coming of Age – Proceedings of the Sixth ECMWF Workshop on the Use of Parallel Processors in Meteorology. G.-R. Hoffmann und N. Kreitz, Hrsg., World Scientific, Singapore, 177-194.
- FOSTER, I., J. MICHALAKES, 1993: MPMM: A Massively Parallel Mesoscale Model. Supercomputing in Atmospheric Sciences – Proceedings of the Fifth ECMWF Workshop on the Use of Parallel Processors in Meteorology. G.-R. Hoffmann und T. Kauranne, Hrsg., World Scientific, Singapore, 354-363.
- KAURANNE, T., J. OINONEN, S. SAARINEN, O. SERIMAA, J. HIETANIEMI, 1995: The Operational HIRLAM 2 Model on Parallel Computers. Coming of Age – Proceedings of the Sixth ECMWF Workshop on the Use of Parallel Processors in Meteorology. G.-R. Hoffmann und N. Kreitz, Hrsg., World Scientific, Singapore, 63-74.
- PHILLIPS, N., 2000: The Start of Numerical Weather Prediction in the United States. 50 Years Numerical Weather Prediction – 50th Anniversary of Numerical Weather Prediction Commemorative Symposium. Edited by the Secretariat of the German Meteorological Society and the European Meteorological Society, 13-28.
- REISER, H., 2000: Development of NWP in the Deutscher Wetterdienst. 50 Years Numerical Weather Prediction – 50th Anniversary of Numerical Weather Prediction Commemorative Symposium. Edited by the Secretariat of the German Meteorological Society and the European Meteorological Society, 51-78.
- SCHÄTTLER, U., E. KRENZIEN, 1997: The Parallel „Deutschland-Modell“ – A Message Passing Version for Distributed Memory Computers. Parallel Computing, 23, 2215-2226.

13 T. HANISCH Organisation der Numerischen Wettervorhersage

1 Einleitung

Die Hauptaufgabe des Deutschen Wetterdienstes besteht in der pünktlichen Bereitstellung der Wettervorhersage für die Allgemeinheit in bestmöglicher Qualität. Ein in der öffentlichen Darstellung oft vernachlässigter Punkt ist die Präsentation des Aufgabenbereichs, der für die Organisation des operationellen Ablaufes einer numerischen Wettervorhersage verantwortlich ist.

In diesem Kapitel soll deshalb ein Überblick über den Ablauf einer numerischen Wettervorhersage gegeben werden, angefangen von der Bereitstellung der Beobachtungsdaten, der Verfahrensweise, wie ein Vorhersagemodell gerechnet wird, bis hin zur Speicherung der Vorhersagedaten. Weiterhin beschreibt der Artikel die Vorgehensweise bei der Verbesserung der numerischen Wettervorhersage. Die im Rahmen dieser Aufgabe praktizierte Kooperation mit Partnern im In- und Ausland erfordert eine effektive Verwaltung des Quelltextes der NWV-Modelle. Notwendige Experimente mit neuen Modellversionen werden mit Hilfe des Experimentiersystems NUMEX durchgeführt, welches erlaubt, den Einfluss unterschiedlichster Parameter auf das Ergebnis einer Wettervorhersage zu untersuchen.

Die Durchführung einer täglichen Wettervorhersage basiert auf dem Vorhandensein der entsprechenden numerischen Vorhersagemodelle (GME und LM), die zuverlässig und schnell auf den verfügbaren Großrechnern arbeiten müssen. Doch das allein reicht nicht aus. Zum einen werden Beobachtungsdaten zur Bestimmung des Anfangszustandes einer Vorhersage benötigt, zum anderen besteht auch die Notwendigkeit, die von einem Vorhersagemodell erzeugten Daten – und das sind erst mal nur irgendwelche maschinenlesbaren Zahlen – in solch einer Form aufzubereiten, dass am Ende eine für die Bevölkerung verständliche Wettervorhersage steht.

Alle diese durchzuführenden Aufgaben können nicht allein vom Bereich Forschung und Entwicklung (FE) realisiert werden. Es ist eine enge Zusammenarbeit mit den Kollegen des Bereiches Technische Infrastruktur (TI) notwendig, da dort die hard- und softwaretechnischen Voraussetzungen für die Durchführung einer Numerischen Wettervorhersage geschaffen werden.

2 Das Rechenzentrum des Deutschen Wetterdienstes

Der Betrieb einer numerischen Wettervorhersage erfordert einen immensen Aufwand an Rechenleistung und Speicherkapazität. Das Rechenzentrum des Deutschen Wetterdienstes ist hinsichtlich seines Aufbaus auf die Belange der numerischen Wettervorhersage abgestimmt.

Die zur Durchführung der Modellvorhersagen benötigte Rechenleistung wird durch den Compute-Server, einen Höchstleistungsrechner des Typs IBM RS/6000 SP 9076 500, bereitgestellt. Dieses System, bestehend aus 80 Knoten mit je 16 Power III - Prozessoren und einer realen Rechenleistung von etwa 150 GFlops, ist abgestimmt auf die benötigte Rechenleistung für die NWV-Modelle in den nächsten 3 Jahren und zur Zeit einer der größten Supercomputer in Europa. Für die Speicherung von Daten auf diesem System stehen etwa 3,75 TB an Festplattenplatz zur Verfügung.

Die für die Modellrechnungen benötigten Beobachtungsdaten und die erzeugten Analyse- und Vorhersagedaten werden auf einem hoch verfügbaren Doppelserversystem, dem Datenserver, gespeichert. Diese Rechner vom Typ SGI Origin 2000 besitzen je 24 MIPS 64bit-Prozessoren. Der gemeinsame Festplattenplatz für die Speicherung der Daten hat die Größe von etwa 8,6 TB. Die Kopplung dieser beiden Rechner über das Hochverfügbarkeitssystem „Fail-safe“ soll auch in dem Fall, dass einer der beiden Rechner ausfällt, die Verfügbarkeit aller Datenserverdienste sichern. Eine Archivierung der NWV-Daten erfolgt über ein an die Datenserver angeschlossenes Kassetten-Silo des Typs StorageTek 9840 FC mit einer installierten Speicherkapazität von etwa 360 TB.

Der dritte Hauptbestandteil des Rechenzentrums besteht aus den sogenannten Routine-Servern. Diese beiden Server, ein Routine- und ein Entwicklungsrechner vom Typ SGI Origin 2000, werden zur Steuerung des Ablaufes der operationellen numerischen Wettervorhersage, zum Postprocessing (graphische Darstellung der Analysen und Vorhersagen, Berechnung abgeleiteter Größen,...) und zur Durchführung weiterer, den operationellen Ablauf betreffender Aufgaben verwendet.

Alle Hauptsysteme des Rechenzentrums sind über ein schnelles HIPPI-Netzwerk mit einer Datentransferrate von 2 x 800 Mbit/s gekoppelt.

3 Steuerung der operationellen NWV-Routine

In den anderen Kapiteln über die neue Modellkette des DWD wurden die einzelnen Modellkomplexe (GME, LM, Datenassimilation, Seegangmodelle u. a.) bereits detailliert beschrieben. Hier noch mal ein kurzer Überblick über die einzelnen Hauptkomponenten des NWV-Vorhersagesystems:

- *GME – Analyse und Vorhersage*
 Analyse der Meeresoberflächentemperatur
 Analyse der Schneehöhe
 Analyse von Masse / Wind / Feuchte
 Globales Modell
- *LM – Analyse und Vorhersage*
 Analyse der Meeresoberflächentemperatur
 Analyse der Schneehöhe
 Analyse der Bodenfeuchte
 Analyse von Masse / Wind / Feuchte (Nudging von Beobachtungen)
 Interpolation von GME-Daten auf das LM-Gitter
 Lokal-Modell
- *Seegangmodelle*
 Globales Seegangmodell
 Lokales Seegangmodell (Ostsee, Nordsee, Adria)
 Mittelmeerseegangmodell
- *weitere Anschlussrechnungen*
 Trajektorien
 Statistische Korrekturverfahren

Alle diese Komponenten werden mehrfach im Laufe eines Tages gestartet. Sie besitzen Abhängigkeiten untereinander oder können parallel abgearbeitet werden. Der zeitliche Ablauf der NWV-Routine ist in der sogenannten Modell-Uhr dargestellt. Die Darstellung zeigt zwei mal täglich ein Zeitintervall von 1 1/4 Stunden (2:30 - 3:45 UTC und 14:30 - 15:45 UTC) in dem der Compute-Server vollständig durch die parallel ablaufenden Jobs der NWV-Routine genutzt wird. Die Leistungsanforderungen an den Compute-Server richten sich exakt nach der Belastung des Systems in dieser Zeit.

Die Vorhersagerechnungen (M) für GME und LM werden drei mal täglich (00, 12, 18 UTC) gestartet. Bei den Vorhersageläufen, ausgehend von 00 UTC und 12 UTC, wird ein Vorhersagezeitraum von 174 Stunden beim GME und 48 Stunden beim LM überstrichen. Zum Zeitpunkt 18 UTC werden beide Modelle bis zu einer Vorhersagezeit von 48 Stunden gerechnet. Das GME dient zu diesem Termin vor allem als Lieferant für die seitlichen Randdaten des LM. Eine Vorhersagerechnung, startend von 06 UTC, ist zur Zeit nicht implementiert.

Die Modell-Uhr (Abb. 13-1) zeigt auch, dass nicht nur zu den Vorhersageläufen (M00, M12, M18) eine Analyse stattfindet, sondern dass diese auch im Rahmen der Datenassimilation einige Stunden später wieder-

holt wird (A00, A12, A18). Das hat eine verbesserte Versorgung dieser Analysen mit Beobachtungen zur Folge. Es kann also im Rahmen der Datenassimilation eine bestmögliche Analyse und somit auch eine bestmögliche 3-stündige Vorhersage („First Guess“) als erste Näherung für die Analyse der einem Datenassimilationszyklus folgenden Vorhersagerechnung bereitgestellt werden. Bezogen auf den zeitlichen Ablauf der Modellkette ergibt sich somit, dass der Start der Datenassimilation für einen Termin vor allem durch die Startzeit der Analyse der nächsten Vorhersagerechnung bestimmt ist.

Der Zeitpunkt der Fertigstellung der Vorhersageläufe wird bestimmt durch die Abgabezeiten der Wettervorhersagen durch den DWD an die Endnutzer der Daten (Rundfunk, Fernsehen, Presse, andere Wetterdienste, ...). Andererseits hängt der Startzeitpunkt für die dazugehörigen Analysen vom zeitlichen Verlauf des Dateneinganges der Beobachtungen aus dem weltweiten Beobachtungsnetz der WMO ab. Da ein möglichst großer Teil aktueller Meldungen für die Numerische Analyse verwendet werden soll, ist somit auch dieser Zeitpunkt nach vorne hin begrenzt.

Die Organisation dieses Ablaufes wird vom Routine-Supervisor SMS, entwickelt vom Europäischen Zentrum für Mittelfrist-Wettervorhersage (EZMW), über-

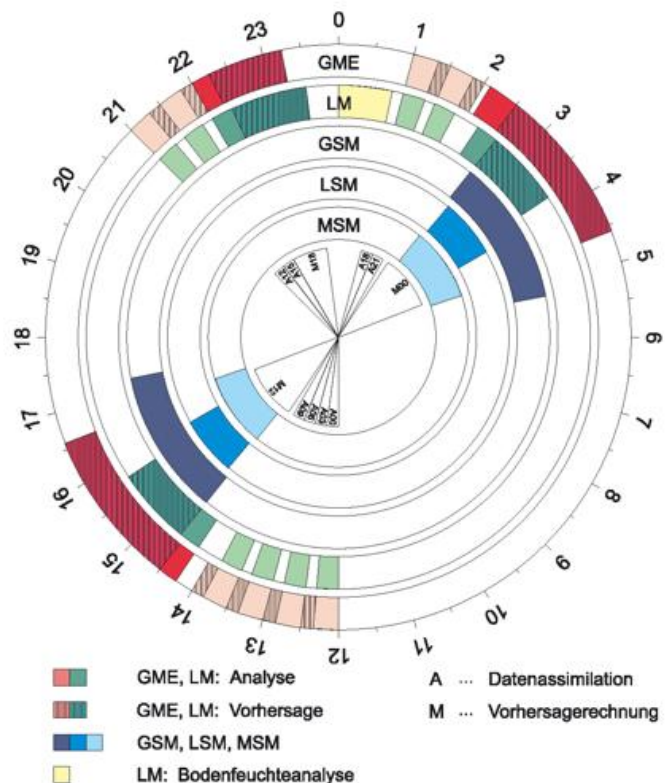


Abb. 13-1: Zeitlicher Ablauf der Vorhersage mit den DWD-Modellen GME und LM.

nommen. Im SMS werden alle Komponenten des NWV-Systems erfasst, die Abhängigkeiten zwischen den einzelnen Komponenten definiert und die Abarbeitung initialisiert. Der Status der Abarbeitung der einzelnen Komponenten wird kontinuierlich dem Operator im Rechenzentrum angezeigt.

Abb. 13-2 zeigt, wie z. B. ein Vorhersagemodell wie das LM gestartet wird. Das LM benötigt zum Start auch zusätzlich Informationen über die Vorhersagezeit, den Termin und muss auch den Anfangszustand, die Analysen, zur Verfügung haben. Im Gegensatz zu vielen Anwendungen am heimischen PC, wo die einzelnen Programme per Maus gestartet werden, steht hier die graphische Oberfläche im Hintergrund nur für Kontrollzwecke zur Verfügung. Der Supervisor SMS startet einen Batch-Job auf dem Compute-Server. Dieser Batch-Job wiederum startet mit den vom SMS übergebenen Parametern ein Korn-Shell-Script. In diesem Script, speziell für jede der verschiedenen NWV-Komponenten programmiert, werden alle von dieser Komponente (z. B. dem LM) benötigten Daten bereitgestellt, das Modell gestartet und am Ende die vom Modell produzierten Daten wieder auf dem Datenserver abgelegt. Der Status der Abarbeitung wird dem SMS übergeben, so dass nach Beendigung des Modells die vorhandenen Folgejobs gestartet werden können. Dieses doch recht einfach aussehende Vorgehen verschleiert nach außen

hin ein wenig die Komplexität der Korn-Shell-Scripten, die mit Fehlerbehandlung, Datentransfer zwischen Compute- und Datenserver und Parameterübergabe an des NWV-Modell schnell den Umfang von mehreren tausend Zeilen Quelltext erreichen können.

4 Datenfluss

Im vorigen Abschnitt wurde bereits dargestellt, dass während der operationellen Vorhersage mehrere NWV-Modelle zur selben Zeit auf dem Compute-Server rechnen. Zwischen diesen Komponenten des NWV-Systems bestehen Abhängigkeiten dahingehend, dass zum einen eine Vorhersage erst starten kann, wenn für den entsprechenden Termin eine Analyse bereitgestellt wurde und zum anderen das Ausschnittsmodell auf die seitlichen Randdaten des GME zur Durchführung seiner Vorhersage angewiesen ist.

Die Abb. 13-3 zeigt den Datenfluss zwischen den verschiedenen Modellkomponenten der Modelkette GME/LM. Als Eingabedaten für die Analyse des GME werden Beobachtungen, Analysen anderer NWV-Zentren, z. B. Meeresoberflächentemperatur und Schnee vom NCEP (USA) und Ozon vom EZMW (UK), Klimadaten und andere konstante Daten verwendet. Die Analyse erzeugt den Anfangszustand der Atmosphäre,

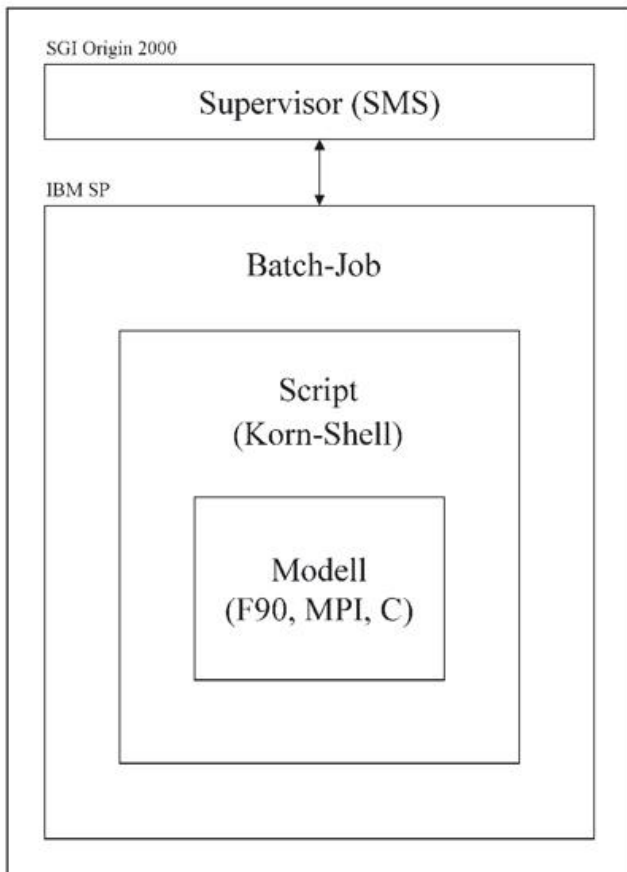


Abb. 13-2: Schematischer Ablauf eines Routinejobs.

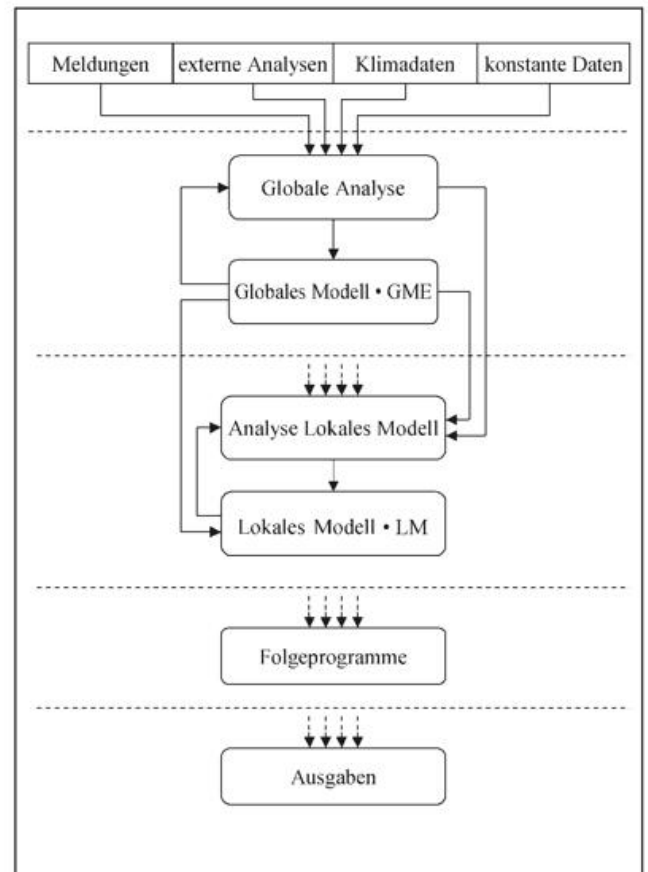


Abb. 13-3: Datenfluss zwischen den Modellen der Kette GME/LM.

von welchem dann die entsprechende Modellvorhersage des GME startet. Im Rahmen der Datenassimilation gibt es von der GME-Vorhersage allerdings auch eine Rückkopplung auf die Analyse des Folgetermins, da die 3-stündige Vorhersage des GME als erste Näherung für die Analyse des Termins 3 Stunden später verwendet wird.

Ähnliche Aussagen wie für den Datenfluss zwischen den Modellkomponenten des GME gelten für das LM. Die LM-Analyse verwendet die gleiche Art von Eingabedaten, wie die GME-Analyse, und erzeugt einen Anfangszustand der Atmosphäre. Das LM startet von diesem Anfangszustand. Für die Rückkopplung zwischen LM-Vorhersage und LM-Analyse gilt das zum GME gesagte analog. Da das LM ein Regionalmodell ist, werden als zusätzlicher Input GME-Daten benötigt. Während der LM-Vorhersagen werden die benötigten seitlichen Randdaten in einem 1-stündigen Intervall vom GME-Gitter auf das LM-Gitter interpoliert und vom LM innerhalb eines definierten Randstreifens des LM-Gebietes, der Relaxationszone, adaptiert. Die Randdateninterpolation erfolgt sowohl während der Datenassimilation als auch während der Vorhersage.

Die Folgeprogramme benötigen oft sowohl die von den NWV-Modellen bereitgestellten Analysen und Vorhersagen als auch die Beobachtungsdaten.

5 Organisation des Datenaustauschs zwischen den Modellkomponenten

Die Komplexität der Ablaufsteuerung der NWV-Modellkette erfordert einen zuverlässigen Weg, die oben beschriebenen Daten zwischen den unterschiedlichen Modellkomponenten auszutauschen. Im DWD werden alle Daten zwischen den Modellkomponenten über ein Datenbanksystem ausgetauscht. Basissoftware für die DWD-Datenbank ist das kommerzielle relationale Datenbanksystem ORACLE 8.x, welches auf den Datenservern installiert ist. Der Zugriff auf die ORACLE-Datenbank von den verschiedenen Plattformen aus erfolgt über eine Client-Server-Schnittstelle, programmiert in C und basierend auf Socket-Kommunikation zwischen verschiedenen Plattformen. Diese Schnittstelle macht die Nutzung der Datenbank von der Client-Plattform aus unabhängig von der Unterstützung des jeweiligen Betriebssystems durch den Datenbankhersteller. Durch die Anbindung eines Archivsystems (AMASS) an die ORACLE-Datenbank erhält der Nutzer eine einheitliche Schnittstelle für alle unter ORACLE gespeicherten NWV-Daten, unabhängig davon, ob die benötigten Daten in der Datenbank („online“) oder im Archivsystem („offline“) gespeichert sind.

Die zu speichernden Datenmengen liegen in der Größenordnung von etwa 14 GB für eine GME-Vorhersage über 174 Stunden und etwa 5 GB für eine LM-Vorhersage über 48 Stunden. Die Performance des Daten-

zugriffes bietet Reserven für den weiteren Ausbau der NWV-Modellkette.

Jede Komponente der NWV-Modellkette liest die benötigten Anfangsdaten aus der Datenbank und schreibt die Ergebnisse sofort nach Fertigstellung zurück. Dieses Verfahren hat den großen Vorteil, dass alle weiteren Programme über eine eindeutig definierte Schnittstelle auf die NWV-Analysen und -Vorhersagen sofort nach deren Bereitstellung zugreifen können. Die beschriebene CSOBANK-Schnittstelle erlaubt dieses unabhängig von der verwendeten Plattform, solange CSOBANK auf diesem System lauffähig ist. Einzelheiten dazu siehe Abb. 13-4.

Eine Ausnahme in der beschriebenen Vorgehensweise wird bei der Interpolation der Randdaten für das LM aus den GME-Vorhersagen gemacht. Hierbei werden die GME-Daten direkt aus dem Dateisystem gelesen und die interpolierten Randdaten nur in das Dateisystem geschrieben. Dieses Vorgehen liegt darin begründet, dass die Randdateninterpolation immer dem entsprechenden LM-Gebiet eindeutig zugeordnet werden muss, und somit nur das LM diese Daten benutzt.

Eine detaillierte Beschreibung aller in der Datenbank enthaltener GME- und LM-Felder ist in der Datenbankbeschreibung für GME und LM (zu beziehen vom DWD, Abteilung FE1) enthalten.

6 Verfahren zur Weiterentwicklung der NWV-Modelle

Eine Grundlage für die immer weitere Verbesserung der Wettervorhersage für die Bevölkerung ist auch eine ständige Weiterentwicklung der NWV-Modellkette. Die Vorgehensweise im Rahmen der Änderung von Komponenten der NWV-Modellkette stellt die Abb. 13-5 dar.

Ein operationelles System sollte möglichst selten geändert werden. Falls dieses doch notwendig ist, muss es genau definierte Prozeduren geben, die sicherstellen, dass die durchgeführten Änderungen ohne eine Störung des operationellen Systems eingeführt werden können. Deshalb gibt es eine Trennung zwischen der Modellentwicklung an sich und der Einbindung in die operationelle NWV-Modellkette. Der Hauptgrund dafür ist, dass durch die Komplexität des NWV-Systems die einzelnen Wissenschaftler nicht mehr alle eventuellen Auswirkungen einzelner Änderungen auf die Gesamtheit der Modellkette überblicken können.

Versionsverwaltungssystem VCS (Version Control System)

Die Standardschnittstelle für das Einfahren von Modelländerungen ist hierbei das Versionsverwaltungssystem VCS. Über das VCS wird die Entwicklung neuer Modellversionen durch verschiedene Wissenschaftler

dahingehend koordiniert, dass in der zentralen Quellcodebibliothek die unterschiedlichen Modellversionen immer eindeutig den einzelnen Entwicklungsschritten zugeordnet werden können. Eine derartige Koordination ist immer dann notwendig, wenn mehrere Entwickler an einem Softwareprojekt arbeiten und inkonsistente Softwareversionen vermieden werden müssen.

Das VCS basiert auf der mit allen System V Unix-Systemen verfügbaren Software SCCS. Es bietet ein einfach zu lernendes Nutzerinterface für Wissenschaftler und Programmierer. Nur die Nutzung derartiger frei verfügbarer Basissoftware gestattet die effektive Kooperation in der Softwareentwicklung mit in- und ausländischen Partnern.

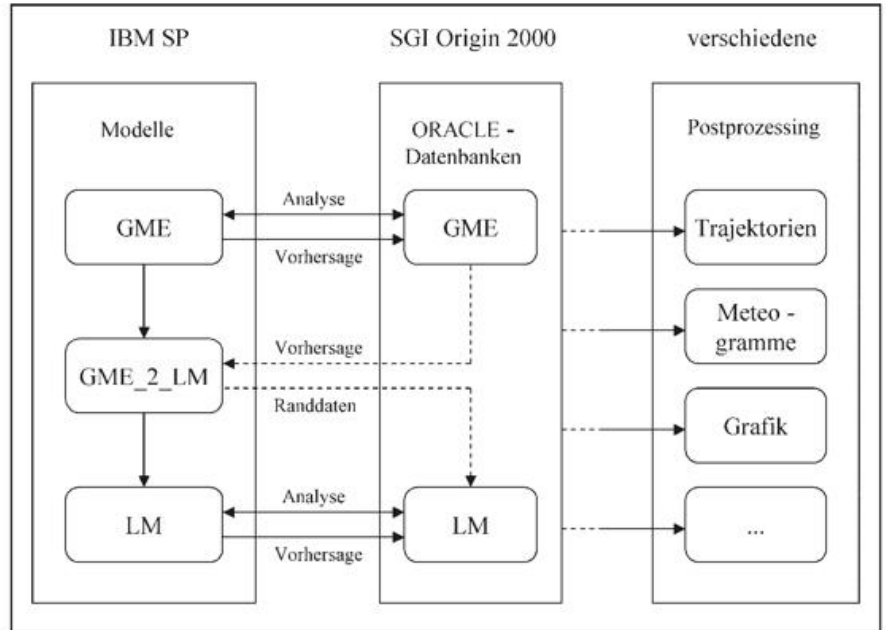


Abb. 13-4: Datenströme in der Modellkette GME/LM.

Experimentiersystem NUMEX

Die Komplexität des NWV-Systems erforderte die Entwicklung einer Umgebung zur Durchführung numerischer Experimente. Dieses Experimentiersystem (NUMEX) hat die folgenden grundlegenden Aufgaben:

- Durchführung komplexer Systemtests bei Änderungen einzelner Komponenten des NWV-Systems,
- Bereitstellung einer Experimentierumgebung für Softwareentwickler und Wissenschaftler zur Durchführung komplexer Experimente mit dem NWV-System des Deutschen Wetterdienstes,
- Untersuchung des Einflusses neuer externer Datenquellen auf die Vorhersagequalität von GME und LM.

Ein solches Experimentiersystem muss eng an die Entwicklung des NWV-Systems gekoppelt sein, da alle Änderungen zuerst über die Experimentierumgebung getestet werden. Es muss weiterhin möglich sein, innerhalb von Experimenten die operationelle Vorhersage bitgenau zu reproduzieren. Nur diese Eigenschaft gewährleistet es, den Einfluss einzelner Beobachtungsdaten auf die Vorhersagequalität der NWV-Modelle zu untersuchen. Hier sind einige wenige Beispiele aus der Vergangenheit, in

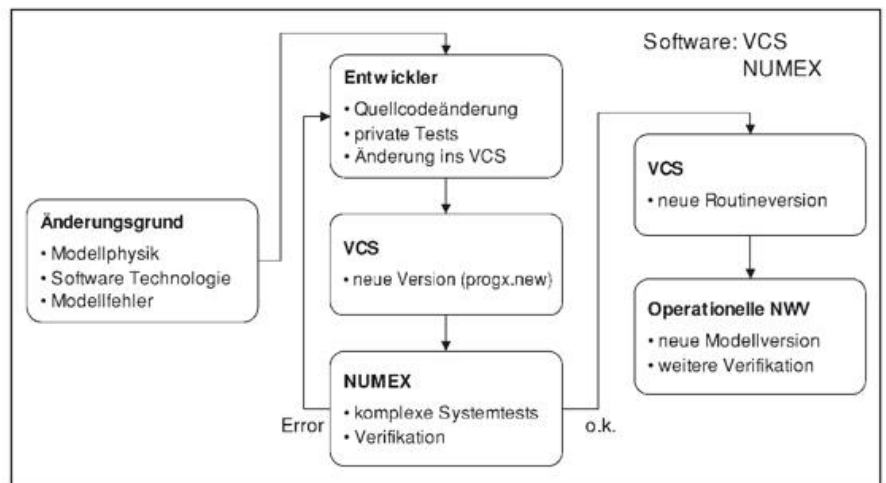


Abb. 13-5: Änderungen am NWV-System.

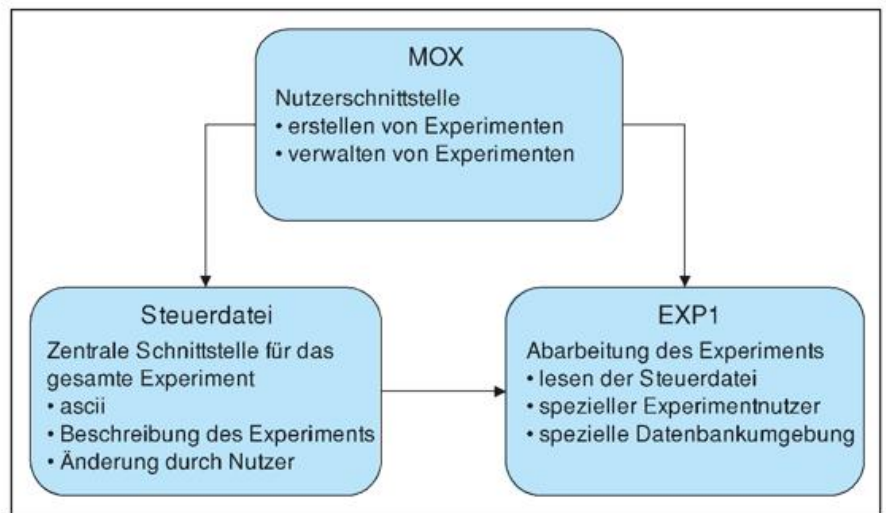


Abb. 13-6: Das NUMerische EXPERimentiersystem.

denen NUMEX eine mitentscheidende Rolle bei der Erfüllung der Aufgaben im Bereich der Forschung und Entwicklung gespielt hat:

- Auswertung der Daten des ALPEX-Experiments,
- Einführung des Deutschlandmodells (DM4) zum 15.09.1997,
- Einführung der Modellkette GME / LM im Dezember 1999,
- Fallstudien zum Orkan Lothar zu Weihnachten 1999,
- Nutzung der ORACLE-Datenbank für die Speicherung von Grib-Daten,
- Migration der Modellkette GME / LM von der Cray T3E auf die IBM SP mit gleichzeitiger Einführung eines 3-stündigen Assimilationszyklus beim GME.

Die Abb. 13-6 zeigt die drei Hauptbestandteile von NUMEX.

An erster Stelle steht hierbei die Nutzerschnittstelle MOX. Die Schnittstelle erlaubt die Definition nahezu beliebig komplexer Experimente über ein Menüsystem. Innerhalb von MOX wird sehr viel Wissen über die operationelle Modellkette verarbeitet. Der Nutzer von NUMEX kann über MOX die gesamte Verwaltung der Experimente organisieren.

Die Steuerdatei wird über MOX erstellt und enthält sämtliche Informationen über ein Experiment. Die Informationen liegen im Ascii-Code vor. Der Nutzer kann nach der Erstellung eines Experiments dieses mittels eines einfachen Ascii-Editors modifizieren (was auch sehr intensiv genutzt wird).

Der dritte Hauptbestandteil EXP1 führt letztendlich das Experiment aus. Hierzu werden alle Informationen aus der Steuerdatei gelesen. Die Ausführung erfolgt unter einer speziellen Nutzer-ID. Dieses Vorgehen erlaubt eine zentrale Verwaltung aller Ressourcen der Experimentierumgebung. Natürlich hat jeder Nutzer auf die Daten seiner Experimente den vollen Zugriff.

Im folgenden werden die Eigenschaften von NUMEX aufgelistet:

- Nutzung einer einfachen Client-Server-Architektur (MOX läuft auf Workstations und den Compute- und Routineservern),
- es werden verschiedene Typen von Compute-Servern unterstützt (Cray T3E, Fujitsu VPP300, IBM SP),
- jedes Experiment wird in einer Umgebung ausgeführt, die ähnlich der Routine-Umgebung aufgebaut ist (Dateisysteme, Datenbanken,...),
- Experimente können operationelle Modellläufe identisch nachrechnen, der Nutzer kann aber auch beliebige NWV-Komponenten durch eigene austauschen,
- Es können sehr komplexe Experimente gerechnet werden, ohne dass der Nutzer die gesamte NWV-Modellkette in allen Teilen detailliert kennen muss,
- Ein Nutzer kann viele Experimente besitzen und von seiner eigenen Nutzer-ID verwalten.

Diese Auflistung zeigt, dass mit dem Experimentiersystem NUMEX eine mächtige Umgebung für die Weiterentwicklung der NWV-Modellkette zur Verfügung steht. Dieses System kann seine Aufgaben aber nur dadurch erfüllen, dass die Anforderungen von NUMEX zur Bereitstellung von Systemressourcen von Hard- und Software (Festplattenkapazität, Jobklassen, Datenbank-support, Archivmedien) bestmöglichst durch die Systemadministratoren im Rechenzentrum erfüllt werden.

Literatur

- D. MAJEWSKI, A. MÜLLER, B. RITTER, 2001: Kurze Beschreibung des Global-Modells GME und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD.
- G. DOMS, U. SCHÄTTLER, J.P. SCHULZ, 2002: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD.
- Business Area Research and Development, May 2001: Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst.

14 K. BALZER Zum Mensch – Maschine-Konflikt in der Wettervorhersage

1 Einleitung

Von der synoptischen Methode zur Vorhersage des Wetters können wir seit 1820 und BRANDES' genialer Idee sprechen, auch wenn sie in Europa erst ab 1855 schrittweise praktisch umgesetzt wurde. Für ziemlich genau ein Jahrhundert stellte aber dann die Synoptik den *einzigsten* wissenschaftlichen Ansatz zur Wettervorhersage dar. Daran vermochten auch permanent neue Daten, Erkenntnisse, Theorien und ... Hoffnungen nichts Wesentliches zu ändern – man trat eigentlich auf der Stelle, und die „Trefferprozent“ der 30er bis 60er Jahre des letzten Jahrhunderts sahen nicht viel anders aus als zu Zeiten von BEBBERS und KÖPPENS an der Deutschen Seewarte. Mit den Herausforderungen während des 2. Weltkrieges und der Nachkriegszeit, mit SCHERHAG, der Entdeckung des Strahlstroms und den dynamischen Stromfeldanalysen erreichte die Wirkungsgeschichte der originären Synoptik zweifellos ihren Höhepunkt.

Nach einer Latenzzeit von etwa einem halben Jahrhundert, welches mit BJERKNES(1904), EXNER(1907) und RICHARDSON(1911 bis 22) begann, eröffnete die ‚Numerik‘, d. h. die thermo-hydrodynamische Modellierung atmosphärischer Bewegungen und ihre numerischen Lösungsansätze grundsätzlich neue Möglichkeiten der Wettervorhersage. Von Anfang an wurden sie, je nach Gefühl und Wissen, als aussichtslose oder bedrohliche **Konkurrenz**, als willkommene, aber doch eher dienende **Hilfe** oder als mehr oder weniger vollständiger **Ersatz** des Synoptikers begriffen. In nur vier Jahrzehnten, d. h. innerhalb (*m*)eines Wissenschaftlerlebens, haben sich wirklich dramatisch zu nennende Veränderungen in der Rolle von Mensch und Maschine in der Wettervorhersage ergeben.

2 Zur Chronik dieses Konflikts

2.1 Die Bodendruckvorhersagekarte

Ausgerechnet auf dem Feld einer damals (1959) relativ modernen synoptischen Arbeitsweise, nämlich der gewissenhaften Konstruktion der 24stündigen Bodendruckvorhersagekarte nach der 1948 von SCHERHAG publizierten Methode¹, mussten auch wir Leipziger Vorhersagemeteorologen in den darauffolgenden Jahren die allerersten, unliebsamen Erfahrungen in der individuellen Auseinandersetzung mit der „Maschine“ sammeln.

8 Jahre nach dem US-Wetterdienst hatte auch der Deutsche Wetterdienst (DWD) im Oktober 1966 begonnen, tägliche barotrope Vorhersagen nordhemisphärischer Geopotentialfelder für 500 hPa per Faksimile zu verbreiten. Die Vorhersage der Bodenkarte 1000 hPa basierte zwar ebenfalls noch auf dem SCHERHAGschen Ansatz, aber die Extrapolation der 24stündigen Bodendruckänderung folgte **eindeutigen**

Algorithmen, deren Abarbeitung dann logischerweise einem Programm somit der Maschine übertragen werden konnte. Die vergleichende Verifikation ergab schon zu diesem Zeitpunkt – natürlich nicht in jedem Einzelfall, wohl aber in ihrer Summe – eher eine Überlegenheit der ‚Maschine‘. Gravierender noch: während der empirisch-manuelle Ansatz ausgereizt schien, hielten die ‚Numeriker‘ noch viele gewichtige ‚Pfeile im Köcher‘ bereit, z. B. den Übergang von der barotropen zur baroklinen Atmosphäre, einen besseren Reibungsansatz und die Berücksichtigung diabatischer Effekte. Schon im Jahr darauf, Ende 1967, war die Mensch-Maschine-Konkurrenz in dieser Frage entschieden, siehe dazu Tab. 14-1:

rmse(gpm): IV.Quartal 1967	Barotropes Modell	Baroklines Modell
AT500+24	43,8	45,2
Bodendruck+24	66,1 automatisierte Empirie	50,2 → RV=42%

Tab. 14-1: Fehlervergleich des barotropen und baroklinen Modells im Jahre 1967.

Vor diesem Hintergrund müssen einige Gedanken von FLOHN (1953)² im Nachhinein geradezu als prophetisch bewertet werden:

„Gewiß behält der Frontbegriff seine Bedeutung für die Deutung räumlich begrenzter Wolkenfelder bei, spielt aber bei der Zyklonogenese und Antizyklonogenese sowie bei der Diskussion der allgemeinen Zirkulation keine wesentliche Rolle mehr. Begriffe, die vor 15 bis 20 Jahren in der Synoptik eine zentrale Stellung einnahmen, wie Front und Luftmassen, haben so ihren Sinn gewandelt und an Bedeutung eingebüßt, in der Praxis behalten sie ihren Wert nur als nützliche Veranschaulichungen.“

Und schließlich: *„Eines ist sicher: in dem gegenwärtigen (1953) Entwicklungsstadium ist Stillstand gleichbedeutend mit Rückschritt. Neue Wege stehen offen: sehen wir zu, dass wir uns den Zutritt nicht verbauen durch Beharren auf einer überholten Tradition.“*

Noch nach mehr als 40 Jahren gab und gibt es genügend Grund, an diese frühen Einsichten eines FLOHN zu erinnern, darauf wird noch eingegangen.

2.2 Die Interpretation der Vorhersagekarten in wirkliches Wetter

Mitte der 1965er Jahre begann der Mensch-Maschine-Konflikt virulent zu werden. Je nach Erfahrung und Überzeugung tendierten fortan die Meteorologen, Studenten wie

gestandene Fachleute, gegensätzliche, ja zuweilen unveröhnliche Positionen zu beziehen, wenn es um die Zukunft der praktischen Wettervorhersage ging:

„Sie, die Numeriker, vermögen vielleicht eines fernen Tages, großräumige Zirkulationsfelder der Nordhemisphäre vorherzusagen, aber sobald es um wirkliches, lokales Wetter geht, wird es immer des erfahrenen Synoptikers bedürfen.“

Dies etwa war die Überzeugung der Traditionalisten.

Die theoretischen ‚Stürmer und Dränger‘, in der Regel bar jeder praktischen Erfahrung, konterten: *„Der Synoptiker wird überflüssig. Sein Job macht, eher als mancher denkt, sehr bald der Computer.“*

FLOHN beteiligte sich nicht an der ideologischen Polarisierung, sondern wies – ungemein konstruktiv und weitsichtig – einen dritten Weg: die Kopplung statistischer und numerischer Verfahren. Damals, in den 1950er Jahren, wurde dieser Hinweis entweder nicht so recht verstanden – weder von den ‚Praktikern‘, noch von den ‚Theoretikern‘ – oder er konnte wegen des Fehlens geeigneter technischer und methodischer Hilfen noch nicht in die Tat umgesetzt werden. Es gehört zu den schwer verständlichen Tatsachen unserer Wissenschaftsgeschichte, dass dieser weitsichtige Ratschlag in nicht wenigen Ländern und meteorologischen Diensten selbst zu Beginn des neuen Jahrhunderts noch aktuell ist und seiner praktischen Realisierung harret.

So unübersehbar die Fortschritte der sog. Numerischen Wettervorhersage auch waren, so recht verdiente sie damals diesen Namen eigentlich nicht; denn die Vorhersage des wirklichen Wetters, wie Sonne und Regen, Wind und Nebel, Hitze und Kälte, blieb nach wie vor dem erfahrenen ‚Synoptiker‘ vorbehalten³.

Allerdings zeigte es sich sehr bald, dass neue Fähigkeiten erlernt werden mussten. Nicht der manchmal schwer nachzuvollziehende ‚Expertenblick‘ auf die synoptischen Karten der Ausgangswetterlage genügte mehr, sondern eine zureichende Transformation von großräumigen, numerischen Vorhersagekarten in wirkliches, kleinräumiges Wetter war gefragt – bei 154 per Faksimile verbreiteten, meist computergezeichneten Karten schon damals⁴ keine leichte Aufgabe.

In dieser, von FAWCETT 1963 als **man-machine-mix** bezeichneten neuen Ära wurde jedoch bald offenbar, dass die Verbesserung der lokalen End-Vorhersage nicht Schritt hielt mit dem Leistungsfortschritt der Numerik. Die spannende Frage war, ob dies, der scale-Unterschiede wegen, grundsätz-

lich nicht zu ändern war, oder ob es neuer, z. B. statistischer Ansätze dieser Interpretationsarbeit bedurfte, was ja nichts anderes bedeutete, als eine geeignete ‚Umkehroperation‘ zur längst etablierten Parametrisierung aufzufinden. Das, was dem Synoptiker immer schwer fiel, das Algorithmisieren seiner Entscheidungsfindung, die nicht selten große Ähnlichkeit mit künstlerischer Intuition und den Diagnosen erfolgreicher Ärzte aufwies, übernahmen zunehmend statistische Interpretationsmodelle. Einmal algorithmisiert, konnte man sie auch umgehend der Maschine zur ‚stupiden‘, aber extrem schnellen Abarbeitung übergeben. Anfangs (1965 bis 1980) nur erwünschte Unterstützung des Vorhersage-Meteorologen, mutierte das ‚statistical post-processing‘⁵ der ‚rohen‘ NWP-Produkte in den darauffolgenden Jahren zwischen 1980 und 2000 schrittweise zum unmittelbaren Konkurrenten des ‚Menschen‘ – freilich nur dann, wenn systematisch, sine ira et studio und **vergleichend** verifiziert wurde.

3 Reaktionen und Standpunkte

Ende der 1960er/Anfang der 1970er Jahre waren in den USA (KLEIN), Schweden (LÖNNQVIST) und im ostdeutschen Meteorologischen Dienst (MAEDE) die Entwicklungsarbeiten zur statistischen Interpretation von Vorhersagekarten so weit fortgeschritten, dass zur täglichen automatischen Vorhersage lokaler Wetterelemente übergegangen werden konnte. Andere Länder und Dienste folgten, und 1976 hielt insbesondere BENGTSOON die Zeit für gekommen⁶, diese neuen Erfahrungen international auszutauschen und zu befördern⁷.

Schon 1964, auf der Meteorologentagung in Leipzig, legte BÖHME⁸ eine interessante, informationstheoretische Analyse über zwei wichtige Ansätze der Wettervorhersage vor, der klassischen Statistik und der klassischen atmosphärischen Dynamik, wobei er letztere – was die Anzahl m der Prediktoren und die Anzahl n der „analogen Fälle“ anlangt – konsequenterweise als Grenzfall der Statistik ansah. Er hatte dann gezeigt, „daß die statistische Entropie ... bei einer geeigneten Kombination von statistischen und numerischen Verfahren ein Minimum (an Unbestimmtheit) erreichen muß.“⁹

1969, auf der bemerkenswerten Meteorologentagung zum „Problem der Wettervorhersage“ im Ostseebad Kühlungsborn, stellte er sich der unaufschiebbaren Frage, wo denn in diesem Kontext nun eigentlich der Platz der klassischen Synoptik zu finden ist¹⁰:

1 R. Scherhag, Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose (Springer-Verlag, 1948): „Die Zeit, wo man die Prognosen einfach aus Erfahrung und rohe Abschätzung aufbaute, sollte endgültig vorbei sein.“
 2 H. Flohn, Grundsätzliche Probleme der Wettervorhersage, Deutsche Meteorologentagung 1953, Berlin (West)
 3 Im DWD wurde z. B. erst 1977/78 von der ‚Maschine‘ wirkliches Wetter, wie Niederschlagsmenge, Wind, Temperatur und Bedeckungsgrad mit Wolken vorhergesagt und als gezeichnete Meteogramme verbreitet.
 4 Im Jahre 1967, DWD
 5 In seiner Einheit von NWP + „dynamischer Interpretation“ (= direct model output DMO) + Expertenwissen + lokalem, wetterlagen-spezifischem Klima + mathematischer Statistik und Wahrscheinlichkeitstheorie + Automatisierung
 6 1. WMO-Symposium über die statistische Interpretation numerischer, großskaliger Vorhersagekarten, Warschau, 1976
 7 Etwa vier Jahre später ergänzte das WMO-Format GRID die bis dahin üblichen ‚analogen‘ Vorhersagekarten – ein wichtiger Schritt zur vollautomatischen Wettervorhersage
 8 W. Böhme, Statistische Methoden in der atmosphärischen Dynamik und der Wettervorhersage, Z. Meteorol. 17 (1964)
 9 Übrigens wurde in meinen Augen diese These Jahre und Jahrzehnte danach durch die Praxis der Statistischen Interpretation und den ab 1992 operativ eingesetzten Ensemble-Vorhersage-Techniken (EPS) glänzend bestätigt.
 10 W. Böhme, Stand und Entwicklungstendenzen der Wettervorhersage, Z. Meteorol. Bd. 22, H. 1-5

„Wenn ein Prognostiker eine Methode benutzt, die sich möglichst auf physikalisch-qualitative Schlußfolgerungen entsprechend den Gesetzmäßigkeiten der atmosphärischen Dynamik orientiert, wird er dadurch gegenüber den numerischen Verfahren benachteiligt, daß er die sehr komplizierten Gesetzmäßigkeiten ... nicht in genügendem Umfange zu berücksichtigen vermag. Wenn er sich mehr auf Analogiebetrachtungen und die Anwendung bestimmter Regeln stützt, ist er durch die Mängel des menschlichen Gedächtnisses gegenüber den objektiven statistischen Verfahren benachteiligt.“

Nach der eben erwähnten Meteorologentagung wurde im ostdeutschen Meteorologischen Dienst ab 1969 in der Tat begonnen, das empirisch angehäuften Expertenwissen für den täglichen Vorhersagedienst zu algorithmisieren. Dieser interessante Versuch scheiterte.

In der Reihe möglicher Gründe wog die Einsicht am schwersten, dass algorithmisierbares Expertenwissen viel effizienter bei der Entwicklung der statistischen Interpretationsmodelle sowohl gewonnen als auch routinemäßig wirksam gemacht werden kann als über Kästen mit Karteikarten voller Regeln.

Als eine ähnliche Sackgasse erwies sich übrigens auch der anfangs durchaus lohnenswert erscheinende Versuch, Teile der synoptischen Begriffswelt, wie das Fronten- und Luftmassenkonzept, zu computerisieren, um so z. B. zu einer **objektiven Frontenanalyse** zu gelangen. Wenn sich aber diese komplexen Begriffe durch eine Teilmenge der in der NWP anfallenden Informationen definieren lassen, z. B. mittels geeigneter horizontaler und vertikaler Gradienten mess- und berechenbarer meteorologischer Größen – um wie viel aussichtsreicher muß dann ein Ansatz sein, der diese Informationen vollständig ausnutzt (→FLOHN 1953, s. Fußnote 2).

4 Fakten und Folgen

4.1 Die Voraussetzung

Nach Lage der Dinge kann es heute, am Beginn des 21. Jahrhunderts, nicht mehr darum gehen, ob die „Maschine“ ein nützliches Hilfsmittel abgibt oder nicht, sondern wo und wann der „Mensch“ diese Guidance, im Einzelfall und in ihrer Summe, noch nachhaltig und wesentlich verbessern kann.

Ohne eine solide, zeitgemäße Verifikationsarbeit lässt sich diese wichtige Frage nicht beantworten, schon gar nicht mit Umfragen und Abstimmungen. Einschlägige Thesen sollten künftig nur noch ernst genommen werden, insofern sie einer Verifikation, die den Namen verdient, standhalten. Deren Ergebnis muss man dann aber auch zur Kenntnis nehmen und lernend verarbeiten wollen.

Im übrigen, scheint mir, können sich heute die Aktivitäten eines Prognostikers nicht mehr in der Erzeugung von Vorhersagen erschöpfen (siehe Abschnitte 5.2 und 5.3).

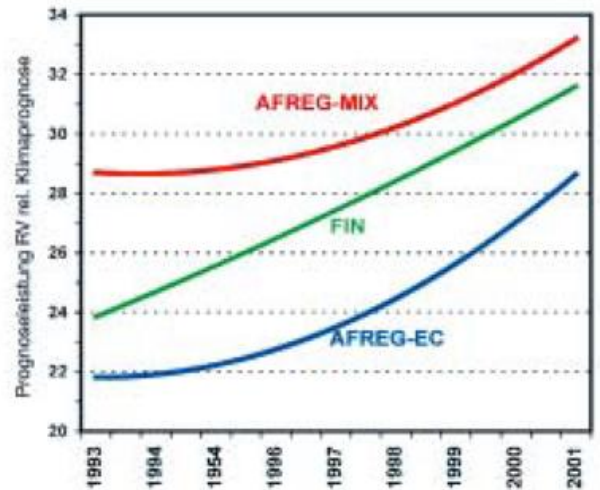


Abb. 14-1: Der Gütetrend mittelfristiger DWD-Vorhersagen lokalen Wetters (= tägliche Temperaturextreme, Sonnenscheindauer, Niederschlag und Wind) für 2 bis 7 Tage im voraus, punktuell verifiziert an 4 bis 6 deutschen Orten.

Die mittlere Trendkurve FIN repräsentiert die Qualität des Endprodukts, während AFREG eine vollautomatische Vorhersage darstellt, die dem Vorhersagemeteorologen einige Stunden vorher bekannt ist: unten (blau, AFREG-EC) statistische Interpretation allein der EZMW-Vorhersagekarten, oben (rot, AFREG-MIX) „model mix“ aus EZMW und dem GME des DWD.

4.2 Mittelfrist

Abb. 14-1 zeigt, dass es zwar unleugbare Prognosefortschritte gibt, aber doch wohl auch ungenutzte, subjektive Leistungsreserven¹¹.

Die entscheidende Ursache für dieses ‚der-Maschine-Hinterherhinken‘ ist in einem Relikt alten Denkens zu finden, nämlich in der unbewiesenen Behauptung, der Experte sei bei Vorliegen mittelfristiger Prognosen verschiedener Modelle und Zentren in der Lage, zu selektieren.

Anstelle die wahrscheinlichste Lösung im Modell-Mix (siehe AFREG-MIX in Abb. 14-1) oder, allgemeiner, im Erwartungswert eines ganzen Ensembles von Ergebnissen verschiedener Modelle oder ‚Meinungen‘ (ensemble mean) zu erkennen, wird kritiklos immer noch der Fiktion nachgegangen, der Experte könne in einem Prognoseensemble a priori die beste Einzellösung ausmachen.

Im DWD-Durchschnitt (es gibt aber große, meist subjektiv bedingte regionale Unterschiede) wird lediglich die Temperatur (MIN, MAX) noch marginal verbessert, während Sonnenscheindauer (SD), Windgeschwindigkeit (ff12) und die Vorhersage der Niederschlagswahrscheinlichkeit (NW0) „verschlimmbessert“ werden (s. Abb. 14-2).

¹¹ Zu diesem Schluss ist man übrigens auch deshalb berechtigt, weil es unübersehbare Unterschiede im Mensch-Maschine-Verhältnis von Ort zu Ort gibt. Ein aktuelles Beispiel aus der Kurzfristvorhersage finden Sie unter Abb. 14-10.

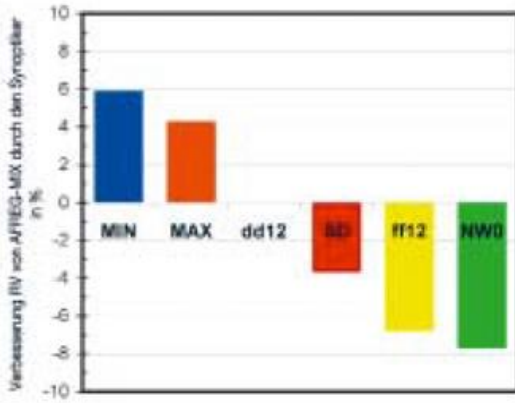


Abb.14-2: Veredlungsleistung RV % des Prognostikers im Vergleich mit der Genauigkeit des (schon etwa 5 Stunden vorher bekannten) automatischen Produkts AFREG-MIX für 6 deutsche Orte, im Jahr 2001, für 3 bis 7 Tage im voraus und in Abhängigkeit von verschiedenen Zielgrößen: MIN, MAX = tägliches Temperaturminimum und -maximum, dd12, ff12 = Windrichtung und -geschwindigkeit zum Termin 12 UTC, SD = tägliche Sonnenscheindauer, NW0 = Wahrscheinlichkeit für Niederschlag in einem 24-Stunden-Zeitraum.

4.3 Kurzfrist

Während bei *mittelfristigen* Wettervorhersagen noch eher Konsens darüber besteht, dass eine ‚manuelle Modifikation‘ der ‚Maschinenprodukte‘ gegenwärtig und im allgemeinen kein wesentliches Verbesserungspotential enthält, schwindet er um so mehr, je kürzer der Vorhersagezeitraum (lead time) wird. Nur wird dabei allzu oft nicht bedacht, dass die Zeit in Forschung und Entwicklung nicht stehen geblieben ist, wie man unschwer Abb. 14-3 entnehmen kann.

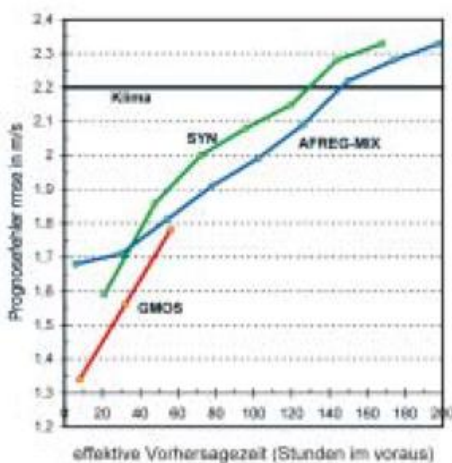


Abb.14-3: Wachstum des Fehlers rmse bei der kurz- und mittelfristigen Vorhersage der mittäglichen Windgeschwindigkeit ff zum Termin 12 UTC für verschiedene Prognoseansätze (DWD, Jahr 2001): „Mensch“ = SYN, „Maschine“ = AFREG-MIX und GMOS. Referenzvorhersage = Klima. Sie begrenzte die reale Vorhersagbarkeit von SYN auf etwa 130, während sie für AFREG-MIX 145 Stunden im voraus betrug.

Wenden wir uns aber auch anderen meteorologischen Elementen und Ereignissen zu. Sehr deutlich ist in den Abb. 14-4 bis 14-6 ab 1994 die positive Wirkung einer KALMAN-Filterung ‚roher‘ NWP-outputs zu erkennen, die ja vor allem in der Lage ist, systematische Modellfehler (=bias) zu minimieren, wozu auch gehört, dass ein dynamisches Prognose-

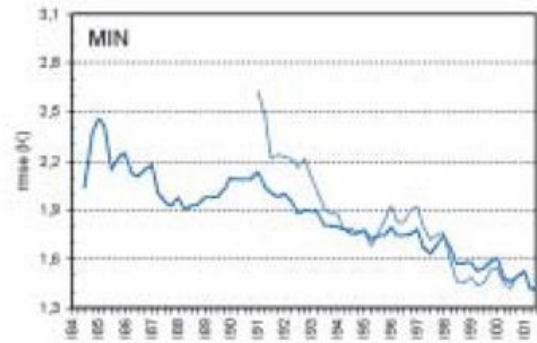


Abb.14-4: Entwicklungstrend des Fehlers rmse (übergreifendes 3-Quartalsmittel) bei der kurzfristigen DWD-Vorhersage der morgigen Minimumtemperatur MIN seit 1984 (I84 = 1. Quartal 1984, usw.) dick: Synoptiker, Prognosenausgabe 15 UTC, dünn: automatische Vorhersage, die etwa 8 Stunden eher bekannt ist. Anfangs bestand sie allein aus dem rohen ‚direct model output (= DMO) des EM, später wurde er KALMAN-veredelt. Ab 1998 führte eine statistische (MOS)-Interpretation des EM/GME zu einer weiteren, deutlichen Verbesserung.

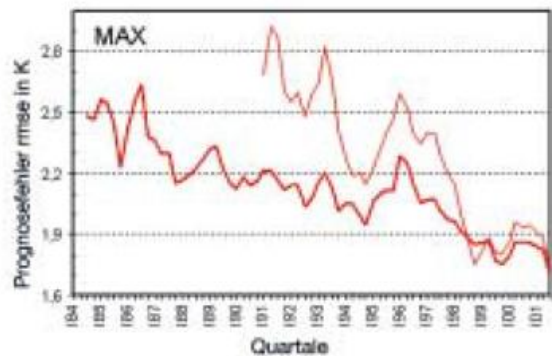


Abb. 14-5: Wie Abb. 14-4, aber: morgige Tageshöchsttemperatur MAX.

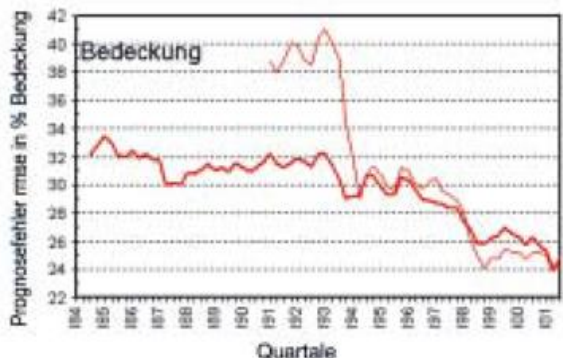


Abb. 14-6: wie Abb. 14-4, aber: Wolkenbedeckungsgrad morgen 00, 06, 12 und 18 UTC.

modell in der Regel viel zu häufig auch extreme Zustände, wie z. B. völlige Wolkenlosigkeit, vorhersagt. Seit Ende 1998 bewirkte dann ein typischer MOS-Ansatz der statistischen Interpretation eine weitere, deutliche Verbesserung der ‚Maschinen‘-Guidance.

Seitdem kann man (im DWD) von einer dramatischen Zuspitzung des Mensch-Maschine-Konflikts, auch in der kurzfristigen Wettervorhersage sprechen.

Eine merkliche, wenn auch *statistisch nicht signifikante* Verbesserung der automatischen Guidance gelang dem Prognostiker nur bei der **Maximumtemperatur** (Abb. 14-5). Marginale ‚Veredlungen‘ wurden noch beim Wetterzustand Nebel, Schneefall und Gewitter (W=4, 7, 9) erzielt, siehe dazu Abb. 14-7.

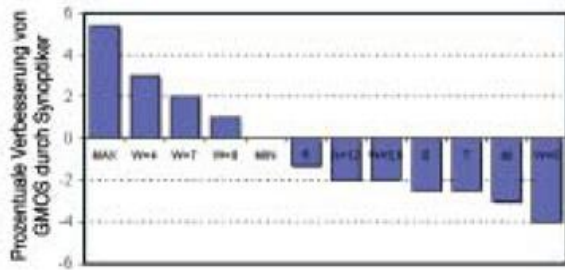


Abb.14-7: Wie viel Prozent der Fehlervarianz der morgendlichen, automatischen GMOS-Vorhersage (= statistische Interpretation des GME-Laufs von 00UTC) konnten die Synoptiker 8 Stunden später reduzieren? Negative Werte bedeuten: GMOS genauer als der Synoptiker. T, MIN, MAX = Termin-, Tagestiefst- und -höchsttemperatur, dd, ff = Windrichtung und -geschwindigkeit, fx > 12 = Vorhersage Windspitzen > 12m/s: ja oder nein, W = markantes Wetter mit 4 = Nebel, 5, 6 = Sprühregen, Regen, 7 = Schneefall, 8 = Schauer, 9 = Gewitter. (DWD, 14 Orte, Jahr 2001, Kurzfristvorhersage für morgen und die Termine 00, 06, 12 und 18 UTC).

Bei allen anderen Punkt-Terminprognosen war GMOS sogar leicht besser, d. h. es gelang dem Prognostiker selbst 8 Stunden später keine Verbesserung – eher das Gegenteil.

Neben der Tatsache, dass die Güte der Niederschlagsvorhersage (Abb. 14-8) immer auch von ihrer kritischen Menge abhängt – je größer, um so seltener und um so schwieriger – und abgesehen von gewissen ‚Irritationen‘ beim Aufbau der neuen GME/LM-Modellkette¹² ist kein Grund erkennbar, anzunehmen, die Gesamtheit der Synoptiker sei in der Lage, eine (selbst 8 Stunden ältere) automatische Niederschlagsvorhersage wesentlich zu veredeln.

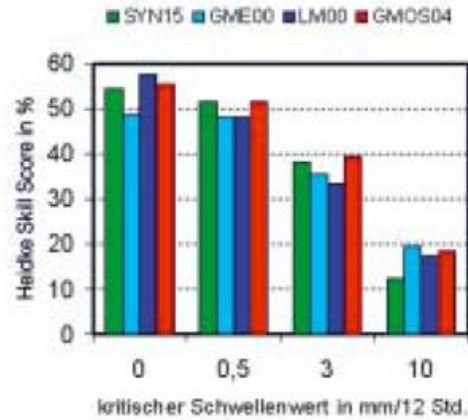


Abb.14-8: Methodischer Vergleich der Vorhersagegüte Heidke-Skill-Score HSS (je größer, um so besser) bei der kurzfristigen Vorhersage von Niederschlagsmengen in 2 aufeinanderfolgenden 12-Stunden-Intervallen. DWD, Jahr 2001. GME, LM, GMOS = automatische Verfahren der Wettervorhersage, SYN = Endvorhersage des Synoptikers mit Kenntnis der automatischen Angebote.

Deutlich sind die beiden „Schockwellen“ in der Abb. 14-9, **KALMAN** 1994 und **MOS** 1999, zu erkennen und das danach einsetzende Lernen.

Es spricht zur Zeit aber einiges dafür, dass bei weiteren Fortschritten in der Einheit von NWP+post-processing die Nulllinie nicht mehr wesentlich (mit RV>10%) und dauerhaft überschritten werden können.

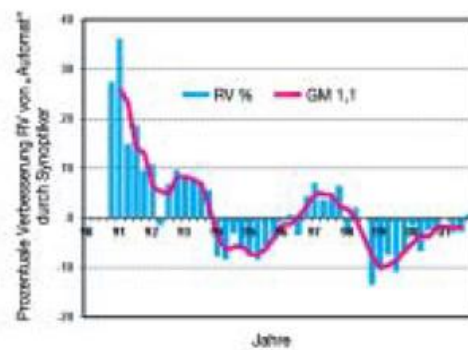


Abb.14-9: Zuspitzung des Mensch-Maschine-Konflikts in der kurzfristigen Wettervorhersage während des letzten Jahrzehnts an Hand der Veredlungsleistung RV des Prognostikers im Vergleich mit der automatischen Vorhersage. Es geht dabei um die Vorhersagequalität aller in den Abb. 14-7 und 14-8 überprüften Elemente (ohne W). Positive Werte: der „Mensch“ konnte das „Maschinenprodukt“ verbessern, negative Werte: dies gelang ihm nicht. Je Quartal eine Säule, übergreifend ausgeglichen mit der Linie GM1.1 = gleitendes Mittel unter Einschluss je eines Nachbarwertes.

12 Normalerweise sollte ein NWP-Modell vom Typ „LM“ wesentliche Niederschläge besser vorhersagen können als eine statistische Interpretation des größeren Hintergrundmodells GME, was früher tatsächlich der Fall war...
 13 TDL Office Note, 96-2 (April 1996), Silver Spring (GLAHN)

Bewusst wurde von der ‚Gesamtheit der Synoptiker‘ gesprochen, denn es gibt auch hier deutliche, vor allem subjektiv bedingte Ausnahmen von der Regel – in die positive, wie in die negative Richtung (s. Abb. 14-10).

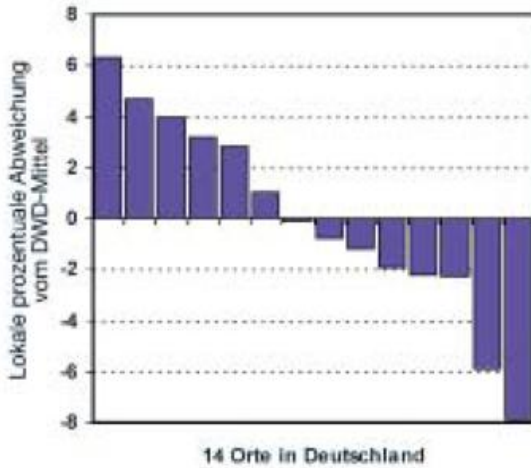


Abb.14-10: Diese Abbildung bezieht sich auf Abb. 14-9, detailliert aber den DWD-Mittelwert anhand von 14 Orten im Zuständigkeitsbereich der 7 Regional-Zentralen. Die Nulllinie entspricht der durchschnittlichen DWD-Abweichung SYN minus AUTO-MAT im Zeitraum 1999 und 2000 von -6,1 Prozentpunkten. (Man kann übrigens indirekt daraus ablesen, dass nur für 1 Ort (Säule ganz links) leicht „veredelt“ werden konnte, für alle anderen Orte wurde im Mittel aller hier bewerteten Elemente mehr oder weniger „verschlimmbessert“.)

Diese Tatsache scheint ein deutlicher Hinweis darauf zu sein, dass es auch zu Beginn dieses neuen Jahrhunderts beim ‚Menschen‘ noch subjektive Reserven in der Aufwertung automatischer *Maschinen*produkte geben könnte, wenn sie richtig erkannt, klug gefördert und praktisch umgesetzt werden würden, denn ‚subjektiv‘ heißt auch immer: ‚prinzipiell veränderbar‘.

4.4 Kurzzeitfrist

Auch diesseits der oben angeführten +18-Stunden-Marke beginnt nämlich die ‚Maschine‘, dem Experten und Spezialisten in der flugmeteorologischen Wettervorhersage und -beratung ernsthaft Konkurrenz zu machen, wie folgende Resultate nahe legen (s. Abb. 14-11):

Die Kategorien A bis C, nach aufsteigender klimatologischer Häufigkeit geordnet, bedeuten praxisrelevante Mindestbedingungen von Sicht und Ceiling. Nur im Falle extremer Wetterbedingungen A erbrachten die Berater ein kleines Plus, im großen Rest der Fälle wurde die Guidance – aus welchen Gründen auch immer – verschlechtert (s. Abb. 14-12).

So gesehen, scheint der *Mensch* überflüssig geworden zu sein.

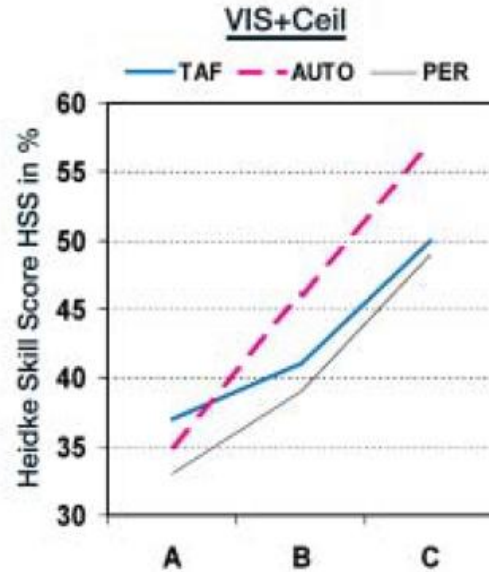


Abb.14-11: Vergleichende, kombinierte Verifikation der beiden wichtigsten flugmeteorologischen Vorhersagen (der horizontalen Sichtweite [VIS] und der signifikanten Wolkenuntergrenze [CEIL]) für 17 Flughäfen und 1 bis 10 Stunden im voraus, DWD, Winterhalbjahr 2000/01. PER= Persistenz‘prognose‘, d.h. es bleibt, wie es ist, AUTO= automatische Vorhersage mittels AUTOTAF, TAF= offizielles Endprodukt der Wetterberater.

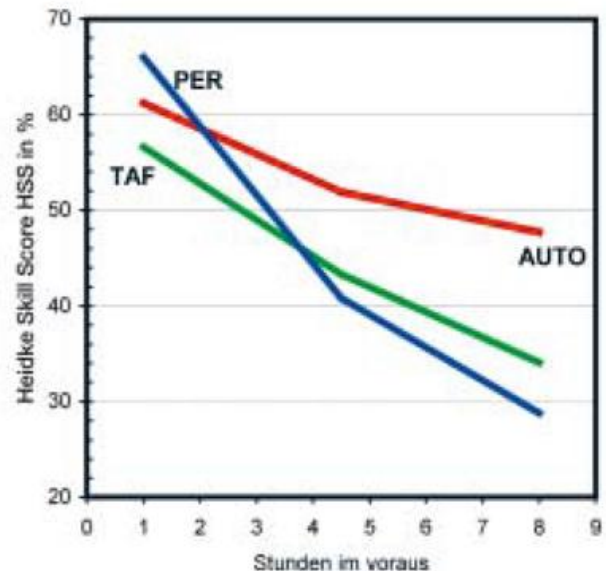


Abb.14-12: Unterschiedlicher Verlauf des Güteverlustes mit zunehmendem Vorhersagezeitraum.

Dieses überraschende Ergebnis ist nicht neu: Schon Mitte der 90er Jahre kam der US-amerikanische Wetterdienst¹³ bei der Verifikation seiner TAF-Produkte zu ganz ähnlichen Aussagen.

Der subjektiv verursachte Anteil an regionalen Leistungsunterschieden flugmeteorologischer Kurzzeitfristvorhersagen konnte für das Winterhalbjahr 2000/01 zu etwa 45 % bestimmt werden, die restlichen 55 % Varianz sind dem

„Lokalklima“ und den lokalen Qualitätsunterschieden der Guidance AUTOTAF zuzuschreiben.

4.5 Einzelfall contra Stichprobe?

Kein Wunder, dass die Rolle des Menschen in der praktischen Wettervorhersage derzeit ziemlich kontrovers diskutiert wird – wenn überhaupt. Zwei Analogien sollen das dahinterliegende Problem der **Verwechslung von Einzelem und Allgemeinem** erhellen:

X. sagt zum Beispiel: „Der Dezember war insgesamt um 1,5 K zu warm.“

Y. hält dagegen: „Das stimmt nicht. Am 17. war es 5 K zu kalt.“

Oder: 1990/91 stand der DWD-NWP-Modellkette ein einschneidender Wechsel ins Haus: vom BKF/N zum GM/EM/DM-Konzept; und natürlich freuten sich die Schöpfer der früheren, abzulösenden Routine über jeden Tag, wo ihr altes Modell etwa eine interessante Zyklone besser vorhersagte als das entstehende neue. Sollte man nicht doch lieber beim Alten bleiben?

Nur eine solide Verifikation anhand einer hinreichend langen Stichprobe war damals und wird auch künftig in der Lage sein, verantwortungsbewußte wissenschaftsstrategische Entscheidungen im Gegeneinander von Meinungen und Behauptungen herbeizuführen.

Unwillkürlich wird man an das Wort erinnert: „Der Tag gehört dem Irrtum und dem Fehler, die Zeitreihe dem Erfolg und dem Gelingen.“ Es stammt übrigens nicht vom Statistiker GAUSS, sondern vom Dialektiker GOETHE.¹⁴

Was also beweist der Einzelfall im Hinblick auf die Beschreibung einer Vielzahl von Tagen oder – was viel wichtiger ist – hinsichtlich aller künftigen Einzelfälle?

Und ist nicht billigerweise zu fordern, dass, wenn schon nicht in jeder Situation, so doch wenigstens ‚im Mittel‘ – was ja nichts anderes besagt als ‚in der Summe aller Einzelfälle‘ – der ‚Mensch‘ das ‚Maschinenprodukt‘ zu veredeln in der Lage ist?

Oder ist vielmehr gemeint, dass die ‚Maschine‘ durchaus in der Mehrzahl der ‚praktisch uninteressanten Wetterlagen‘ besser ist als der Experte, aber wenn’s darauf ankommt, bei **extremen** Wetterereignissen, wächst dann die Gefahr krasser Fehlprognosen. Nur bei der ‚Maschine‘?

Erreicht nicht auch der ‚Mensch‘ dabei sehr schnell seine Grenzen? (s. Abb. 14-13).

Dieser Prediktand gehörte mit einer relativen Häufigkeit von 2% nun wirklich zu den **extremen** und daher poten-

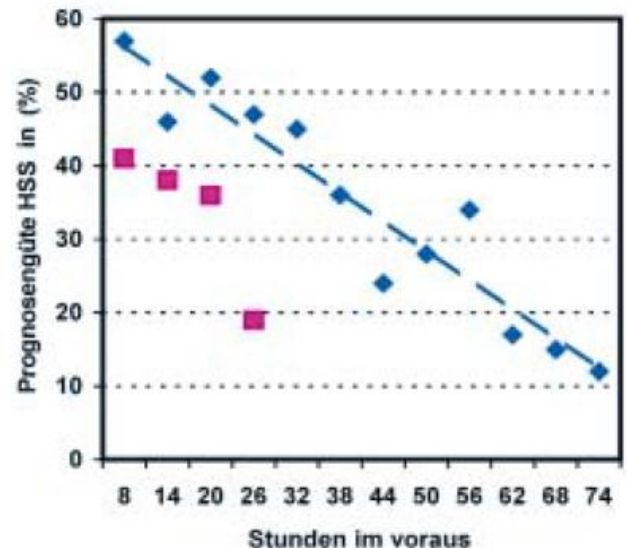


Abb. 14-13: Prognosegüte HSS für die kategorische, binäre Vorhersage von Starkwind: ff > 10 m/s JA/NEIN in Abhängigkeit vom Vorhersagezeitraum (DWD, 14 Orte, Jahr 2000). Rhombus: „Maschine“ (GMOS), Quadrat: „Mensch“ (Prognostiker, Synoptiker), Gestrichelte Linien: linear geschätzter Zusammenhang.

tiell auch immer **gefährlichen** meteorologischen Ereignissen; trotzdem kann man, die GMOS-Punkte extrapolierend, die gegenwärtige Grenze der Vorhersagbarkeit dieses Ereignisses immerhin bei 3,8 Tagen vermuten, wenn man der Guidance folgt.

In unserem Zusammenhang aber viel wesentlicher ist die Erkenntnis, dass die Gesamtheit der Synoptiker, bei den hier in Rede stehenden ‚lead times‘, nicht in der Lage war, diese Starkwinde besser als die ‚Maschine‘ vorherzusagen – ganz im Gegenteil.

5 Zusammenfassung

Vor 40 Jahren wurden wir, die Synoptiker, nicht müde, ungeduldig nach praktischer Hilfe und täglicher Unterstützung durch Statistik und Numerik zu rufen. Milliarden wurden seitdem weltweit in Forschung und Entwicklung gesteckt – und jetzt reibt sich mancher die Augen, zu welcher eigenständiger und erfolgreicher Alternative jener Hilferuf im schwierigen Vorhersagegeschäft inzwischen geführt hat. Und noch ein zweiter Gedanke drängt sich auf – das gespaltene Verhältnis zum Fehler, zum Unvollkommenen, wenn es um Vorhersagen der ‚eigenen‘ oder der ‚anderen‘ Seite geht.

Wenn uns manche Kunden oder die Öffentlichkeit vorwerfen, wir vermitteln durch kategorische Formulierungen den falschen Eindruck von Unfehlbarkeit und einer unangebrachten Selbstsicherheit, so weiß sich in der Regel der Prognostiker schon zu wehren – auch wenn er selbstkritisch

¹⁴ aus seinen „Maximen & Reflexionen“

¹⁵ RIPP – a development project for automatic weather forecasts in Sweden

¹⁶ s. Fußnote 13

¹⁷ Was zu belegen zwar sehr interessant ist, aber leider nicht zum Gegenstand dieses speziellen Beitrages gehört.

einräumen muss, dass sein weitgehender Verzicht auf Vorhersagen in Wahrscheinlichkeitsform diesem Eindruck Vor-schub leistet. Er weiß aber als ausgebildeter Wissenschaftler besser Bescheid um **das allgemeine Problem der begrenzten Vorhersagbarkeit künftiger Ereignisse** und dass die manch-mal in den Medien genüsslich ausgebreitete Häme über große (und ärgerliche) Fehlprognosen wirklich fehl am Platze sind.

5.1 Die gegenwärtigen 3 Quellen des Mensch-Maschine-Konflikts

- Die zunehmende **Qualität** automatischer Vorhersagen. Diesem Aspekt vor allem waren diese Ausführungen gewidmet.
- Kommt hinzu: der anhaltende Druck, **Personalkosten** einzusparen. Er äußert sich in dreierlei Gestalt:
 - Die Anzahl der Prognostiker wird reduziert.
 - Die Prognosenerzeugung und -weitergabe an bestimmte Kunden erfolgt mehr oder weniger automatisch.
 - Der ‚Synoptiker alten Stils‘ wird durch versierte ‚Verkäufer‘ und Kundenberater ersetzt, wozu nicht selten junge, nicht-diplomierte ‚Freaks‘ geeigneter erscheinen. Man kann im übrigen aber nicht behaupten, dass deren Leistungen schlechter seien. Vergleiche dazu die aktuelle Situation in den verschiedenen nationalen und privaten Wetterdiensten.
- Die zunehmende **Intensität** der Vorhersageproduktion bezüglich
 - der Menge an geforderter räumlicher und zeitlicher Detaillierung
 - neuer meteorologischer Elemente und Ereignisse, wie: Straßenoberflächentemperaturen, Globalstrahlung, ...
 - allgemein zunehmendem Termindruck
 - kundenspezifischer, ‚exklusiver‘ Angebote.

Alle 3 Gründe drängen, so scheint es, in **eine** Richtung, an deren Ende wohl die vollautomatische Versorgung und Steuerung mit meteorologischen Prognoseinformationen stehen wird – immer abgesehen vom sog. Nowcasting und einem raschen, warnungsmäßigen Reagieren auf über-raschende Wetterentwicklungen.

5.2 Typische, verbleibende Aufgaben für den ‚Menschen‘

Der schwedische Wetterdienst, SMHI, formulierte es 1995 so¹⁵:

*„Numerical weather predictions have been the basic tool for forecasters during many years. Their quality is at present so good, that the forecasters can not in general compete with them. This has made it possible to assemble customer products automatically from direct model outputs. The role of the forecaster will therefore change. Important tasks in the future will be in **monitoring and consultation.**“*

Für den U.S.-amerikanischen Wetterdienst sprachen BROOKS und andere¹⁶:

„One primary role of human forecasters in the public weather service of the future will be in the area of ‚quality control‘, i.e. rescuing the numerical model on days of extremely large errors.“

Jedoch: das Problem besteht darin, diese Fälle **vorher** zu kennen. Das weitgehende, praktische Unvermögen, sol-che extremen Modellfehler rechtzeitig und hinreichend sicher vorherzusehen ist die Hauptursache für ein weit-verbreitetes, qualitatives Nachhinken des ‚Menschen‘ hinter der ‚Maschine‘. Beispiele dieser Art werden bei Existenz guter Maschinenprodukte **und** einer stringenten, vergleichenden Verifikationsarbeit in den letzten 2 Jahren immer häufiger aufgedeckt. Dies soll an Hand von Tab. 14-2 erläutert werden.

Da wir inzwischen das Jahr 2002 – und nicht 1971 – schrei-ben, gehört dem Feld B in Tab. 14-2 in der Praxis der Wettervorhersage (des DWD) zweifellos die überwiegen-de Mehrheit aller Fälle an – übrigens der entscheidende Grund für den anhaltenden, wenn auch nicht monoton ansteigenden Leistungsfortschritt bei den meisten vorherzusagenden Wetterelementen und -ereignissen¹⁷.

Dem **Feld A** wird da schon als eines der beiden Fehler-quellen (A und C) zu Recht eine viel größere Aufmerk-samkeit geschenkt – der Natur der Sache nach aber immer a posteriori.

	falsche SYN-Entscheidung	o.k.
SYN akzeptiert Guidance, er ist "modellgläubig"	Guidancefehler vorher nicht erkannt! A	überwiegende Mehrheit der Fälle B
SYN ändert ab, da er Fehlprognose der Guidance annimmt	relativ häufig! Ursache für Rückstand! C	SYN hat veredelt! D

Tab. 14-2: Das eigentliche Entscheidungsproblem des heutigen Wettervorhersage-Meteorologen lässt sich anschau-lich in einer 2x2-Matrix darstellen.

Typischer Ansatz: „Studien über konkrete Prognosefälle ... sollen zeigen, wo im derzeitigen Stand operationeller lokaler numerischer Prognosen noch Schwächen bestehen.“
Typische Schlussfolgerungen: „Trotz der in Teilbereichen nachweisbar erzielten Fortschritte numerischer Wetterprognosen zeigt die Erfahrung mit sensiblen Wetterlagen, dass noch deutliche Grenzen der numerischen Vorhersagbarkeit für bestimmte Parameter und Wetterlagen bestehen und dass der Prognostiker vor Ort die lokalen Modellvorhersagen bewusst interpretieren muss.“¹⁸

Noch einmal: die entscheidende Frage in der praktischen Wettervorhersage ist, ob nun der ‚Mensch‘ in der Lage ist, diese (zugleich auch objektiven.) Grenzen der Vorhersagbarkeit deutlich zu erweitern?

Wo sind die Regeln zu finden, die dem ‚Menschen‘ – a priori, **vor** jeder neuen einzelnen Entscheidungssituation – ein Werkzeug an die Hand geben, womit stabile, nachprüfbar Veredlungsleistungen erbracht werden können? Diese empirischen Regeln sind allein schon deswegen höchst schwierig aufzustellen – wenn überhaupt –, weil erstens ‚die Modelle‘ in ihrer Einheit von NWP und statistischem post-processing einer ständigen Veränderung (und letztlich Verbesserung) ihrer Eigenschaften, Fehlerstrukturen usw. unterliegen; das, was 1992 charakteristisch genannt werden konnte, trifft 1996 so nicht mehr zu und jetzt, im Jahre 2001, schon gar nicht. Und zweitens erfordert auch das Auffinden stabiler Konditional-Regeln hinreichend große Stichproben, die – siehe oben – kaum zu gewinnen sind.

Im übrigen darf man wohl davon ausgehen, dass ‚Numerik‘ und ‚Statistik‘ in der Regel schneller und zielstrebig in der Lage sind, das notwendige, durch die Verifikation nahegelegte Feedback zu organisieren.

Der empfindsame, psychologisch verständliche Appell, dass der Prognostiker von der ‚Maschine‘ nicht verklagt werden dürfe ist die eine Seite; die durch die Verifikation erbrachten Zweifel, ob dieser wünschbaren Möglichkeit auch genügend Wirklichkeit entspricht, die andere (**Feld C**). Mir sind übrigens keine Einzelfallstudien bekannt, die sich mit diesem, erkenntnistheoretisch genauso wichtigen Feld C auseinandersetzen...

Konkrete Beispiele für die Existenz von **Feld D** finden sich in den Abb. 14-2, 14-6 und 14-9.

5.3 Ein Fazit

- Die Ergebnisse der vergleichenden **Verifikation** als Feedback zur Höherentwicklung eines komplexen Systems begreifen und **ernster nehmen**, sowie darauf aufbauend, Neues lernen und **gemeinsam Konsequenzen ziehen**.
- Konzentration der synoptischen Arbeit auf die:
 - kontinuierliche Nutzung der meteorologischen Arbeitsplatz-Computer für das intelligente real-time-monitoring der wesentlichen Wetterprozesse → Nowcasting, Warnungen vor gefährlichen Wettererscheinungen
 - Real-time-Vergleiche zwischen Modellprognosen und der inzwischen beobachtbaren/messbaren Realität → muss Guidance, auch über den Kurzzeitbereich hinaus, wesentlich abgeändert werden?
 - Ergeben, im Sinne von **Multi-Model-Mix**, Modelle andere Zentren oder EPS¹⁹-Informationen wesentlich andere Hinweise?
- Handlungsfähig bleiben im Fall von Havarie – so gut es irgend geht.
- Weiterentwicklung des ‚Synoptikers‘ zum Modelloutput-Designer und Marketingfachmann (vorzugsweise Kommunikation und Vertrieb der Produkte) → Studiengänge „Meteorologie und Marketing“, natürlich auch und vor allem als postgraduale Fortbildungsangebote.²⁰
- Gemeinsam mit den Kunden ist nach Wegen einer (noch) besseren **Präsentation** der Endprodukte nach Form und Inhalt, Rechtzeitigkeit und Verständlichkeit usw. zu suchen. Dazu gehören auch ‚außerplanmäßig‘ notwendige Aktualisierungen von Prognosetexten, sowie das rechtzeitige, vertretbare Entwarnen vor gefährlichem Wetter.
- Mehr **Beratung** und wahrscheinlich auch meteorologische **Fortbildung** bestimmter (sensibler) Kunden:
 - Was können wir Meteorologen und was (noch?) nicht?
 - Welcher Typ von meteorologischer (Prognose)-Information ist für sein Entscheidungsproblem am geeignetsten?
 - Ist er (schon) in der Lage, Vorhersagen in Wahrscheinlichkeitsform in seiner (erst dann möglichen.) **optimalen Entscheidungsfindung** zu verarbeiten?

Ich denke: Der Vorhersage-Meteorologe wird nicht überflüssig, er muss und wird sich – wie andere – wandeln.

18 Matthias Jaenecke, Ergebnisse wetterlagen- und standortabhängiger Verifikation lokaler numerischer Prognosen des DWD, Annalen der Meteor., 31 (1995), S.350f. (Deutsche Meteorologentagung, September 1995, München)

19 Ensemble Prediction System, seit 1992 am EZMW und NCEP für die Mittel- und Langfrist-Vorhersage in der operativen Routine. In Europa fehlt aber noch die unverzichtbare EPS-Lösung im Kurzzeitbereich.

20 Persönliche Hinweise von M.Reiber, Frankfurt/M., Juni 2001

Blick nach draußen

Met Office

Ausschöpfen unserer Möglichkeiten

In diesem Augenblick

Irgendwo am Himmel über dem Persischen Golf wird einem Tornado-Kampfflugzeug der britischen Royal Air Force der Treibstoff knapp. Der Pilot versucht sein Tankflugzeug ausfindig zu machen. Irgendwo in Afghanistan kämpft sich eine LKW-Kolonne des Roten Kreuzes auf schneebedeckten Straßen zu hungernden Flüchtlingen durch. Irgendwo im Atlantischen Ozean steckt der Kapitän eines Kreuzfahrtschiffes einen neuen Kurs ab, um so einem schweren tropischen Sturm auszuweichen. Irgendwo in London räumt Mrs. Davies in dem örtlichen Supermarkt weitere Flaschen mit Frostschutz in das Regal.

Sie alle haben eins gemeinsam: zur ordnungsgemäßen Erledigung ihrer Jobs vertrauen sie auf Informationen des Met Office.

Wir sind der Nationale Wetterdienst des Vereinigten Königreichs und einer der weltweit führenden Anbieter von Dienstleistungen im Bereich Umwelt und Wetter. Wir bieten Lösungen für die Bedürfnisse fast aller Industriezweige Großbritanniens und der Welt – von der Landwirtschaft und Luftfahrt bis zum Verkehrs- und Erziehungswesen. Unsere Wissenschaftler befassen sich in ihrer Forschungsarbeit mit der Verbesserung der Wettervorhersage und mit den Folgen eines langfristigen Klimawandels und beraten die britische Regierung über die zu erwartenden Auswirkungen.

Geschichtlicher Rückblick

Die Ursprünge des heutigen Met Office gehen zurück bis in das Jahr 1854. Innerhalb des „Board of Trade“, dem damaligen britischen Handels- und Verkehrsministerium wurde seinerzeit eine kleine Abteilung eingerichtet, deren Aufgabe es war, die Seeleute mit Informationen über Wetter und Meeresströmungen zu versor-

gen. Erster Leiter dieses „Wetteramtes“ war Kapitän Robert FitzRoy (Abb. 1), Kommandant der „Beagle“, auf der Charles Darwin seine berühmte Reise unternommen hatte.

Die Mitglieder des gerade entstandenen Met Office nahmen 1873 an dem ersten internationalen Meteorologenkongress in Wien teil. Schnelle Entwicklungen in der Wissenschaft der Meteorologie führten im Jahre 1912 zur Gründung des ersten Vorhersagebüros für die Flugberatung in South Farnborough. Berühmtheit erlangte das Met Office während des ersten Weltkriegs, als genaue Vorhersagen für militärische Operationen lebenswichtig waren.

Die Rolle des Met Office wurde während des zweiten Weltkrieges erneut unterstrichen, als das Wetter für militärische Schlüsseloperationen, wie die D-Day-Landungen, eine entscheidende Bedeutung hatte. Nach dem Krieg erweiterte das Met Office seine Aufgaben inmitten einer



Abb. 1: Kapitän Robert FitzRoy, erster Leiter des Met Office.



sich ändernden Welt, in der die britischen Streitkräfte allmählich aus Übersee abgezogen wurden.

Das Zeitalter des Supercomputers

Das „Moderne Zeitalter“ begann 1962 mit der Installation eines elektronischen Rechners in der neuen Zentrale in Bracknell. Im Jahr 1964 standen dann die ersten brauchbaren, per Satellit übermittelten Wolkenbilder zur Verfügung. In den 70er und 80er Jahren wurden eine Reihe von leistungsstarken Computern in Betrieb genommen. Mit der Installation eines Supercomputers der Marke Cray T3E im Jahre 1997 mit einer Leistung von über 500.000 Millionen Rechenoperationen in der Sekunde erfolgte der nächste große Schritt. 1999 stockten wir die Leistung dieses Computers durch Hinzufügen einer weiteren Cray T3E auf. Inzwischen muss erneut aufgerüstet werden, so dass ein neuer Supercomputer für das Jahr 2003/4 eingeplant ist.

Heute ist das Met Office eine der beiden Weltgebietsvorhersagezentralen (World Area Forecast Centres, WAFC) für die internationale Zivilluftfahrt (das andere WAFC befindet sich in Washington/USA). Ferner sind wir ein Knotenpunkt des „Global Telecommunication System“, einem Netzwerk zur weltweiten Übermittlung von Wetterinformationen. Täglich werden 10 Millionen Beobachtungsdaten aus aller Welt für unsere numerischen Modelle verwendet, dabei werden 100.000 Millionen Informationen verarbeitet.



Abb. 2: Peter Ewins, seit 1997 Chief Executive des Met Office.

Unser „Hadley Centre for Climate Prediction and Research“ (Zentrum für Klimavorhersage und -forschung), ein integraler Bestandteil des Met Office, ist ein weltweit führendes Zentrum in der Klimaforschung. Dort werden Computermodelle zur Simulation des globalen Klimasystems erstellt, Veränderungen des Klimas beobachtet und ferner der Einfluss menschlichen Handelns auf die Veränderungen des Klimas in den kommenden Jahrzehnten vorhergesagt. Diese Ergebnisse dienen als wissenschaftliche Grundlage für die politischen Entscheidungen der britischen Regierung zur Reduzierung von Treibhausgasen gemäß dem Rahmenübereinkommen der Vereinten Nationen über Klimaänderungen. Unsere Wissenschaftler haben wichtige Funktionen bei internationalen Klimakonferenzen, z. B. den Konferenzen von Buenos Aires, Kioto, Marrakesch und Den Haag. Die Finanzierung des Hadley Centre erfolgt hauptsächlich durch das britische Ministerium für Umwelt, Ernährung und Landwirtschaft (Department for Environment, Food and Rural Affairs, DEFRA).

Unsere Forschungsarbeit

Als Grundlage für unsere gesamte Arbeit verfügen wir über ein Forschungs- und Entwicklungsprogramm. Es umfasst die Konzeption und den Betrieb neuer automatischer Wetterstationen, neuer Visualisierungssysteme für die Vorhersageergebnisse und hochentwickelte Computermodelle. Ferner erbringen wir wichtige Beiträge zu europäischen und weltweiten Beobachtungs- und Kommunikationsnetzen.

Über EUMETSAT, der internationalen Organisation für die Nutzung von Wettersatelliten, sind wir auch direkt an dem Europäischen Raumfahrtprogramm beteiligt. Einer unserer Fachbereiche arbeitet seit den 60ern an bedeutenden Projekten zur Nutzung von Wettersatelliten mit. Dieses Team ist in der Entwicklung von Satelliteninstrumenten als weltweit führend anerkannt, so hat es z. B. Instrumente für Satelliten der US-Weltraumbehörde NASA kalibriert.

Wie wir arbeiten

1990 wurde das Met Office „Ausführende Behörde“ (Executive Agency) des britischen Verteidigungsministeriums. Im April 1996 haben wir die Tätigkeit als „Trading Fund“ aufgenommen. Das bedeutet, dass wir zwar weiterhin eine Behörde des Verteidigungsministeriums sind, aber eher wie ein kommerzielles Unternehmen tätig werden. Unsere Einnahmen von etwa 160 Millionen £ (etwa 240 Millionen €) im Jahr erwirtschaften wir von 5 Haupt-Kundengruppen: Verteidigungswesen, meteorologische Dienstleistungen für die Öffentlichkeit (dem Public Met. Service), zivile Luftfahrt, DEFRA sowie kommerzielle Kunden.

Bei uns sind etwas über 2.000 Mitarbeiter an über 80 verschiedenen Orten angestellt. Das Verhältnis zwischen Männern und Frauen liegt derzeit bei etwa 80 % zu 20 %. Die meisten der Mitarbeiter sind innerhalb Großbritanniens eingesetzt, davon etwas mehr als die Hälfte in unserer Zentrale in Bracknell.

Neue Wege

Als der Nationale Wetterdienst Großbritanniens haben wir uns über 140 Jahre lang darauf konzentriert, unseren Kunden Wetterinformationen bereitzustellen, die meiste Zeit davon als öffentlicher Dienst, der von unserem übergeordnetem Ministerium, dem Verteidigungsministerium, finanziert wurde.

Mit zunehmendem Druck auf die staatliche Förderung wurde es immer schwieriger, bei unseren bisherigen Kunden zusätzliche Einnahmen zu erwirtschaften. Auch war uns klar, dass wir die beachtlichen Kosten für unser neues Satellitenprogramm und den Umzug unserer Zentrale von Bracknell nach Exeter aus unserem Haushalt tragen müssen.

Im Jahr 2000 beschlossen wir daher unser Angebot an meteorologischen Dienstleistungen zu erweitern und das Met Office zu einem Anbieter im Umweltbereich zu machen. Wir wollten nicht länger nur der Nationale Wetterdienst des Landes sein, sondern landesweit der Schlüsselanbieter für Dienstleistungen in dem weiter gefassten Bereich der Umweltwissenschaften, z. B. in der Hydrologie und der Ozeanographie, werden. Mit den Verbindungen, die wir bereits in diesen Bereichen hatten, war dies ein vernünftiger und natürlicher Schritt. Wir sind der Meinung, dass diese Richtungsänderung für uns – wie auch für unsere Partner in Europa – für den Fortschritt und die Lebensqualität im neuen Jahrhundert lebenswichtig ist.

Neue Strukturen

Chief Executive Peter Ewins (Abb. 2) kam 1997 zum Met Office. Seither hat er eine Reihe von Änderungen hinsichtlich Organisation und Management unseres Dienstes vorgenommen. Diese Änderungen reichten von einer klareren Unterscheidung zwischen strategischem Management (Grundsatzentscheidung und Planung) und Day-to-Day-Management bis zu einer noch deutlicheren Herausstellung der kommerziellen Tätigkeiten durch Bildung eines neuen Bereiches „Commercial Division“. Um die wachsende Bedeutung der Informationstechnologie hervorzuheben, wurde die Position des „Director of IT“ geschaffen und so alle grundlegenden technischen Dienstleistungen im Bereich der Wetterbeobachtung und der IT zusammengefasst.

In diesem Jahr erfolgte eine erneute Umstrukturierung, dieses Mal im Hinblick auf eine „prozess-orientierte“ Organisation, um die Fähigkeiten und das Engagement unserer Mitarbeiter nach Beseitigen bürokratischer Hürden besser einzusetzen und dabei eher die Zusammenarbeit als die traditionellen Hierarchien zu fördern. Diese neue, dynamische Struktur wird uns helfen, den vielen Herausforderungen gerecht zu werden, die sich uns mit dem Umzug unserer Zentrale und unseres Betriebszentrums nach Exeter im Jahre 2003 und danach stellen werden.

Neuer Standort

Unser Umzug nach Exeter erfolgt in einen Neubau (Abb. 3a und 3b), der viel besser unserem Image einer weltweit führenden wissenschaftlichen Organisation gerecht

wird. Das ansprechende optische und technische Design unterstreicht unser Engagement für den Schutz und die Förderung der Umwelt. Wir erwarten, dass die neuen Räumlichkeiten innerhalb der Mitarbeiter eine offenere Kommunikation fördern, zu einem besseren Wissenstransfer und Innovation unserer Arbeitsmethoden führen und – vor allem – die Betriebskosten senken werden. Die Stadt Exeter selbst sowie die umliegenden Gebiete der Grafschaft Devon werden allen Lebensformen gerecht und bieten die Möglichkeit, den Lebensstandard der Mitarbeiter und ihrer Familien zu verbessern.

Die Möglichkeiten der Europäischen Zusammenarbeit

Im Einklang mit vielen anderen Nationalen Wetterdiensten in Europa haben wir vor langer Zeit die Notwendigkeit besserer Zusammenarbeit erkannt. Wir arbeiten bereits im Rahmen von EUMETNET, dem Netzwerk von 18 europäischen Wetterdiensten, u. a. in den folgenden Bereichen eng zusammen:

- Aufbau eines gemeinsamen europäischen Beobachtungsnetzes wobei das Met Office derzeit als sog. Responsible Member fungiert und z. B. für das Programmmanagement Verantwortung trägt.
- Entwicklung neuer Möglichkeiten der Übermittlung von Daten und Produkten zwischen den europäischen Wetterdiensten im Rahmen des Projektes UNIDART – mit dem Met Office, dem KNMI und dem Deutschen Wetterdienst als Responsible Member.

Inzwischen arbeiten wir eng mit anderen Wetterdiensten auf vielen neuen Gebieten wie z. B. in der Entwicklung der numerischen Wettervorhersage zusammen. Dazu planen wir gemeinsame Lösungen zur Pflege der Quellcodes der betreffenden Programme sowie für ein neues Parametrisierungsschema atmosphärischer Prozesse. Außerdem erfolgt eine gegenseitige Unterstützung bei wichtigen operationellen Diensten, z. B. der Flugwettervorhersage, insbesondere Hinweise auf Vulkanasche, und der Seewettervorhersage.

Wir sind der Meinung, dass wir der meteorologischen Gemeinschaft in Europa eine Menge zu geben haben. Gleichzeitig können wir die Erfahrungen anderer Dienste



Abb. 3: Neubau des Met Office Gebäudes in Exeter. (a) Außenansicht, (b) Innenansicht.

nutzen, um unsere wertvollen Ressourcen gezielter einzusetzen. Dadurch können wir unsere Möglichkeiten gemeinsam nutzen mit dem Ziel, dass sich daraus eine höhere Effizienz und eine echte Kosteneinsparung ergibt.

Die Zukunft

Wir leben in einer aufregenden Zeit. Die Entwicklungen in den Bereichen Computer- und Satellitentechnologie, von denen viele auf Forschungstätigkeiten des Met Office und des DWD basieren, tragen kontinuierlich zu dem Wandel in der Wissenschaft der Meteorologie bei. Nur durch unsere Arbeit in diesen ersten Jahren des

neuen Jahrtausends werden unsere Dienste zunehmend in leistungsfähige und erfolgreiche Organisationen verwandelt. Unsere beiden Dienste haben eine lange und erfolgreiche Geschichte, und wir sind überzeugt, dass wir gemeinsam eine lange und erfolgreiche Zukunft erleben werden.

Carl Walker
Wissenschaftsredakteur
Met Office
London Road
Bracknell Berkshire RG12 2SZ
Tel.: +44 (0)1344 856094
Fax: +44 (0)1344 856087
E-Mail: carl.walker@metoffice.com
<http://www.metoffice.com>
© Crown copyright 2002
Übersetzung: G. Engel/BI



Abb. 4: Die beiden Abbildungen (a) und (b) zeigen die breite Spanne der vom Met Office beratenen Kunden.



U. KAMINSKI, M. WELLER

Außergewöhnliches Saharastaub-Ereignis in West- und Mitteleuropa

(Erklärung für eine fehlgeschlagene Sichtvorhersage)

Vom 13. bis 18. Oktober 2001 wurden weite Teile Deutschlands durch Staubwolken aus der Sahara beeinflusst (Kaminski 2001). Der deponierte Staub wurde diesmal sogar in Südschweden beobachtet. Das Maximum der Staubkonzentration registrierte die GAW-Globalstation Hohenpeißenberg zwischen dem 14. und 15. Oktober 2001 (s. Abb. 1) mit Staubmassenkonzentrationen über $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Gewöhnlich liegen die Werte am Hohenpeißenberg in 985 m Höhe um $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

Die Wetterlage in Deutschland wurde in dieser Zeit durch eine vertikal hochreichende Antizyklone mit Kern über Süddeutschland bestimmt (s. Abb. 2). Das Bodenhoch „Olympia“ änderte seine Lage und Stärke nur wenig. Kleinere Tiefdruckgebiete wurden an seinem nördlichen Rand vorbei nach Nordosten gesteuert. In der Höhe stieß tropische Luft von Nordafrika her nach Westfrankreich und Deutschland vor. In den zentralen und südlichen Teilen von Deutschland herrschte in diesem Zeitraum verbreitet spätsommerliches Wetter mit Temperaturen von weit über 20°C . In Westdeutschland wurden z. T. Temperaturwerte von über 26°C erreicht und damit neue Klimarekorde für den Monat Oktober aufgestellt.

Obwohl die Wetterlage also durch stabiles, herbsthliches Hochdruckwetter bestimmt wurde und eine hervorragende Fernsicht in den Bergen vorhergesagt war, boten sich den Bergwanderern eher getrübe Aussichten, weil durch Lichtstreuung an den Staubpartikeln die Sichtweiten reduziert wurden. Die Sahara-Staubpartikeln waren vor allem im Nordwesten Afrikas in die Atmosphäre eingebracht worden (Abb. 3).

Dieses Phänomen tritt gar nicht so selten auf und wird häufig, wie auch in diesem Fall, durch den Vorstoß von Kaltluft bis in die Sahara ausgelöst. Staubstürme können durch die dort stattfindende rasche Erwärmung und Labilisierung der Luft ausgelöst werden und die aufgewirbelten Staubpartikeln dann mit einer trogvorderseitigen Südströmung nach Mitteleuropa gelangen. Auch in diesem Fall wanderte die Staubwolke über das westliche Mittelmeer nach Norden und erreichte so Deutschland und Südschweden. Auf dem Satellitenbild (Abb. 3) deutet der Pfeil auf die Staubwolke, die sich zwischen der Iberischen Halbinsel und Korsika befindet und bis zur Ostsee reicht. Die grau-blaue Wolke über der Po-Ebene in Norditalien scheint anthropogenen Ursprungs zu sein. Die gestrichelte rote Linie im Satellitenbild zeigt den Verlauf der Trajek-

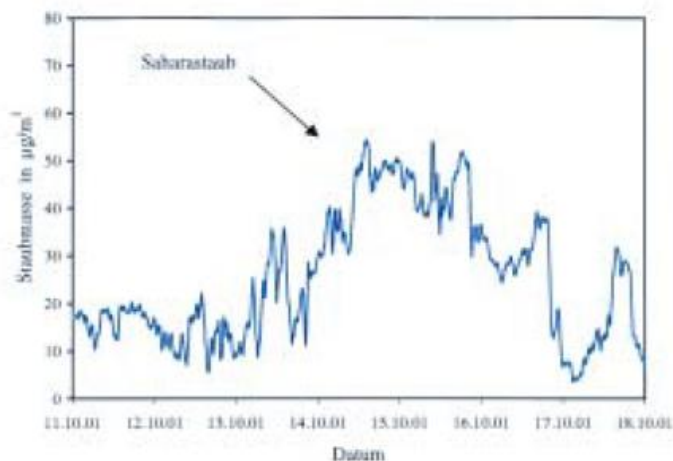


Abb. 1: Zeitlicher Verlauf der Staubmassenkonzentration am Hohenpeißenberg, 11.-18. Okt. 2001.

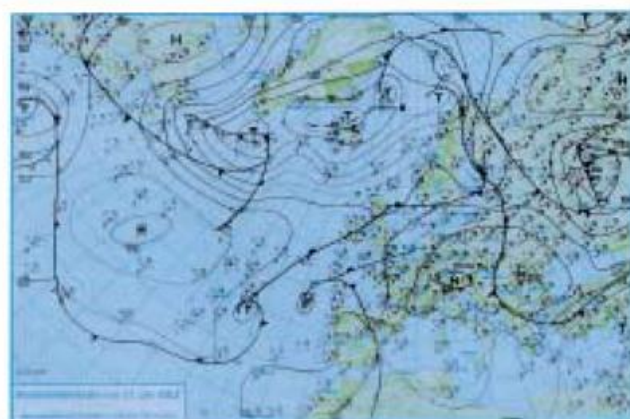


Abb. 2: Boden- und 500 hPa-Höhenwetterkarte vom 13.10.2001.

torie, die am 13.10. in Bodenniveau den Hohenpeißenberg erreichte. Da die Lebensdauer der Aerosolpartikeln etwa 1 bis 2 Wochen beträgt, kann der Saharastaub auch in den Messungen der GAW-Globalstation Hohenpeißenberg nachgewiesen werden.

Unter Sichtweite versteht man in der Meteorologie häufig die sogenannte Normsichtweite $V = 3,912 / \sigma$, wobei σ der Extinktionskoeffizient der Luft für sichtbare Strahlung (Licht) ist. Da für die Wellenlängen des Lichts die Absorption in atmosphärischen Gasen und durch Aerosole klein gegenüber der Streuung ist, kann der Extinktionskoeffizient meist als Streukoeffizient aufgefasst werden. Er setzt sich aus der Streuung an Luftmolekülen (Rayleigh-Streuung) und aus der Streuung an Aerosolpartikeln (Dunst- oder Mie-Streuung) zusammen. Während die Rayleigh-Streuung nur von der Wellenlänge des Lichts und der Luftdichte abhängt, ist der Dunst-Streukoeffizient gleich der Summe der Streuquerschnitte aller Aerosolpartikeln in der Volumeneinheit.

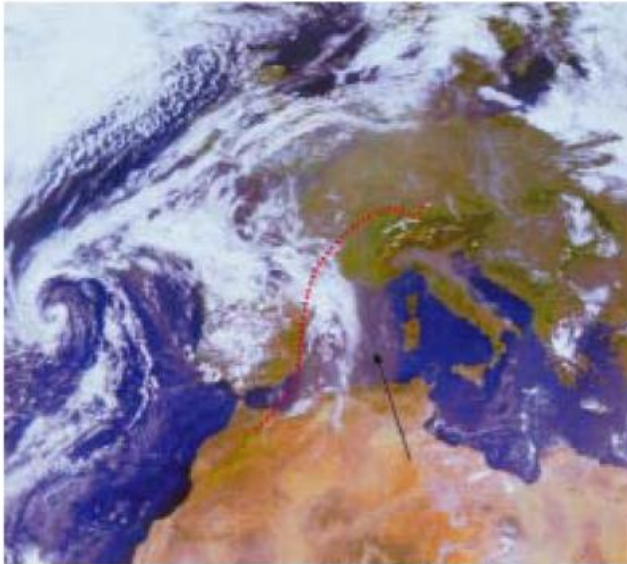


Abb. 3: SeaWiFS Satellitenbild vom 13.10.2001 mit Rückwärtstrajektorie (rote gepunktete Linie); der Pfeil deutet auf die Saharastaubwolke.

(Quelle: http://visibleearth.nasa.gov/data/ev102/ev10286_S2001286.L1A_HROM_DUN_CAN.EuropeDust.png)

Befinden sich N gleiche Partikeln mit dem Streuquerschnitt Q , ausgedrückt in m^2 , in der Volumeneinheit, so ist $\sigma = Q \cdot N$. Im natürlichen Aerosol sind jedoch Partikeln von sehr unterschiedlicher Größe vorhanden, die durch den sogenannten Äquivalentradius volumengleicher Kugeln r gekennzeichnet werden. Ist $dN(r)$ die Anzahldichte der Partikeln mit dem Äquivalentradius r und dem Streuquerschnitt $Q(r)$, so kann der Dunst-Streukoeffizient folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\sigma = \int_{r=0}^{\infty} Q(r) dN(r) \tag{1}$$

Bei Aerosolpartikeln, deren Größe der Wellenlänge des Lichts entspricht, ist der Streuquerschnitt nicht gleich dem geometrischen Kreisquerschnitt πr^2 , sondern durch $Q(r) = \chi(\alpha) \cdot \pi r^2$ gegeben.

$\chi(\alpha)$ wird relativer Streuquerschnitt genannt und hängt außer von $\alpha = 2\pi r/\lambda$, dem sogenannten Größenparameter, noch von dem Brechungsindex der Partikeln ab. In der Gl. (1) für den Dunst-Streukoeffizienten tritt außer dem Streuquerschnitt noch die Anzahldichte der Partikeln mit dem Äquivalentradius r auf. Da nicht alle Aerosolpartikeln in der Atmosphäre die gleiche Größe besitzen, muss zusätzlich die Größenverteilung des Aerosols bekannt sein (Kasten 1968). Im Mittel läßt sich die Größenverteilung über einen weiten Radiusbereich durch eine reine Potenzfunktion wiedergeben. Den größten Beitrag zur Dunststreuung liefern die sogenannten optisch wirksamen Aerosolpartikeln im Radiusbereich 0,1 bis 10 μm .

Die Lichtstreuung an den relativ großen Partikeln des Saharastaubs überwog z. B. am 13.10.2001 den blauen, von der Rayleigh-Streuung herrührenden Lichtanteil der gestreuten Sonnenstrahlung, wodurch der Himmel eine zunehmend weißliche Farbe annahm. Die Zunahme der großen Staubpartikeln konnte auch im Bodenniveau nachgewiesen werden.

Direkte Messungen der Größenverteilung des bodennahen atmosphärischen Aerosols gehören zum Routineprogramm der GAW-Globalstation Hohenpeißenberg. Größere Aerosolpartikeln haben normalerweise eine kurze Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre, weil sie auf Grund der Schwerkraft rasch ausfallen. Bei Ausbrüchen von Saharastaub können solche Partikeln

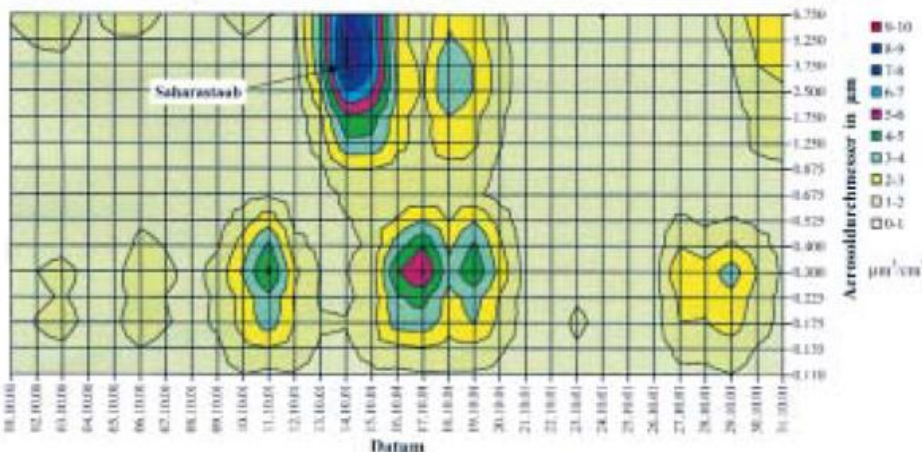


Abb. 4: Zeitlicher Verlauf des Aerosolvolumens als Funktion des Aerosoldurchmessers am Hohenpeißenberg.

aber über riesige Entfernungen transportiert werden und Teil des Hintergrundaerosols werden. Während normalerweise die Hauptmasse des Aerosols im Durchmesserbereich 0,3 – 0,5 µm liegt (siehe. 1. bis 12. Oktober und 21. bis 28. Oktober in Abb. 4), nimmt in dem oben beschriebenen Ereignis mit Ankunft des Saharastaubs das Maximum der Partikelmasse mit mittleren Durchmessern zwischen 2 und 6 µm (s. blauer Bereich in Abb. 4) um den Faktor 10 zu.

Betrachten wir nun, wie das Sahara-Aerosol an den Standorten der drei Meteorologischen Observatorien des DWD (Hohenpeißenberg, Lindenberg, Potsdam) die optischen Eigenschaften der *gesamten* Atmosphäre veränderte und dem Beobachter den Himmel zunehmend weißlich erscheinen ließ. Ausgangspunkt hierfür sind Messungen der spektralen Solarstrahlung $I(\lambda)$

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot T(\lambda)^m, \tag{2}$$

die vorwiegend im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich erfolgen. $I_0(\lambda)$ ist die extraterrestrische spektrale Solarstrahlung, $T(\lambda)$ die spektrale Transmission der Atmosphäre, für die

$$T(\lambda)^m = e^{-[\delta_A(\lambda) + \delta_G(\lambda) + \delta_R(\lambda)]m} \tag{3}$$

gilt, wobei m die relative durchstrahlte Luftmasse darstellt, für die bei nicht zu großen Zenitwinkeln Θ der Sonne als Näherung

$$m = 1 / \cos \Theta \tag{4}$$

gesetzt werden darf.

Mit $\delta_A(\lambda)$, $\delta_G(\lambda)$ und $\delta_R(\lambda)$ werden die sogenannten optischen Dicken des Aerosols, der absorbierenden Gase und der streuenden Luftmoleküle bezeichnet. Man erhält die optischen Dicken aus den jeweiligen Streukoeffizienten $\sigma(\lambda)$ (bzw. bei Gasen den Absorp-

tionskoeffizienten) durch deren Integration über die Höhe der Atmosphäre; d.h. für die Aerosole

$$\delta_A(\lambda) = \int_{z=0}^{z=\infty} \sigma_\lambda(z) dz. \tag{5}$$

Die optische Dicke $\delta_G(\lambda)$ lässt sich aus der bekannten Konzentration der absorbierenden Gase O_3 und NO_2 berechnen, die optische Dicke $\delta_R(\lambda)$ ist durch die folgende Gleichung gegeben:

$$\delta_R(\lambda) = \frac{P}{1013,25} \cdot 0,00865\lambda - (3,9164 + 0,074\lambda + 0,05/\lambda) \tag{6}$$

Wird nun, wie es an den drei Observatorien des Deutschen Wetterdienstes geschieht, bei bekannten Zenitwinkeln in dem von Wasserdampf und Sauerstoff unbeeinflussten Spektralbereich $I(\lambda)$ gemessen, so lässt sich das Spektrum der optischen Dicke des Aerosols $\delta_A(\lambda)$ aus den Gln. (2) und (3) bestimmen:

$$\delta_A = \frac{1}{m} \ln \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} - \delta_G(\lambda) - \delta_R(\lambda). \tag{7}$$

Abb. 5 zeigt für den Hohenpeißenberg den Vergleich eines Spektrums der vom Saharastaub unbeeinflussten optischen Dicke der Aerosole am 12.10.2001 mit einem Spektrum der optischen Dicke am 14.12.2001, das der Saharastaub prägte. Die besonders starke Zunahme der optischen Dicke im nahen infraroten Spektralbereich lässt bereits auf eine gegenüber den herkömmlichen Aerosolen überdurchschnittliche Größe der Teilchen schließen.

Aus den $\delta_A(\lambda)$ -Spektren können einige, die Atmosphäre im Mittel charakterisierende, Aerosoleigenschaften abgeleitet werden.

Grundlage bilden dafür die mathematischen Invertierungsverfahren – auf die hier nicht eingegangen werden kann –, deren Anwendung auf Gl. (7) die Verteilung der Aerosole und ihrer Volumenanteile auf die einzelnen Größen- bzw. Radienklassen abzuleiten

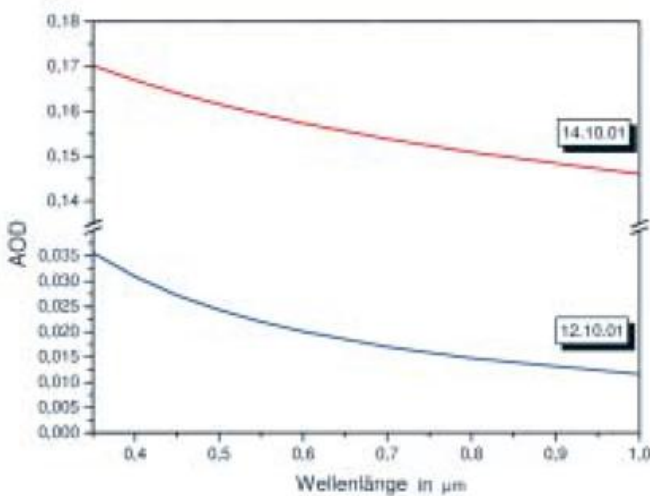


Abb. 5: Mittlere spektrale optische Dicke des Aerosols (AOD) der Gesamtatmosphäre am Hohenpeißenberg für zwei Vergleichstage (14.10.2001) mit und (12.10.2001) ohne Einfluss von Saharastaub.

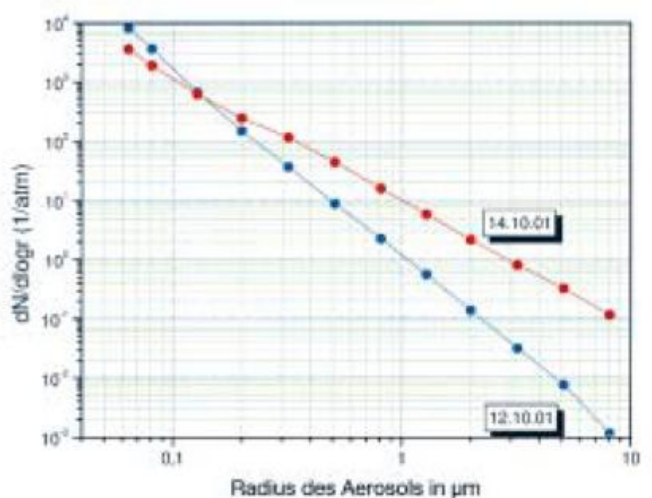


Abb. 6: Aerosol-Größenverteilung (in 1/atm) für die gleichen Termine wie in Abb. 5.

erlaubt. Die Abb. 6 und 7 verdeutlichen die Veränderung beider Größen durch den Saharastaub, der nach Lidar-Messungen vom Boden bis in etwa 6 km Höhe reichte (Ansmann und Wandlinger 2001).

Die Kenntnis, dass sich die Staubwolke aus 6 km Höhe herab bis zum Boden erstreckte, ermöglicht mit Hilfe der $\delta_A(\lambda)$ -Spektren auch eine quantitative Abschätzung der nicht vorhergesehenen reduzierten (horizontalen) Normsichtweite V : Geht man aus von den $\delta_A(0,55 \mu\text{m})$ -Messwerten und der aus Radiosondenmessungen für den 12.10.2001 abgeschätzten Höhe der homogenen Dunstschicht von 1,7 bis 2,3 km, oberhalb derer die optische Dicke des Aerosols für $0,55 \mu\text{m}$ bei klaren atmosphärischen Bedingungen erfahrungsgemäß nur etwa 0,008-0,1 beträgt, so ergäbe sich in etwa 1100 m Höhe eine prognostizierte Normsichtweite von wenigstens 80 km. Durch den Saharastaub reicht die homogene Dunstschicht dagegen bis in 6 km Höhe, so dass sich die Normsicht in 1100 m Höhe am 14.10.2001 auf weniger als 30 km verringern würde.

Neben der Betrachtung der Auswirkungen des Sahara-Aerosols am Observatorium Hohenpeißenberg sind auch die Vergleiche mit dessen Auswirkungen an den Flachland-Observatorien Potsdam und Lindenberg interessant. In den Abb. 8 und 9 sind für eine Reihe von Aerosolparametern die zeitlichen Verläufe dargestellt, die sich dafür anbieten.

Effektiver und Modenradius der Aerosole

Die Größenverteilungen der Aerosole lassen sich i.a. durch die Überlagerung von logarithmischen Normalverteilungen mit unterschiedlichen Modenradien darstellen. Es zeigt sich, dass die am Boden gemessene Zunahme besonders großer Partikeln (Abb. 4) auch für die gesamte Luftsäule über dem Messort gilt, wie der in den Abb. 8a und 8b dargestellte Verlauf des größten Modenradius der Aerosol-Größenverteilungen und des sog. effektiven Radius r_{eff} erkennen lässt.

Der effektive oder Äquivalent-Radius repräsentiert die Größe jener fiktiven, gleich groß angenommenen kugelförmigen Aerosolpartikeln, die das Volumenäquivalent aller realen Aerosolpartikeln ergeben. Er wird über das Verhältnis des Gesamtvolumens V zur Gesamtoberfläche S der aus der Invertierung der Spektren der optischen Dicke ermittelten Aerosol-Größenverteilung bestimmt:

$$r_{eff} = 3V / S \tag{8}$$

Da normalerweise die unteren Atmosphärenschichten sich gegenüber den oberen durch einen relativ höheren Anteil an kleinen (auch anthropogenen) Aerosolen auszeichnen, bedarf es an einer im Flachland gelegenen Messstation i.a. einer stärkeren Zufuhr großer Partikeln als an einer Bergstation, um den effektiven Radius der Aerosole der Luftsäule im gleichen Maße zu erhöhen. Man erkennt dies sehr schön durch einen Vergleich der Abb. 8d und 8b: Trotz eines schon deutlich höheren

Aerosolvolumens der Atmosphäre in Potsdam/Lindenberg als am Hohenpeißenberg bleibt der entsprechende Wert des effektiven Radius am 13./14.10.2001 unter dem des Hohenpeißenbergs. Erst bei einer drastischen Volumenzunahme durch die Zufuhr weiterer großer Staubpartikeln aus der Sahara vom 14.10. zum 15.10.2001 erzeugen diese unterhalb des Niveaus des Hohenpeißenbergs einen genügend hohen Anteil am Gesamtvolumen, um den (relativen) Anteil der kleineren Partikeln in dieser Luftschicht so zu reduzieren, dass schließlich der Wert des effektiven Radius an den Observatorien Potsdam und Lindenberg über den am Observatorium Hohenpeißenberg anwächst.

Optische Dicke und Volumina der Aerosole

Die geringe Aerosolbelastung oberhalb des etwa 1000 m hoch gelegenen Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg führt zu einer deutlich geringeren optischen Dicke als an den beiden Flachland-Observatorien. Dieser Unterschied der optischen Dicken vergrößert sich durch die bis zum Erdboden reichenden Sahara-Aerosole am 14./15.10.2001 außerordentlich. Setzt man entsprechend der Wetterlage im Zeitraum zwischen dem 12. und 14./15.10.2001 an allen drei Standorten eine zumindest recht ähnliche Grundbelastung der Atmosphäre mit herkömmlichen Aerosolen an, so muss man einen großen Teil der optischen Dicke (Wirkung) des Saharastaubs den unteren 1000 m der Atmosphäre zuordnen, da sich die Differenz zwischen Hohenpeißenberg und Potsdam/Lindenberg zum Zeitpunkt des Maximums des Saharastaubeinflusses nahezu verdreifachte. Dies würde für eine regional weitgehend homogene Staubwolke und bei näherungsweise zeitlicher Konstanz der optischen Eigenschaften der neben dem Saharastaub vorhandenen Aerosole bedeuten, dass am 13.10.2001 die vom Saharastaub verursachte optische Dicke zwischen 100 m und 1000 m Höhe etwa gleich groß wie die

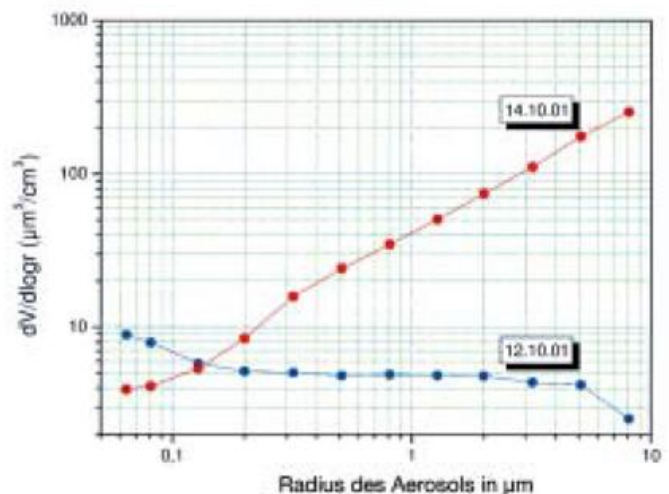


Abb. 7: Aerosol-Volumenverteilung (in $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$) für die gleichen Termine wie in Abb. 5.

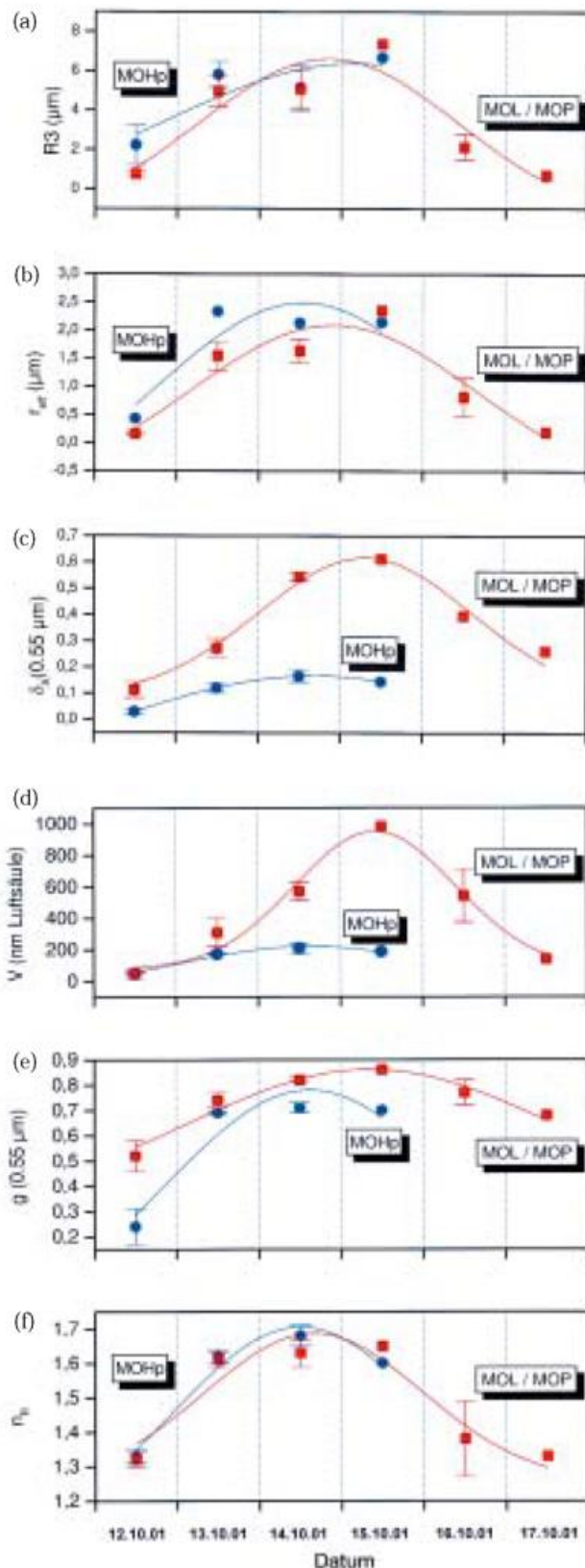


Abb. 8: Einfluss des Saharastaubs auf den zeitlichen Verlauf: (a) des größten Modenradius R_3 ; (b) des effektiven Radius r_{eff} ; (c) der optischen Dicke δ_A ($0,55 \mu\text{m}$); (d) des Gesamtvolumens V ; (e) des Asymmetriefaktors g ($0,55 \mu\text{m}$) und (f) des Realteils des effektiven Brechungsindex n_R im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich der Aerosolgrößenverteilungen am Hohenpeißenberg (●) und in Lindenberg/Potsdam (■).

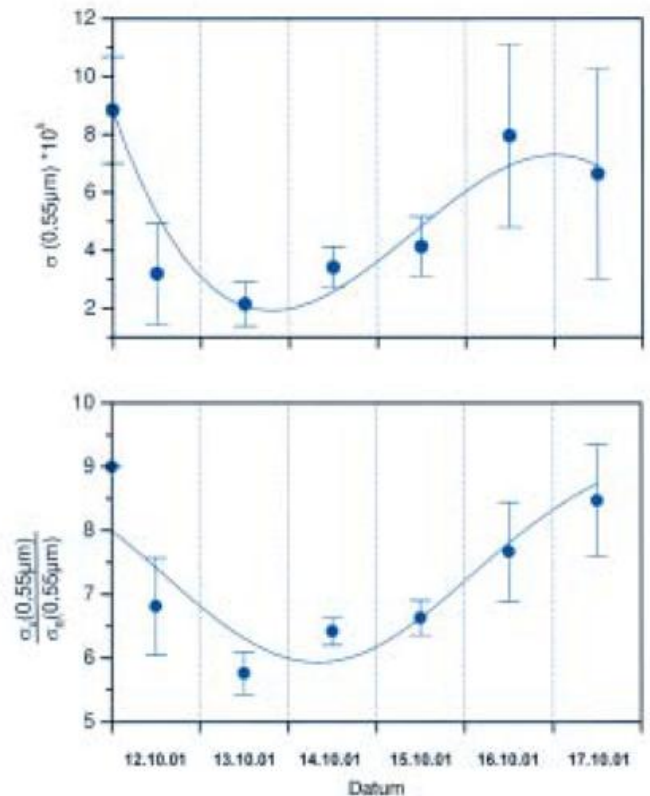


Abb. 9: Einfluss des Saharastaubs auf (a) den zeitlichen Verlauf des Streukoeffizienten σ ($0,55 \mu\text{m}$) und (b) das Verhältnis von Vor- zu Rückstreukoeffizient $\frac{\sigma_V(0,55 \mu\text{m})}{\sigma_R(0,55 \mu\text{m})}$ für bodennahe Aerosole am Hohenpeißenberg.

zwischen 1000 m und 6000 m Höhe war und diese am 14./15.10.2001 um das etwa Zweifache übertraf. Selbst wenn man einräumt, dass die optische Dicke der Nicht-Saharastaubkomponente regional differiert und auch kleinere regionale Variationen der optischen Dicke der Saharastaubwolke auftraten, ergibt sich eine starke Beeinflussung der unteren Troposphärenschichten durch das Sahara-Aerosol, wie es auch die erhöhten Staubmassenkonzentrationen am Boden bestätigen. Ähnliches zeigen auch die Volumina des Aerosols (Abb. 8d), die vor dem vom Sahara-Aerosol verursachten Anstieg nur geringfügig differieren (12.10.2001), danach an den Observatorien Potsdam/Lindenberg, die beide etwa 900 m unter dem Niveau des Hohenpeißenbergs liegen, durch den Eintrag des Sahara-Aerosols aber wesentlich stärker zunehmen als am Hohenpeißenberg. Während sich vom 14.10. zum 15.10.2001 sowohl die am Hohenpeißenberg gemessene Staubmasse als auch das Aerosolvolumen der darüber befindlichen Atmosphäre nicht mehr ändern, steigt das Aerosolvolumen über Potsdam und Lindenberg weiter an. Dies ist ein Indiz dafür, dass sich insbesondere die großen Partikel, die den Hauptteil des Volumens ausmachen (s. Abb. 7), über dem Flachland noch vermehrt in der Atmosphäre befinden, während sie am 1000 m hoch gelegenen Hohenpeißenberg

schon stärker sedimentieren (wie die überdurchschnittlich hohe Besetzung der großen Radienklassen des Sahara-Aerosols in Abb. 4 zeigt) – und so eine Volumenzunahme verhinderten.

Asymmetriefaktor, Streukoeffizient, Streuverhältnis und Brechungsindex

Mit der Zunahme optisch wirksamer Aerosole in der Atmosphäre geht auch eine Änderung des Streuverhaltens einher, zu dessen Charakterisierung häufig der sog. Asymmetriefaktor g verwendet wird. Theoretisch kann der Wert $g(\lambda)$ zwischen -1 und 1 variieren. Ein Wert von $g(\lambda) = 1$ würde bedeuten, dass die gesamte einfallende Strahlung vorwärts gestreut wird. Isotrope Streuung, wie sie von einer nur aus Luftmolekülen bestehenden Atmosphäre erzeugt würde, ergibt den Wert $g(\lambda) = 0$. Wie sich der gegenüber Luftmolekülen viel stärker vorwärts streuende Saharastaub auf die Erhöhung von g ($0,55 \mu\text{m}$) auswirkt, zeigt die Abb. 8e. Die jeweils bis zum Boden reichende Saharastaubwolke scheint der Grund dafür zu sein, dass an den tiefer gelegenen Observatorien Potsdam und Lindenberg $g(\lambda)$ etwas größer ist als am Observatorium Hohenpeißenberg, obwohl hier der Anteil der druckabhängigen isotropen Rayleigh-Streuung etwa 10 % geringer ist.

Dass ein von Saharastaub beeinflusstes Aerosolensemble (neben stärker absorbierenden) stärker vorwärts streuende Partikeln als das ursprüngliche besitzt, zeigt sich in den Nephelometer-Registrierungen des Streukoeffizienten und des Verhältnisses von Vorwärts- zu Rückwärtsstreuung (Abb. 9a und 9b). Nephelometer können den bis zu 50 % zum Streukoeffizienten beitragenden Streulichtanteil aus dem Streuwinkelbereich von 0° bis 7° nicht erfassen. Eine Erhöhung der Streuung in diesem Winkelbereich wie sie der Saharastaub erzeugt, kann daher sowohl zu einer scheinbaren Reduzierung der Vorwärtsstreuung und deren Verhältnis zur Rückwärtsstreuung, als auch zur fiktiven Abnahme des Wertes des Streukoeffizienten führen. Die Nephelometer-Registrierung darf also nicht zu dem Trugschluss führen, statt großer und zudem verstärkt absorbierender Aerosole wären kleinere, weniger vorwärts streuende Aerosole in der bodennahen Atmosphäre anzunehmen. Aber selbst wenn für den Zeitpunkt des Saharastaub-Einflusses die Extinktionskoeffizienten in Bodennähe unter dem Wert für das vom Saharastaub unbeeinflusste Aerosolensemble lägen, müsste dies nicht im Widerspruch zu einer erhöhten Trübung stehen. Die Streu- bzw. Extinktionskoeffizienten für die Zeit vor und nach der Saharastaub-Episode gelten nämlich nur innerhalb der Mischungsschicht und nehmen oberhalb dieser auf etwa ein Viertel ihres Ursprungswertes ab (Weller et al. 1998). Diese Abnahme erfolgt beim bis in 6 km Höhe reichenden Saharastaub nicht, so dass sich auch bei diesem unwahrscheinlichen Szenarium die Sicht verschlechtern würde.

Wir hatten eingangs festgestellt, dass sich aus $\delta_A(\lambda)$ die Größen- und Volumenverteilung des Aerosols ableiten lässt. Diese Verteilungen hängen von der Wahl des den Aerosolen zugeschriebenen und meist nicht genau bekannten Brechungsindex ab. Als der Realität am nächsten kommend wird jener Brechungsindex betrachtet, mit dem aus der abgeleiteten Größenverteilung des Aerosols das Ausgangsspektrum am besten wiederhergestellt werden kann. Abb. 8f macht deutlich, wie der mineralische Saharastaub den Wert des Realteils des Brechungsindex des Gesamtkollektivs des Aerosols wesentlich erhöhte, was von der Literatur bestätigt wird (z. B. Jennings 1993).

Wir haben im vorgestellten Beispiel die strahlungswirksamen Auswirkungen eines großräumigen Aerosoltransports beschrieben. Die großräumige Verfrachtung von Aerosol könnte künftig einmal ein Thema des „Chemischen Wetters“ sein und auch bei der Verbesserung der numerischen Wettervorhersage (NWV) eine Rolle spielen.

Literatur

ANSMANN, A., U. WANDLINGER, 2001: Information aus dem Institut für Troposphärenforschung Leipzig.

JENNINGS, S. G., (Hrsg.), 1993: Effects on Climate, The University of Arizona Press; Tucson & London, 304.

KAMINSKI, U., 2001: Die Bedeutung von Aerosolpartikeln im Klimasystem am Beispiel von Saharastaub, GAW-Brief des DWD, Nr. 2, siehe: http://www.dwd.de/de/FundE/Observator/MOHP/hp2/gaw/gaw_briefe/gaw_briefe.htm

KASTEN, F., 1968: Der Einfluss der Aerosol-Größenverteilung und ihrer Änderung mit der relativen Feuchte auf die Sichtweite. Beitr. Phys. Atmos. 41, 33 - 51.

WELLER, M., H. RENTSCH, J. LATTASCHKE, 1998: Spektrometer- und Nephelometermessungen zur Ableitung optischer Partikeleigenschaften in „Ozonbildung und Partikel im Photosmog“ (Abschlussbericht), Lehrstuhl für Bioklimatologie und Immissionsforschung der Ludwig Maximilians-Universität München, 74 Seiten.

Anschriften der Autoren:

Dipl.-Met. Uwe Kaminski
 DWD-Meteorologisches Observatorium
 Hohenpeißenberg
 Albin-Schwaiger-Weg 10
 82383 Hohenpeißenberg
 E-Mail: uwe.kaminski@dwd.de

Dr. Michael Weller
 DWD-Meteorologisches Observatorium Potsdam
 Telegrafenberg
 14473 Potsdam
 E-Mail: michael.weller@dwd.de

A. KÖRTZINGER, D. W. R. WALLACE

Der globale Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogene Störung – eine Betrachtung aus mariner Perspektive

1 Einleitung

Das Konzept des anthropogenen Treibhauseffekts – heute über Medien und Schulen fast schon in unser Alltagswissen vorgedrungen – brauchte lange Zeit, um sich in der Fachwelt zu etablieren (Weart 1997). Bereits 1824 von Joseph Fourier durch den Vergleich der Atmosphäre mit einer Glasschüssel ins Spiel gebracht, dauert es jedoch bis 1896, als der schwedische Wissenschaftler Svante Arrhenius eine erste quantitative Betrachtung zum atmosphärischen Treibhauseffekt liefert – ein Meilenstein ist erreicht. Auch Arrhenius bemüht den Vergleich zum „hot house“, ein wissenschaftlicher Durchbruch wird der Idee damit jedoch nicht beschert. Selbst in der 40er Jahren herrscht noch als gängige Lehrmeinung (Blair 1940): „We can say with confidence, that climate is not influenced by the activities of man except locally and transiently“ – angefochten nur durch wenige Wissenschaftler wie etwa Callendar (1938), der die wenigen zur Verfügung stehenden atmosphärischen CO_2 -Messungen mit dem damals bereits beobachteten globalen Temperaturanstieg zusammenbringt und einen anthropogenen CO_2 -Effekt postuliert. Erst die 50er Jahre bringen endgültig

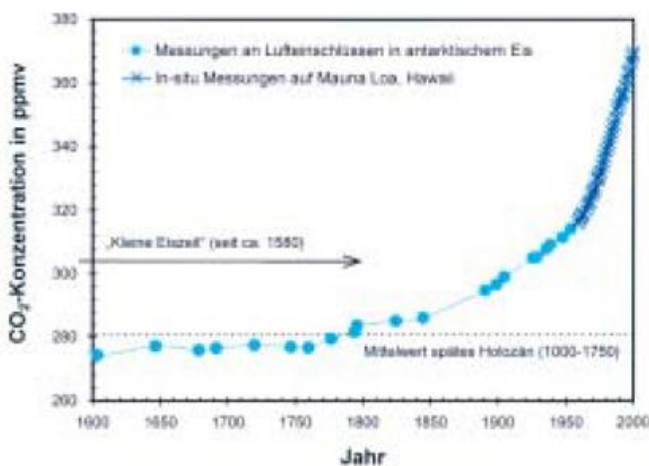


Abb. 1: Entwicklung der atmosphärischen CO_2 -Konzentrationen in den letzten 400 Jahren. *In-situ* CO_2 -Messungen werden seit 1957 auf dem Hawaiianischen Vulkan Mauna Loa (sowie inzwischen weltweit an vielen weiteren Stationen) durchgeführt (Keeling und Whorf 2001). Die in polaren Eismassen eingeschlossene Luft stellt darüber hinaus ein Archiv dar, aus dem sich die Konzentration atmosphärischer Spurengase für die letzten 420000 Jahre rekonstruieren lässt. Die dargestellten Daten stammen vom Law Dome Eisbohrkern aus der Antarktis (66°44' S, 112°50' E), der einen Zeitraum von etwa 1000 Jahren repräsentiert (Etheridge et al. 1996).

ein Umdenken in der wissenschaftlichen Welt, markiert vor allem durch eine Arbeit von Revelle und Suess (1957). Ihre Botschaft ist unerhört: „... human beings are now carrying out a large scale geophysical experiment of a size that could not have happened in the past and cannot be reproduced in the future.“

Der globale Wandel und damit besonders auch der globale Kohlenstoffkreislauf sind inzwischen Brennpunkte der Geowissenschaften. Ein theoretisches und quantitatives Verständnis des (zusätzlichen) Treibhauseffekts durch anthropogene Spurengase wie CO_2 , CH_4 , N_2O , FCKW usw. liegt vor. So wissen wir, dass aus einer Verdopplung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts ein zusätzlicher Treibhauseffekt von $3,7 \text{ W m}^{-2}$ resultiert (IPCC 2001). Auch über die Entwicklung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts im späten Holozän (Abb. 1) und darüber hinaus auch über die letzten 420 000 Jahre haben wir dank hochgenauer *in-situ* Messungen seit

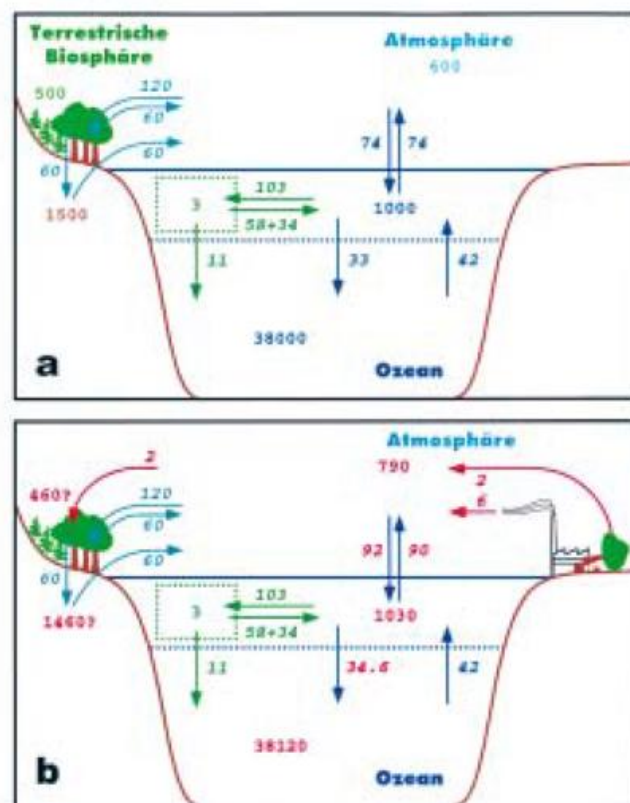


Abb. 2: Schematische Darstellung des vorindustriellen (a) und heutigen (b) globalen Kohlenstoffkreislaufs. Reservoirgrößen sind in Pg C angegeben, Austauschflüsse zwischen den Reservoiren in Pg C/Jahr. Rote Zahlen stellen Reservoire und Flüsse dar, die nach heutigem Verständnis anthropogen beeinflusst sind (modifiziert nach Siegenthaler und Sarmiento 1993).

1957 und für die Zeit davor durch Analyse von Luft-einschlüssen in polarem Eis sehr gute Kenntnis. Die vor allem in den letzten 10 Jahren gewonnenen Einsichten haben den menschlichen Einfluss auf das globale Klima und die Realität des globalen Wandels zur Gewissheit werden lassen. Dieses ist im Juli 2001 mit Nachdruck in der „Amsterdam Declaration on Global Change“ dokumentiert: „In terms of some key environmental parameters, the Earth System has moved well outside the range of the natural variability over the last half million years at least. The Earth is currently operating in a no-analogue state.“ Unsere gegenwärtige Epoche mag daher sehr wohl in die geologische Geschichte als das „Anthropozän“ eingehen, wie von Crutzen und Stoermer (2000) vorgeschlagen.

2 Der globale Kohlenstoffkreislauf

Da Kohlenstoff ein ubiquitäres Element ist, umfasst der Kohlenstoffkreislauf den gesamten Planeten. Angesichts der Zeitskalen, auf denen die einzelnen Kohlenstoffreservoirs sich mit der Atmosphäre austauschen, kann der globale Kohlenstoffkreislauf jedoch für die Betrachtung der anthropogenen Störung auf die rasch (≤ 1000 Jahre) austauschenden Reservoirs Atmosphäre, Ozean und terrestrische Biosphäre reduziert werden (Abb. 2). Von diesen stellt der Ozean mit 38000 Pg C ($1 \text{ Pg} = 1 \text{ Gt} = 10^{15} \text{ g}$) das bei weitem größte dar. So enthält er etwa 63 mal mehr Kohlenstoff als die (vorindustrielle) Atmosphäre (600 Pg). In der terrestrischen Biosphäre sind etwa 2000 Pg C gespeichert, von denen sich der größere Anteil (1500 Pg) im organischen Kohlenstoffgehalt der Böden (Humus, Detritus) verbirgt und lediglich ein Viertel (500 Pg) in den lebenden Pflanzen, allen voran den Bäumen. Bei der Photosynthese der Landpflanzen werden jährlich etwa 120 Pg C in Form von Pflanzenbiomasse fixiert, die je zur Hälfte über autotrophe Respiration (Pflanzenatmung) und heterotrophe Respiration (mikrobieller Abbau von Streufall) wieder der Atmosphäre zugeführt werden.

Obwohl die marine Biosphäre mit 3 Pg C nur einen sehr kleinen Kohlenstoffspeicher repräsentiert, zeigt sie mit jährlich 103 Pg C eine der terrestrischen Biosphäre vergleichbare Brutto-Primärproduktion in der lichtdurchfluteten (euphotischen) Deckschicht des Ozeans. Diese um zwei Größenordnungen höhere Produktivität ist auf die hohen Wachstums- und Teilungsraten einzelliger Planktonorganismen zurückzuführen. Nahezu 90 % dieser Brutto-Primärproduktion werden über autotrophe (58 Pg C/Jahr) und heterotrophe Respiration (34 Pg C/Jahr) bereits in der Deckschicht veratmet und damit dem Meerwasser wieder zugeführt. Die verbleibenden 10 % repräsentieren die sogenannte „biologische Pumpe“, die Kohlenstoff vor allem in Form von partikulärer aber auch gelöster organischer Materie aus der Deckschicht in die tieferen Stockwerke des Ozean exportiert. Dieser Partikelfluss wird auf seinem meist wochenlangen Weg in die Tiefe weiter mikrobiell

abgebaut, so dass nur noch etwa 1 % den Meeresboden erreichen. Da auch hier die heterotrophe Respiration nicht endet, ist die letztlich im Sediment vergrabene und damit dem System entzogene Menge an organischem Kohlenstoff verschwindend gering (0,01 Pg C/Jahr). Etwas anders sieht es aus bei den Kalkschalen (CaCO_3), die von vielen Planktonorganismen (z. B. Kalkalgen, Flügelschnecken, Foraminiferen) in der Deckschicht gebildet werden. Dieser biogene Kalkfluss stellt zwar mit 0,4 Gt C/Jahr einen vergleichsweise geringen Kohlenstoffexport aus der Deckschicht dar. Allerdings wird die Hälfte davon (0,2 Gt C/Jahr) im Sediment vergraben und bildet damit den Hauptteil der sedimentären Kohlenstoffsänke im Ozean.

3 Das marine CO_2 -System

Während Kohlenstoff in der Atmosphäre fast ausschließlich in Form von CO_2 vorliegt, besteht das marine CO_2 -System nicht nur aus physikalisch gelöstem CO_2 , sondern vor allem aus den Dissoziationsprodukten der Kohlensäure, den Ionen Hydrogenkarbonat (HCO_3^-) und Karbonat (CO_3^{2-}). Die Verteilung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC = dissolved inorganic carbon) auf die drei Formen HCO_3^- , CO_3^{2-} und CO_2 (Verhältnis im Meerwasser grob 100:10:1) wird vom pH-Wert des Meerwassers bestimmt und erklärt dessen hohe Pufferkapazität hinsichtlich pH-Änderungen. Sie bestimmt damit wesentliche Eigenschaften des Meerwasser, so auch die Aufnahmekapazität für CO_2 . Aufgrund des Vorhandenseins dieses Karbonat-Puffersystems ist die CO_2 -Aufnahmekapazität eines Liters Meerwasser bei einer gegebenen atmosphärischen CO_2 -Erhöhung im Mittel etwa 10 mal größer als die von reinem Wasser. Das Meerwasser kann folglich auf die atmosphärische CO_2 -Störung sehr effektiv reagieren. So ergibt eine Abschätzung der thermodynamischen Aufnahmekapazität des Ozeans, dass etwa 85 % aller bisher durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre eingebrachten CO_2 -Mengen vom Ozean aufgenommen werden sollten (bei der Berücksichtigung der Karbonatsedimente sogar $> 95 \%$). Eine Betrachtung des heutigen, gestörten Kohlenstoffkreislaufs (siehe Abb. 2b) zeigt jedoch, dass der Ozean diese Kapazität bisher bei weitem nicht erreicht.

Diese Diskrepanz kann durch eine Betrachtung des kinetischen Aspekts der ozeanischen CO_2 -Aufnahme erklärt werden. Zwar equilibriert die Deckschicht des Ozeans etwa innerhalb eines Jahres mit dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre (damit bereits um den Faktor 10 langsamer als bei nichtreaktiven Gasen wie Sauerstoff oder Stickstoff), der eigentliche Flaschenhals besteht jedoch in der Verteilung von anthropogenem CO_2 im tiefen Ozean und damit in der mittleren Durchmischungszeit des Ozeans, die etwa 500-1000 Jahre beträgt. Diese mittlere ozeanische Ventilationszeit bedingt die Trägheit des Ozeans hinsichtlich atmosphärischer CO_2 -Änderungen. Das marine CO_2 -System

stellt folglich ein gewaltiges Kohlenstoffreservoir dar, dass auf längeren Zeitskalen den atmosphärischen CO_2 -Gehalt bestimmt, auf der Zeitskala der anthropogenen Störung jedoch weit hinter seiner thermodynamischen Kapazität zurückbleibt.

4 Die anthropogene Störung

Aufgrund der in den letzten 8000 Jahren weitgehend unveränderten atmosphärischen CO_2 -Konzentration wird allgemein davon ausgegangen, dass der globale Kohlenstoffkreislauf (Abb. 2a) sich vor Beginn der industriellen Revolution in einem Fließgleichgewicht („steady state“) befand. Der durch menschliche Aktivitäten zusätzlich in das System eingebrachte Kohlenstoff stellt eine Störung dieses Gleichgewichtszustands dar. Der heutige Kohlenstoffkreislauf befindet sich folglich nicht im Gleichgewicht, d. h. die Reservoirgrößen sind zeitlich variabel und die Reservoirre zeigen Netto-Austauschflüsse, die von Null verschieden sind.

Die Ursache der anthropogenen Störung ist sehr genau bekannt. Dank akribischer Buchführung über Förderung, Export, Import und Lagerung fossiler Brennstoffe für nahezu alle Länder der Erde sind die aus ihrer Verbrennung resultierenden CO_2 -Emissionen seit etwa 1850 zugänglich (Abb. 3). Danach haben sich im Verlauf des 20. Jahrhunderts der Verbrauch fossiler Brennstoffe und damit auch die Emissionen von anthropogenem CO_2 verzehnfacht. Im Jahr 1998 wurden weltweit 6,6 Pg C in Form von CO_2 durch Verbrennung von Erdöl, Erdgas und Kohle in die Atmosphäre emittiert – Tendenz steigend. Unangefochtener Hauptemitter sind nach wie vor die USA, die allein für nahezu ein Viertel der globalen Emissionen verantwortlich sind. Deutschland steht zur Zeit mit 0,23 Pg C/Jahr auf Platz sechs der Weltrangliste.

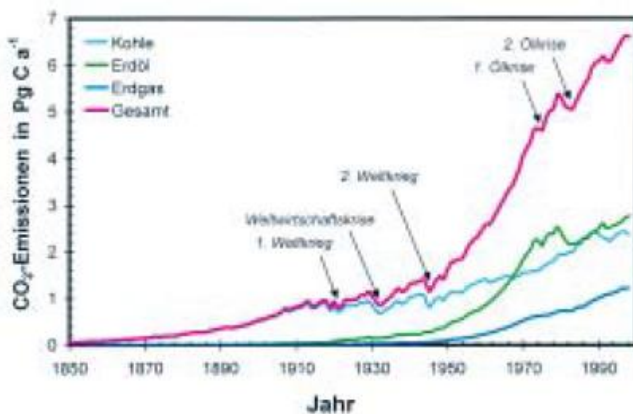


Abb. 3: Entwicklung globaler CO_2 -Emissionen aus der Verbrennung von Erdöl, Erdgas und Kohle in den letzten 150 Jahren (Marland et al. 2001). Ebenfalls dargestellt sind markante Ereignisse der Weltgeschichte bzw. -wirtschaft.

Die beobachtete Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration von etwa 1,5 ppmv/Jahr in den 1990er Jahren entspricht einem Anstieg der Reservoirgröße um 3,4 Pg C/Jahr. Die Atmosphäre stellt somit nur die Senke für etwa die Hälfte der anthropogenen CO_2 -Emissionen dar. Der Ozean rückte aufgrund seiner Aufnahmekapazität bereits früh als Kandidat für die „missing sink“ ins Blickfeld. Unabhängige aktuelle Schätzungen quantifizieren diese ozeanische Senke mit etwa 2,2 Pg C/Jahr und lassen die Bilanz daher um einen relativ kleinen Anteil offen, der in Ermangelung weiterer Kandidaten der terrestrischen Biosphäre zugewiesen werden muss.

Die Rolle der terrestrischen Biosphäre im anthropogen gestörten Kohlenstoffkreislauf ist am wenigsten gut bekannt. Sie soll daher hier nur kurz angerissen werden. Die terrestrische Biosphäre spielt gewissermaßen eine Doppelrolle – als Quelle und Senke von anthropogenem CO_2 . Die Quellenfunktion resultiert aus der sich ändernden Landnutzung auf unserem Planeten. Naturland wurde und wird in Kulturland umgewandelt. Hierbei wird die natürlich vorliegende Biomasse in der Regel verbrannt und damit direkt als CO_2 der Atmosphäre zugeführt. Zugleich sinkt der Kohlenstoffgehalt im Boden durch eine Bewirtschaftung meist erheblich. Damit stellen diese Eingriffe in die natürliche Vegetation stets CO_2 -Quellen dar. Dem steht eine Senkenwirkung gegenüber, die nicht nur die Quellenfunktion vollständig zu kompensieren vermag sondern vor allem in der letzten Dekade zu einer Netto-Senke der terrestrischen Biosphäre für anthropogenes CO_2 führt. Die Lokalisierung dieser Senkenfunktion sowie die kausale Zuordnung zu Schlüsselprozessen bereitet jedoch noch immer erhebliches Kopfzerbrechen. So wurden eine Vielzahl von Mechanismen vorgeschlagen (z. B. direkte CO_2 -Düngung der Landpflanzen, Stickstoffdüngung durch NO_x -Emissionen, Rückgang von Störfaktoren wie Waldbrand und Schädlingsbefall) und z. T. auch in ausgewählten Ökosystemen nachgewiesen.

Die Rolle des Ozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf ist generell besser bekannt. So findet die Aufnahme von 2,2 Pg C/Jahr durch den Ozean in grober Näherung gleichmäßig über die gesamte Ozeanfläche verteilt statt. Regionale Unterschiede in den tatsächlichen Aufnahmeraten resultieren aus einer Reihe von Faktoren. So zeigt die Pufferkapazität von Meerwasser eine starke Temperaturabhängigkeit, die im wesentlichen von der CO_2 -Löslichkeit herrührt. Sie führt dazu, dass warmes Oberflächenwasser in den Tropen nahezu doppelt soviel anthropogenes CO_2 aufnehmen kann wie kaltes Wasser in polaren Regionen. Diese Situation kann im Extremfall dazu führen, dass Wassermassen, die in niederen Breiten hinsichtlich der atmosphärischen CO_2 -Störung equilibrieren, auf Ihrem Weg in hohe Breiten aufgrund des steigenden Revelle- oder Pufferfaktors dort anthropogenes CO_2 an die Atmosphäre zurückgeben. Dieser Effekt wird für den Nord-

atlantik diskutiert und deutet sich in einer Reihe von Ergebnissen an. Ein weiterer wichtiger Parameter ist natürlich die mittlere Deckschichttiefe, die das unmittelbar im Atmosphärenkontakt stehende Wasservolumen definiert. Die Situation wird weiter kompliziert durch die Tatsache, dass der Nettofluss von CO₂ über die Phasengrenze Atmosphäre-Ozean neben dem Konzentrationsgradienten entscheidend von der Windgeschwindigkeit angetrieben wird, die ebenfalls eine starke Breitenabhängigkeit zeigt.

Unterhalb der durchmischten Deckschicht kann aus der Atmosphäre aufgenommenes anthropogenes CO₂ nur noch passiv mit dem Wassertransport – etwa durch Eddy-Diffusion oder Bildung von Tiefenwasser – transportiert werden. Dieses führt dazu, dass unterhalb der maximalen winterlichen Durchmischungstiefe im Bereich der Thermokline stark abnehmende Konzentrationen vorgefunden werden. In den meisten Bereichen des Weltozeans ist das Vorhandensein von anthropogenem CO₂ daher auf die oberen 1000–1500 m beschränkt. Ein wichtiger Prozess für den Transport von anthropogenem CO₂ in die Tiefe ist die thermohaline Zirkulation. Diese dichtegetriebene globale Umwälzbewegung findet ihren entscheidenden Antrieb im Nordatlantik, wo durch winterliche Tiefenwasserbildung große Volumina (etwa 20 Sverdrup = 20 · 10⁶ m³ s⁻¹) von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) entstehen, die sich entlang des tiefen westlichen Randstroms nach Süden bewegen und letztlich ihren Weg bis in den Indik und Pazifik finden, wo sie großflächig auftreiben und im Mittel als Oberflächenstrom zum Nordatlantik zurückfließen. Das im Nordatlantik gebildete Tiefenwasser transportiert auch anthropogenes CO₂ in die Tiefe – ein Prozess der in Analogie zur biologischen Pumpe auch als physikalische Pumpe bezeichnet wird. Es ist daher nicht überraschend, dass der Nordatlantik das größte Wassersäuleninventar von anthropogenem CO₂ im Weltozean aufweist. So hat dieses im westlichen Becken des Nordatlantiks bereits die gesamte Wassersäule durchdrungen und Tiefen von mehr als 4000 m erreicht, so tief wie nirgends sonst im Weltmeer.

5 Quantifizierung der ozeanischen CO₂-Aufnahme

Anders als im Fall der Atmosphäre ist eine Quantifizierung des anthropogenen CO₂-Reservoirs und seiner zeitlichen Änderung im Ozean sehr schwer. Der gewaltige natürliche CO₂-Hintergrund (DIC) von mehr als 2000 µmol kg⁻¹ steht einem maximalen jährlichen Anstieg von etwa 1 µmol kg⁻¹ und einem kumulativen anthropogenen Signal von maximal knapp 70 µmol kg⁻¹ seit Beginn der industriellen Revolution gegenüber. Dieser Umstand und die daraus resultierenden Anforderungen haben dazu geführt, dass CO₂-Messungen heute zu den genauesten chemischen Messungen in der Meeresforschung gehören. Inzwischen routinemäßig auf See erreichbare Genauigkeiten von besser als 1 %

konnten nur durch intensive methodische Entwicklungen und sorgfältige Prozeduren erreicht werden. Doch durch eine hochpräzise Analytik allein kann eine Separation des anthropogenen CO₂ vom natürlichen Hintergrund nicht gelingen. Die natürliche Variabilität des CO₂-Hintergrundes durch biologische, chemische und physikalische Prozesse auf unterschiedlichsten Zeitskalen stellt ein sehr viel größeres Problem dar. So zeigt DIC im Oberflächenwasser des Nordatlantiks einen natürlichen Jahresgang von 50 bis 100 µmol kg⁻¹, was etwa der Größe des gesamten kumulativen anthropogenen Signals entspricht.

Es ist klar, dass dieses ungünstige Signal-Rausch-Verhältnis eine direkte Detektion des mittleren jährlichen DIC-Anstiegs nur durch lange Zeitserien erlaubt, wie sie bei BATS (**B**ermuda **A**tlantic **T**ime **S**eries) und HOT (**H**awaii **O**cean **T**ime **S**eries) gewonnen wurden. Da derartige Zeitserien im offenen Ozean vor allem aus logistischen und finanziellen Gründen auf einige wenige prominente Beispiele beschränkt blieben, mussten andere indirekte Verfahren entwickelt werden, um die ozeanische Aufnahme von anthropogenem CO₂ zu quantifizieren (Wallace 2001). Zwei besonders wichtige Verfahren sollen im folgenden kurz dargestellt werden:

Das erste Verfahren beruht auf der Messung des CO₂-Partialdrucks (pCO₂) in Oberflächenwasser und Atmosphäre. Eine etwaige Differenz dieser beiden Partialdrücke stellt die treibende Kraft für den Nettogasaustausch dar und lässt sich mit Hilfe geeigneter Parametrisierungen in CO₂-Nettoflüsse umrechnen. Die Aufgabe dieser Methode besteht folglich darin, für den gesamten Weltozean auf einem hinreichend feinen Raster mittlere (jährliche, saisonale oder gar monatliche) CO₂-Partialdruckdifferenzen zu bestimmen, aus denen die jährliche ozeanische CO₂-Aufnahme berechnet werden kann. Globale Karten des CO₂-Nettoflusses (Abb. 4) zeigen im wesentlichen die Merkmale des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs. Diese sind ausgeprägte ozeanische CO₂-Quellen im Bereich des äqua-

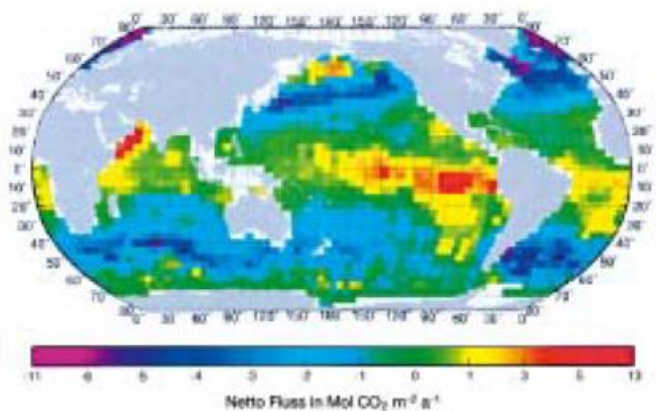


Abb. 4: CO₂-Nettofluss zwischen Ozean und Atmosphäre (positiv = CO₂-Abgabe an Atmosphäre) in mol CO₂ m⁻² a⁻¹. Die Berechnung beruht auf einer globalen pCO₂-Klimatologie für 1995 nach Takahashi et al. (2002).

torialen Auftriebs (besonders tropischer Ostpazifik) und des Küstenauftriebs (z. B. Auftriebsgebiet während des Südwestmonsuns im nördlichen Arabischen Meer) sowie markante ozeanische CO_2 -Senken in Regionen mit tiefer Konvektion und Tiefenwasserbildung (z. B. Labradorsee oder Europäisches Nordmeer). Die eigentliche anthropogene CO_2 -Aufnahme ergibt sich durch Integration dieser Nettoflüsse über die gesamte Ozeanoberfläche als Differenz zum vorindustriellen Nettofluss, der nur über „steady state“ Abschätzungen zugänglich ist (Siegenthaler und Sarmiento 1993).

Auch dieses Verfahren hat mit einer Reihe widriger Umstände zu kämpfen. Zum einen wirken natürliche Prozesse besonders stark auf den $p\text{CO}_2$ und erzeugen damit eine ausgeprägte natürliche Saisonalität im Oberflächenozean, die vor allem in höheren Breiten in der Größenordnung des atmosphärischen CO_2 -Anstiegs seit Beginn der industriellen Revolution liegt. Zugleich zeigt der $p\text{CO}_2$ starke regionale Unterschiede. Dieses Verfahren unterliegt folglich besonders hohen Anforderungen an die zeitliche und räumliche Bedeckung und Auflösung, und konnte erst nach Abschluss der großen internationalen Feldprogramme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) und WOCE (World Ocean Circulation Experiment) mit Hoffnung auf Erfolg angegangen werden (vgl. Takahashi et al. 2002). In jüngster Zeit werden z. B. durch den Einsatz von Handelsschiffen als sogenannten „volunteer observing ships“ zunehmend Konzepte zur Nutzung autonomer Messplattformen verfolgt. Ein Beispiel hierfür ist der Autotransporter MS *Falstaff* der schwedischen Reederei Wallenius Lines, der im Liniendienst zwischen Europa und Nordamerika verkehrt und dabei im Rahmen eines Forschungsvorhabens des Kieler Instituts für Meereskunde ständig CO_2 -Messungen in

Meerwasser und Atmosphäre durchführt. Zu diesem Zweck wurde ein aufwändiges System für den autonomen Messbetrieb im Maschinenraum des Schiffes installiert (Abb. 5).

Ein zweites Verfahren zielt darauf, die räumliche Verteilung der kumulativen anthropogenen CO_2 -Konzentration im Ozean aus der Verteilung chemischer Messgrößen (gelöster anorganischer Kohlenstoff, Alkalinität, gelöster Sauerstoff, Nährstoffe usw.) zu rekonstruieren. Dazu muss der Einfluss biologischer Prozesse und der Vermischung von Wassermassen über geeignete Zusammenhänge – etwa die berühmten Elementarverhältnisse beim Auf- bzw. Abbau von organischer Materie, auch Redfield-Verhältnisse genannt (Redfield et al. 1963) – eliminiert werden. Das grundsätzliche Verfahren ist bereits in den späten 1970er Jahren vorgeschlagen worden (Chen und Millero 1979). Es beruht auf einer Reihe von z. T. nicht unproblematischen Annahmen, hat jedoch in den letzten Jahren eine Reihe von Verbesserungen erfahren.

Trotz aller verbleibenden Schwächen stellt dieses Verfahren den einzigen Ansatz zur Abschätzung des kumulativen Inventars von anthropogenem CO_2 im Ozean dar. Die Ergebnisse stimmen allgemein sehr gut mit unserer Kenntnis der Hydrographie und Zirkulation im Weltozean überein. So bilden sich beispielsweise auf einem Schnitt über den subpolaren Nordatlantik von der Südspitze Grönlands bis zur Südspitze Irlands (Abb. 6) die charakteristischen Wassermassen mit ihrem unterschiedlichen Alter und Ventilationsgrad auch in der Verteilung des anthropogenen CO_2 klar ab. Relativ junge Wassermassen wie das durch tiefe winterliche Konvektion in der Labradorsee gebildete Labrador Sea Water (LSW) oder das aus dem dichtegetriebenen Überstrom



Abb. 5: Automatisiertes Analysesystem zur Messung des CO_2 -Partialdrucks in Meerwasser und Atmosphäre. Das System befindet sich im Rahmen eines von der Europäischen Gemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens seit Anfang 2002 auf dem Autofrachter MS *Falstaff* (oben links) der schwedischen Reederei Wallenius Lines im Einsatz.

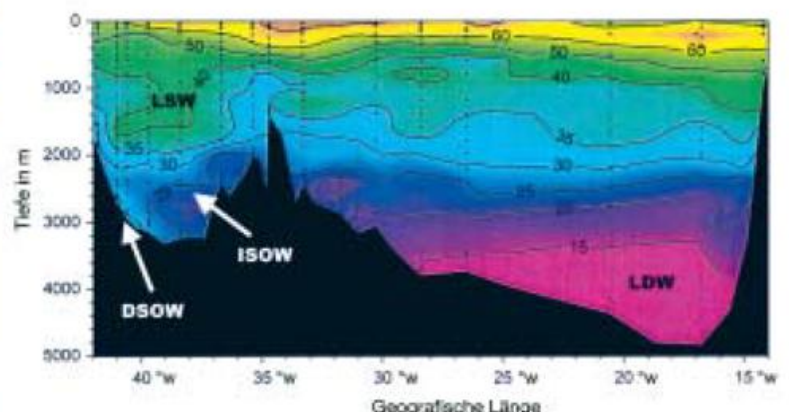


Abb. 6: Verteilung von anthropogenem CO_2 entlang eines Schnittes von der Südspitze Grönlands zur Südspitze Irlands (Körtzinger et al. 1999) angegeben in $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Ebenfalls dargestellt ist die Lage der charakteristischen Wassermassen entlang des Schnittes: LSW: Labrador Sea Water; ISOW: Iceland Scotland Overflow Water; DSOW: Denmark Strait Water; LDW: Labrador Deep Water.

durch die Dänemarkstraße resultierende Denmark Strait Overflow Water (DSOW) sind durch hohe Konzentrationen gekennzeichnet. Hingegen bildet sich das höhere Alter des im östlichen Becken gebildeten Iceland Scotland Overflow Water (ISOW), das erst auf dem Umweg durch die Charly-Gibbs Fracture Zone ins Westbecken gelangt, in merklich niedrigeren Konzentrationen ab. Das Fehlen von aktiver Tiefenwasserbildung, und damit auch höherer Konzentrationen von anthropogenem CO₂, wird besonders deutlich im Ostbecken, in dem das sehr viel ältere Lower Deep Water (LDW) vorgefunden wird, welches auch Tiefenwasseranteile aus der Antarktis beinhaltet. Wie bereits angesprochen zeigt der subpolare Nordatlantik die größten Eindringtiefen von anthropogenem CO₂ im Weltozean. So ist der Pazifik in Tiefen von mehr als 1000 bis 1500 m weitgehend frei von anthropogenem CO₂, repräsentiert also vorindustriell gebildete Wassermassen.

Neben den beiden hier schlaglichtartig vorgestellten Verfahren gibt es noch eine Reihe weiterer Ansätze zur Quantifizierung der ozeanischen Aufnahme von anthropogenem CO₂, die sich unterschiedliche Eigenschaften des Systems Erde zu Nutze machen. So führt die markante ¹³C-Isotopie von fossilen Brennstoffen zur Einprägung eines anthropogenen ¹³C-Signals in das atmosphärische CO₂-Reservoir. Dieses Signal wird über die Aufnahme von anthropogenem CO₂ in der Ozean eingetragen – der sogenannte ¹³C Suess-Effekt. Es gibt jedoch auch Ansätze, die ausschließlich auf Messungen in der Atmosphäre beruhen. Zeitliche Trends der atmosphärischen Konzentrationen von CO₂ und O₂ können bei Kenntnis der Stöchiometrie der beteiligten Prozesse – Verbrennung fossiler Brennstoffe, Nettophotosynthese von Landpflanzen – sowie der absoluten CO₂-Emissionen zur Abschätzung der Nettoaufnahme von anthropogenem CO₂ in Ozean und terrestrischer Biosphäre (Keeling et al. 1996) genutzt werden. Bei diesem Verfahren wird das im Vergleich zur Atmosphäre sehr kleine ozeanische O₂-Reservoir ignoriert. Aktuelle Arbeiten haben jedoch gezeigt, dass sich das ozeanische O₂-Reservoir nicht (mehr) im „steady state“ befindet und messbare zeitliche Trends aufweist. Eine korrekte Repräsentation dieses ozeanischen Signals in atmosphärischen O₂-Trends bedarf daher spezieller Studien zum ozeanischen O₂-Reservoir. Damit ist auch dieses junge, bisher fast makellose Verfahren gewissermaßen in der wirklichen Welt der Erdsystemforschung angekommen.

6 Zukünftige Rolle des Ozeans

Es ist ein beruhigender Befund, dass die ozeanische Senke für anthropogenes CO₂ von diesen unabhängigen Methoden in Übereinstimmung mit den Ergebnissen globaler ozeanischer Zirkulationsmodelle auf etwa 2 Pg C/Jahr bestimmt wird. Auch wenn sich im Detail Diskrepanzen ergeben (zumeist jedoch im Bereich der Fehlergrenzen), kann die gegenwärtige Rolle des Weltozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf als hin-

reichend gut verstanden betrachtet werden. Unsere Fähigkeiten, die zukünftige Rolle des Ozean und speziell des marinen Kohlenstoffkreislaufs vorherzusagen, sind jedoch noch sehr eingeschränkt. Der Grund dafür liegt in der Vielzahl denkbarer Rückkopplungsmechanismen, für die bisher ein eingehendes Prozessverständnis und realistische Abschätzungen der quantitativen Effekte fehlen. Einige Beispiele sollen das Rückkopplungspotential für Klimaveränderungen im Ozean schlaglichtartig beleuchten:

- Die globale Erwärmung ist auch im Weltozean in den oberen 3000 m nachgewiesen. Zusammen mit der ebenfalls dokumentierten Ausübung ergibt sich eine verstärkte Dichteschichtung im Weltozean, die über veränderten vertikalen Nährstoffeintrag in die Deckschicht zu Änderungen der biologischen Pumpe führen könnte. Erste Anzeichen dafür bieten Trends im ozeanischen Sauerstoffreservoir.
- Die Stärke der thermohalinen Zirkulation hängt entscheidend vom Dichteantrieb im Nordatlantik ab. Modellrechnungen belegen die Sensitivität bezüglich Wärme- und Süßwasserflüssen. In globalen Erwärmungsszenarien ergibt sich meist eine Reduktion der thermohalinen Zirkulation, was sich in einer reduzierten Aufnahme von anthropogenem CO₂ niederschlagen sollte.
- Die Aufnahme von anthropogenem CO₂ führt zu einer Abnahme des pH-Werts im Oberflächenwasser. Es ist nachgewiesen, dass ein sinkender pH-Wert kalkifizierende Organismen beeinträchtigt und ihnen möglicherweise einen ökologischen Nachteil verschafft. Dieser Effekt wirkt besonders stark auf Korallen, könnte aber auch zu Artenverschiebungen im Phytoplankton und damit zu erheblichen Rückkopplungen auf atmosphärische CO₂-Konzentrationen führen.

Diese Beispiele belegen die starke Verflechtung und gegenseitige Abhängigkeit physikalischer, biologischer und chemischer Prozesse und Faktoren, die eine Vorhersage der Gesamtsystems Ozean extrem erschweren. Die Lösung dieser kolossalen Aufgabe wird vermutlich nur in einer Kombination detaillierter Prozessstudien und hydrographischer Messkampagnen mit hochauflösender Modellierung der kritischen Komponenten des Systems Erde – speziell seiner marinen Elemente – liegen. Realistische Vorhersagen zukünftiger Klimaveränderungen sind ohne ein grundlegendes Verständnis des Ozeans und seiner komplexen Reaktionen nicht denkbar – eine Aufgabe, der sich die moderne Meeresforschung stellt.

Literatur

ARRHENIUS, S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* **41**, 237-276.

BLAIR, T.A., 1940: *Climatology, general and regional*. Prentice-Hall, New York, pp. 101.

- CALLENDAR, G.S., 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Q. J. Roy. Met. Soc.* **64**, 223-237.
- CHEN, C.-T.A. und F.J. MILLERO, 1979. Gradual increase of oceanic CO₂. *Nature* **277**, 205-206.
- CRUTZEN, P.J., E.F. STOERMER, 2000. The „Anthropocene“. *Global Change Newsletter* **41** (5), 17-18.
- ETHERIDGE, D.M., L.P. STEELE, R.L. LANGENFELDS, R.J. FRANCEY, J.-M. BARNOLA, V.I. MORGAN, 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.* **101**, 4115-4128.
- FOURIER, J., 1824: Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Annal. Chim. Phys.* **27**, 136-167.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, N. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (Hrsg.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- KEELING, C.D., T.P. WHORF, 2001. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- KEELING, R.F., S.C. PIPER, M. HEIMANN, 1996. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentrations. *Nature* **381**, 218-221.
- KÖRTZINGER, A., M. RHEIN, L. MINTROP, 1999. Anthropogenic CO₂ and CFCs in the North Atlantic Ocean – A comparison of man-made tracers. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2065-2068.
- MARLAND, G., T.A. BODEN, R.J. ANDRES, 2001. Global, Regional, and National Fossil Fuel CO₂ Emissions. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- REVELLE, R., H.E. SUESS, 1957. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades. *Tellus* **9**, 18-27.
- REDFIELD, A.C., B.H. KETCHUM, F.A. RICHARDS, 1963. The influence of organisms on the composition of sea water. In: *The Sea*, M.N. Hill (Hrsg.), vol. 2., Interscience, New York, pp. 26-77.
- SARMIENTO, J.L., E.T. SUNDQUIST, 1992. Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. *Nature* **356**, 589-593.
- SIEGENTHALER, U., J.L. SARMIENTO, 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* **365**, 119-125.
- TAKAHASHI, T., S.C. SUTHERLAND, C. SWEENEY, A. POISSON, N. METZL, B. TILBROOK, N. BATES, R. WANNINKHOF, R.A. FEELY, C. SABINE, J. OLAFSSON, Y. NOJIRI, 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, im Druck.
- WALLACE, D.W.R., 2001. Storage and Transport of Excess CO₂ in the Oceans: the JGOFS/WOCE Global CO₂ Survey. In: Church, J., G. Siedler, J. Gould (Hrsg.): *Ocean Circulation and Climate*. London, San Diego, Academic Press, pp. 489-521.
- WEART, S.R., 1997: The discovery of the risk of global warming. *Phys. Today* **50**(1), 34-40.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Arne Körtzinger,
 Prof. Dr. Douglas W.R. Wallace
 Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
 Forschungsbereich Marine Biogeochemie
 Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel
 E-Mail: akoertzinger@ifm.uni-kiel.de

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

PLATE, E. J., MERZ, B. (Hrsg.): Naturkatastrophen. Ursachen, Auswirkungen, Vorsorge. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller) 2001, 475 S., ISBN 3-510-65195-2, € 40,80.

Extreme Naturereignisse wie Erdbeben, Vulkanausbrüche, Stürme, Starkniederschläge, Überschwemmungen, Dürren und Brände verursachen laut Versicherungsstatistiken immer größere Schäden und fordern häufig auch in heutiger Zeit Menschenleben. Neu ist dieses Thema keinesfalls. Wenig bekannt in der Öffentlichkeit aber dürfte sein, dass die Vereinten Nationen die 90er Jahre zur Internationalen Dekade der Reduzierung von Naturkatastrophen (IDNDR) deklarierten und dass auch ein deutscher Beitrag hierzu geleistet wurde, nämlich durch das hierfür eingerichtete Deutsche IDNDR – Komitee. Diesem Komitee standen ein wissenschaftlicher Beirat (für Fragen der Entstehung der Naturkatastrophen und der wissenschaftlichen Strukturierung der Katastrophenvorsorge) sowie ein operativer Beirat (für die Praxis der Vorsorge) zur Verfügung. Nach Abschluss der Dekade wurden die Beiräte vom Komitee beauftragt, das vorliegende Buch zu verfassen, das eine Zusammenstellung zum Thema Naturkatastrophen und ihrer Bewältigung enthalten soll. Wenn man bedenkt, dass es gerade in Deutschland in den 90er Jahren einige nicht unwesentliche Naturkatastrophen gab, angefangen von der Sturmserie im Frühjahr 1990, gefolgt von den Rheinhochwasserereignissen 1993 und 1995 sowie dem Oderhochwasser 1997 bis hin zum Sturm „Lothar“ zum Jahresende 1999 mit beachtlichen Schäden, so ist es sicherlich von allgemeinem Interesse, die Ursachen, Auswirkungen, aber auch die Vorsorgemaßnahmen von solchen Ereignissen näher zu beleuchten. Die Arbeit des Deutschen IDNDR-Komitees wurde übrigens auch nach Abschluss der Dekade durch eine Nachfolgeorganisation, dem Deutschen Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. unter Leitung von Dr. Norbert Blüm fortgesetzt.

Das Buch enthält Beiträge von insgesamt 41 Autoren. Es hat einen interdisziplinären Charakter dadurch, dass die Autoren aus verschiedenen Fachrichtungen kommen, so-

wohl aus natur- als auch gesellschaftswissenschaftlichen Bereichen. Die meteorologische Seite wird hierbei durch Angehörige des Deutschen Wetterdienstes, aber auch von Universitäten vertreten.

Gegliedert ist das Buch in insgesamt fünf Fachkapitel. Das erste Kapitel hat eine einführende Funktion, es definiert Begriffe und betrachtet allgemein die möglichen Schäden von Katastrophen, die einzelnen Elemente der Katastrophenvorsorge (z. B. Risikoanalyse, Vorbeugung, Selbsthilfe der Bürger) und der Katastrophenbewältigung (Katastrophenhilfe, Wiederaufbau), wobei auch Beispiele genannt werden. Die Darstellung beschränkt sich nicht allein auf deutsche Ereignisse, sondern behandelt Katastrophen auf der ganzen Erde, und bei weitem nicht nur auf meteorologisch bedingte Ereignisse, sondern Erdbeben, Vulkanausbrüche und andere. Es wird deutlich gemacht, dass ein Katastrophenmanagement (die Autoren gebrauchen diesen Begriff) keinen absoluten Schutz gegen solche Extremereignisse bieten kann, sondern dass vor allem Vorsorgemaßnahmen im Vordergrund stehen, um Schäden so weit wie möglich zu begrenzen.

Das zweite Kapitel befasst sich mit dem wissenschaftlich-technischen Aspekt von Naturkatastrophen. Zu jeder Ereignisart (Erdbeben, Vulkanismus, Stürme usw.) erfolgt ein Beitrag von einer Spezialistengruppe, wobei sich jeder Beitrag an das Schema „Ursachen, Prozesse, Schäden, Maßnahmen“ gehalten hat. Die wissenschaftlichen Sachverhalte sind durchweg allgemeinverständlich dargelegt. Schadensstatistiken werden häufig in Form von Diagrammen und Tabellen präsentiert. Auch Karten sind enthalten, z. B. eine Erdbebengefährdungskarte. Leider sind fast alle Abbildungen in schwarz-weiß, darunter leiden vor allem die Kartendarstellungen. Nur einige wenige Abbildungen sind farbig, allerdings separat vom Bezugstext in einem eigenen Farbteil. Immerhin haben sich die Autoren aber die Mühe gemacht, bei den Querverweisen zwischen Farbteil und Text die Seitenzahlen mit anzugeben. Spezielle wissenschaftliche Projektergebnisse und spezielle Ereignisse (z. B. der Ausbruch des Vulkans Pinatubo) werden häufig in separaten, grau unterlegten Boxen erläutert.

Speziell bei den meteorologischen Beiträgen findet der Leser „Sturm und Starkniederschlag“ in einem Abschnitt zusammengefaßt, „Überschwemmungen“ dagegen separat in einem anderen. Diese Unterteilung erscheint zumindest unglücklich, die Starkniederschläge würden eher zu den Überschwemmungen passen, wenn es auch Ereignisse gibt wie der von den Autoren angesprochene Hurrikan Mitch, wo Sturm und Niederschlag in der Tat zusammenwirken. Inhaltlich sind diese Beiträge jedoch wie die übrigen fachlich sehr fundiert, auf die Rolle der numerischen Wettervorhersage wird ebenso eingegangen wie auf die zur Verfügung stehenden Daten zur Überwachung der Sturm- und Niederschlagsentwicklung (einschließlich Radar), auch auf Hochwasser-Frühwarnsysteme. Exemplarisch werden die meteorologischen Ursachen des Oderhochwassers erläutert.

Im dritten Kapitel kommt der gesellschaftswissenschaftliche Zusammenhang zur Sprache. Hier werden zwei wesentliche Problemkreise angesprochen: Zum einen das Fehlen eines global integrierten Katastrophenschutzes, zum anderen die Problematik der Entwicklungsländer, die häufig nicht über die finanziellen Voraussetzungen für eine Katastrophenvorbeugung verfügen und auch durch Katastrophen in ihrer Entwicklung zurückgeworfen werden.

Das vierte Kapitel befasst sich mit der Vorhersage von bzw. der Frühwarnung vor Naturkatastrophen, wobei wiederum zwischen den einzelnen Katastrophenarten unterschieden wird. Methoden der Vorhersage und Frühwarnsysteme werden beschrieben. Allgemein sind vor allem Fernerkundungsmethoden ein wertvolles Hilfsmittel der Frühwarnung, zum einen für die Überwachung von Vorgängen (z. B. die Krustendeformation bei Vulkanen als Vorläuferphänomen für einen Ausbruch), zum anderen für die Generierung von Eingangsdaten für numerische Vorhersagemodelle. Für den meteorologischen Bereich sind diese Methoden natürlich schon lange bekannt. Bei den geologisch bedingten Naturereignissen besteht das Problem, dass zuverlässige deterministische Vorhersagen zum Teil nur dann möglich sind, wenn Vorboten der Katastrophe bereits

eingetreten sind und die Warnung dann nur relativ kurzfristig erfolgen kann. Eine wesentliche Rolle bei Frühwarnsystemen spielen auch die heute verfügbaren Kommunikationssysteme wie das Internet und die Kommunikationssatelliten. Auch die Frage, was bei der Umsetzung von Warnungen zu beachten ist, wird behandelt.

Im fünften Kapitel schließlich wird auf die Akteure des Katastrophenmanagements eingegangen, wobei zwischen (deutschen) Regierungsorganisationen und Nichtregierungsorganisationen unterschieden wird. Dabei werden auch speziell die Rollen der Versicherungen und Medien angesprochen. Unter den Regierungsorganisationen wird auch der Deutsche Wetterdienst erwähnt (er ist sowohl im Komitee als auch im Operativen Beirat vertreten), der ja mit seinen Vorhersagen, Warnungen, Gutachten, aber auch mit der Zusammenarbeit mit anderen Organisationen eine Schlüsselrolle im Katastrophenmanagement hat. Andere wichtige auf meteorologischem Gebiet arbeitende Institutionen finden jedoch ebenfalls Erwähnung wie z. B. das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR).

Am Schluss des Buches folgt noch ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis sowie ein Stichwortverzeichnis. Beigelegt ist eine Weltkarte der Naturgefahren der Münchner Rück.

Insgesamt liefert das Buch eine sehr umfassende Übersicht über die vielen Bereiche des Katastrophenmanagements. Es geht bei Einzelereignissen allerdings meist nicht sehr ins Detail; dies würde sicherlich auch den Rahmen einer solchen Zusammenstellung sprengen. Das Buch ist daher für alle geeignet, die sich einen ersten Überblick über die Thematik verschaffen möchten und weniger eine Vertiefung zu spezielleren Fragen.

P. Bissolli, Offenbach

GERT LANGE (Hrsg.): Eiskalte Entdeckungen – Forschungsreisen zwischen Nord- und Südpol, Delius-Klasing-Verlag, Bielefeld, 2001, 360 S., ISBN 3-7688-1257X.

Das Buch ist ein hochinteressantes Porträt des Alfred-Wegener-Institutes (AWI) für Polar- und Meeresforschung. In 53 Beiträgen von je 2 – 10 Seiten Länge geben 50 Wissenschaftler des AWI ein Resümee spannender Untersuchungen und neuer Erkenntnisse in

der Polar- und Meeresforschung. Dabei wird ein weiter Bogen über alle beteiligten Fachdisziplinen gespannt: Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik, Geologie und Biologie. Die Form der Darstellung ist kein sachlicher chronologischer Abriss, sondern eine Mischung aus aktuellem Forschungsbericht, Reportage und geschichtlichem Hintergrund. Erörterungen offener Forschungsfragen stehen neben leichtem Lesestoff. Das Buch wendet sich vornehmlich an die interessierte Öffentlichkeit. Die Beiträge sind daher verständlich und anschaulich gehalten, was durch eine große Anzahl von Farbfotos und Farbglyphen unterstützt wird. Trotz der leichten Darbietungsform sind die Beiträge sehr informativ (was einander ja auch nicht ausschließen muss) und auch für den Fachmann interessant.

Das Buch ist in vier Bereiche (es gibt keine Kapitelnummerierung) geordnet: „Das Erdsystem“, „Die Antarktis“, „Die Nordsee im Vergleich“ und „Die Arktis“. In jedem Bereich kommen die jeweiligen Fachdisziplinen mit aktuellen Forschungsbeiträgen zu Wort. Die Beiträge stellen vorwiegend die neuesten Messmethoden und Messergebnisse aus Felduntersuchungen vor, theoretische Abhandlungen oder Ergebnisse von Modellsimulationen gibt es fast nicht. Eingestreut in die aktuellen Forschungsfragen sind sieben kurze historische Beiträge über bekannte deutsche Polarforscher und deren Expeditionen, von Alfred Wegener bis Carl Koldewey. Hinzu kommen Beiträge zur Infrastruktur des AWI, z. B. zu den Forschungsstationen, Neumeyer-Station in der Antarktis und Coldewey-Station auf Spitzbergen, oder zur Gründung des Alfred-Wegener-Institutes.

Insgesamt ist mit diesem Buch eine lebendige Darstellung des AWI und deutscher Polarforschung gelungen. In dieser Form würde man sich auch Präsentationen anderer Forschungseinrichtungen wünschen. Im Jahr der Geowissenschaften 2002, in dem die Kommunikation zwischen Forschern und breiter Öffentlichkeit gefragt ist, kommt dieses Buch gerade richtig.

B. Brümmer, Hamburg

AHRENS, C. D.: Meteorology today, an introduction to weather, climate, and the environment. 6. ed. Pacific Grove: Brooks/Cole 2000, 528 S. CD-ROM, ISBN 0-534-37201-5.

ALBISSER, P. u. a.: Lothar, der Orkan 1999, Ereignisanalyse. Birmensdorf u. a.: Eidg. Forschungsanst. WSL 2001, 365 S. ISBN 3-905620-93-6.

ARYA, S. P.: Introduction to micrometeorology. 2. ed. San Diego u. a.: Acad. Pr. 2001, 420 S. International geophysics series 79, ISBN 0-12-059354-8.

AUER, I. u. a.: ALOCLIM, Austrian long-term climate, 1767 – 2000, multiple instrumental climate time series from central Europe. Wien: Zentralanst. für Meteorol. u. Geodynamik 2000, 147 S. u. CD-ROM. Österr. Beitr. zu Meteorol. u. Geodynamik 25, Publ. Nr. 397.

AUER, I. u. a.: OEKLIM, digitaler Klimatlas Österreichs, eine interaktive Reise durch die Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft des Klimas. Wien: Zentralanst. für Meteorol. u. Geodynamik 2001, CD-ROM.

BALLACH, J.: Entwicklung und Absicherung leistungsfähiger Analyseverfahren zur Bestimmung von Benzol und Ruß in der Luftthygiene. Offenbach: DWD 2001, 147 S. Ber. d. Dt. Wetterd. 217, ISBN 3-88148-377-2.

BANTEL, M.: Grundlagen der Messtechnik, Messunsicherheit von Messung und Messgerät. Leipzig: Fachbuchverlag 2000, 242 S. ISBN 3-446-21520-4.

BARRY, R. G.: Synoptic and dynamic climatology. London u. a.: Routledge 2001, 620 S. ISBN 0-415-03115-X.

BISCHOF, J.: Ice drift, ocean circulation and climate change. London u. a.: Springer 2000, 215 S. Springer-Praxis books in environmental sciences, ISBN 1-85233-648-X.

BLÜMEL, K. u. a.: Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaänderungen. Offenbach: DWD 2001, 371 S. Ber. d. Dt. Wetterd. 219, ISBN 3-88148-379-9.

BOYBEYI, Z. (Hrsg.): Mesoscale atmospheric dispersion. Southampton u. a.: WIT Pr. 2000, 424 S. Advances in air pollution 9, ISBN 1-85312-732-9.

BRADFORD, M.: Scanning the skies, a history of tornado forecasting. Norman: Univ. of Oklahoma Pr. 2001, 220 S. ISBN 0-8061-3302-3.

- BRAUNER, R., N. JACOBI: Meer und Eis, Leben und Forschung im Eis. Hamburg: DSV-Verl. 2001, 144 S. ISBN 3-88412-352-1.
- BRINGI, V. N.: Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications. Cambridge Univ. Pr. 2001, 636 S. ISBN 0-521-62384-7.
- BURROUGHES, W. J.: Climate change, a multidisciplinary approach. Cambridge Univ. Press 2001 198 S. ISBN 0-521-56125-6.
- CHRISTIE, M.: The ozone layer: a philosophy of science perspective. Cambridge Univ. Pr. 2001, 215 S. ISBN 0-521-65072-0.
- CRACKNELL, A. P. (Hrsg.): Remote sensing and climate change: role of earth observation. Lectures presented at the 11th Summer School on Remote Sensing and Long-term Global Datasets for Climate Studies, held at Dundee University from 2 – 13 August 1999. London u. a.: Springer 2001, 301 S. Springer-Praxis books in geophysical sciences, ISBN 1-85233-321-9.
- CROLEY, T. E.: Using meteorology probability forecasts in operational hydrology. Reston: ASCE Pr. 2000, 206 S. ISBN 0-7844-0459-3.
- CSANADY, G. T.: Air-sea interaction: laws and mechanisms. Cambridge Univ. Pr. 2001, 239 S. ISBN 0-521-79680-6.
- DESSLER, A. E.: The chemistry and physics of stratospheric ozone. San Diego u. a.: Acad. Pr. 2000, 214 S. International geophysics series 74, ISBN 0-12-212051-5.
- DOUGLAS, B. C. (Hrsg.): Sea level rise, history and consequences. San Diego u. a.: Acad. Pr. 2001, 232 S. u. CD-ROM. International geophysics series 75. ISBN 0-12-221345-9.
- FAGAN, B.: The little ice age, how climate made history, 1300 - 1850. New York : Basic Books 2000, 246 S. ISBN 0-465-02271-5.
- FAGAN, B.: Die Macht des Wetters, wie das Klima die Geschichte verändert. Düsseldorf : Patmos 2001, 278 S. ISBN 3-491-72445-7.
- FEIJT, Arnout J.: Quantitative cloud analyses using meteorological satellites. Kwantitative analyse van wolken met meteorologische satelliten. Wageningen 2000, 186 S. ISBN 90-5808-315-2.
- FEYERABAND, J.: Das Jahrtausend der Orkane, entfesselte Stürme bedrohen unsere Zukunft. München u. a.: Piper 2001, 289 S. ISBN 3-492-04274-0.
- FINLAYSON-PITTS, B. J. u. a.: Chemistry of the upper and lower atmosphere, theory, experiments, and applications. San Diego u. a.: Acad. Press 2000, 969 S. ISBN 0-12-257060-X.
- FLEMMING, G.: Angewandte Klimatologie von Sachsen, Basis- und Zustandsklima im Überblick. Dresden: Eigenverl. d. Techn. Univ. 2001, 154 S. Tharandter Klimaprotokolle 4. ISBN 3-86005-268-3.
- GLASER, R.: Klimageschichte Mitteleuropas, 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Primus: Darmstadt 2001, 227 S. ISBN 3-89678-405-6.
- GLOWATZKI, M.: Solarenergie in Kenia. Trier: Geograph. Ges., 2001, 252 S. Materialien zur Ostafrika-Forschung 27. ISBN 3-921599-52-0.
- GOENNERT, G. u. a. (Hrsg.): Global storm surges, theory, observations and applications. Herausgegeben von: German Coastal Engineering Research Council. – Sonderheft. Heide in Holstein: Verl.-Anst. Boyens 2001, 623 S. Die Küste 63. ISBN 3-8042-1054-6.
- HAMBLYN, R.: Die Erfindung der Wolken, wie ein unbekannter Meteorologe die Sprache des Himmels erforschte. Frankfurt a. M.: Insel-Verlag 2001, 311 S. ISBN 3-458-17084-7.
- HARALD, F. (Hrsg.): Wetter und Klima: das Spiel der Elemente; atmosphärische Prozesse verstehen und deuten; interaktives Wissen auf CD-ROM für Windows und Macintosh. – Version 2.0 mit neuen Funktionen und vielen zusätzlichen Inhalten. Berlin u. a.: Springer 2001, CD-ROM, Phänomene der Erde. ISBN 3-540-14899-X.
- HARRAD, S.: Persistent organic pollutants, environmental behaviour and pathways of human exposure, Kluwer Acad. Publ. 2001, 272 S. ISBN 0-7923-7227-1.
- HELBIG, A., J. BAUMÜLLER, J. KERSCHGENS (Hrsg.): Stadtklima und Luftreinhaltung, 2. vollst. überarb. u. erg. Aufl., Springer-Verlag Heidelberg, 467 S. ISBN 3-540-64206-4.
- IHLE, P. (Hrsg.): Atmosphärische Depositionen in der Bundesrepublik Deutschland., Stuttgart u. a.: Teubner 2001, 240 S. Schriftenreihe des Instituts für Energetik und Umwelt, Leipzig. ISBN 3-519-00324-4.
- JANSSEN, W. u. a.: Ablauf der Datenprüfung und -vervollständigung im Geschäftsfeld Landwirtschaft. Offenbach: DWD 2001, 43 S. Ber. d. Dt. Wetterd. 216, ISBN 3-88148-374-8.
- JONES, H. G.: Snow ecology, an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems, Cambridge Univ. Pr. 2001, 378 S. ISBN 0-521-58483-3.
- JONES, I. S. F. (Hrsg.): Wind stress over the ocean. Cambridge Univ. Pr. 2001, 307 S. ISBN 0-521-66243-5.
- JONES, P. D.: History and climate, memories of the future? Kluwer Acad. Plenum Publ. 2001, 295 S. ISBN 0-306-46589-2.
- KLAUS, D. u. a.: Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen: Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion und -Verifikation. Jülich: Forschungszentrum 2000, 183 S. Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment 27, ISBN 3-89336-274-6.
- KRAUS, H.: Die Atmosphäre der Erde, eine Einführung in die Meteorologie. Braunschweig u. a.: Vieweg 2000, 470 S. ISBN 3-528-03920-5.
- LAGOUVARDOS, K.: Improvement of now-casting techniques, COST Action 78, final report. Office for Official Publ. of the Europ. Communities, Luxembourg 2001, 368 S. ISBN 92-828-6721-8.
- LANKFORD, T. T.: Aviation weather handbook. New York u. a.: McGraw-Hill 2000, ISBN 0-07-136103-0.
- LEE-LUENG FU (Hrsg.): Satellite altimetry and the earth sciences. San Diego u. a.: Academic Pr. 2001, 463 S. International geophysics series 69. ISBN 0-12-269545-3.
- LINDAU, R.: Climate atlas of the Atlantic Ocean. Berlin u. a.: Springer 2001, 514 S. u. CD-ROM. ISBN 3-540-66813-6.

- LOZÁN, J.L. u. a. (Hrsg.): Climate of the 21st century, changes and risks, scientific facts., 2. ed. Hamburg: Wissenschaftl. Auswertungen 2001, 448 S. 1. Aufl. u.d.T.: Warnsignal Klima. ISBN 3-00-006227-0.
- LYNCH, D., K. SASSEN, D.O.'C. STARR, G. STEPHENS (Hrsg.): Cirrus, Oxford University Press, New York, 480 S, 2002.
- MARKGRAF, V. (Ed.): Interhemispheric climate linkages. San Diego u. a.: Acad. Press 2001, 454 S. ISBN 0-12-472670-4.
- MICHAELSEN, K. u. a.: Climate of the North Sea. Einzelveröffentlichungen Nr. 118, 2. korrig. Aufl. Hamburg: DWD 2000, 277 S. ISBN 3-88148-370-5.
- MIROPOLSKIJ, J. Z.: Dynamics of internal gravity waves in the ocean. Dordrecht u. a.: Kluwer Academic Publ. 2001, 406 S. Atmospheric and oceanographic sciences library 24. ISBN 0-7923-6935-1.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. u. a.: Verdunstung, Maximumtemperatur, Minimumtemperatur, Kontinentalität. Offenbach: DWD 2001, Losebl.-Ausg., 58 Kt. KlimaAtlas Bundesrepublik Deutschland 2, ISBN 3-88148-372-1.
- PEISER, A. P.: Regenbogen, Licht und Schall, Naturphänomenen auf der Spur. Stuttgart u. a.: Hirzel 2000, 231 S. ISBN 3-7776-1000-3.
- PETTERSSSEN, S.: Weathering the storm. Sverre Petterssen, the D-Day forecast, and the rise of modern meteorology. Boston: AMS 2001, 329 S. Historical monograph series, ISBN 1-878220-33-0.
- POPE, S. B.: Turbulent flows. Cambridge Univ. Pr. 2000, 771 S. ISBN 0-521-59125-2.
- PUHE, J. u. a.: Global climate change and human impacts on forest ecosystems, post-glacial development, present situation, and future trends in Central Europe. Berlin u. a.: Springer 2001, 592 S. Ecological studies 143. ISBN 3-540-67127-7.
- ROBINSON, W. A.: Modeling dynamic climate systems. New York u. a.: Springer 2001, 210 S. u. CD-ROM. Modeling dynamic systems, ISBN 0-387-95134-2.
- ROEDEL, W.: Physik unserer Umwelt, die Atmosphäre. 3., überarb. u. aktualis. Aufl. Berlin u. a.: Springer 2000, 498 S. ISBN 3-540-67180-3.
- SANDERMANN, H.: Ozon: Entstehung, Wirkung, Risiken. München: Beck 2001, 93 S. Beck'sche Reihe 2150. ISBN 3-406-44750-3.
- SAN JOSÉ, R. (Hrsg.): Measuring and modelling investigation of environmental processes. Ashurst, Southampton: WIT Pr. 2001, 361 S. Environmental engineering series 2. ISBN 1-85312-566-0.
- SARKOV, E. A.: Global tropical cyclogenesis. London u. a.: Springer u. a. 2000, 370 S. Springer-Praxis books in environmental sciences, ISBN 1-85233-113-5.
- SCHÖNWIESE, Chr.-D.: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. verb. und erw. Aufl. Berlin u. a.: Bornträger 2000, 298 S. ISBN 3-443-01043-1.
- SCHRÖDER, P.: Die Klimate der Welt: aktuelle Daten und Erläuterungen. Stuttgart: Enke im Thieme Verl. 2000, 159 S. ISBN 3-13-119051-5.
- SELINGER, F.: Von „Nanok“ bis „Eismitte“: meteorologische Unternehmungen in der Arktis 1940 – 1945. Hamburg: Convent 2001, 384 S. Schriften des Deutschen Schifffahrtsmuseums 53. ISBN 3-934613-12-8.
- SHAO, Y.: Physics and modelling of wind erosion. Boston: Kluwer 2000, 393 S. Atmospheric and oceanographic sciences library 23, ISBN 0-7923-6657-3.
- SIEDLER, G. u. a. (Hrsg.): Ocean circulation and climate, observing and modelling the global ocean. San Diego u. a.: Acad. Pr. 2001, 715 S. International geophysics series 77, ISBN 0-12-641351-7.
- v. STORCH u. a. (Hrsg.): Models in environmental research. Berlin u. a.: Springer 2001, 236 S. GKSS School of Environmental Research. ISBN 3-540-67862-X.
- UTTLEY, D.: The anatomy of the Helm Wind, the scourge of the Cumbrian east fellside. Carlisle: Bookcase 2000, 152 S. ISBN 0951992102.
- VDF: Die Gletscher der Schweizer Alpen, Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. Schlussbericht NFP 31.2., durchges. u. erw. Aufl. Zürich, 2000, 373 S. ISBN 3-7281-2733-7.
- VISCONTI, G.: Fundamentals of physics and chemistry of the atmosphere. Berlin u. a.: Springer 2001, 593 S. u. CD-ROM, ISBN 3-540-67420-9.
- WALTER, A.: Zur Anwendung neuronaler Netze in der Klimatologie. Offenbach: DWD 2001, 168 S. Ber. d. Dt. Wetterd. 218. ISBN 3-88148-378-0.
- WANNER, H.: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Zürich: Vdf 2000, 285 S. ISBN 3-7281-2395-1.
- WARNECK, P.: Chemistry of the natural atmosphere. 2. ed. San Diego u. a.: Academic Pr. 2000, 927 S. International geophysics series 71. ISBN 0-12-735632-0.
- WAYNE, R. P.: Chemistry of atmospheres. 3. ed. Oxford Univ. Pr. 2000, 775 S. ISBN 0-19-850375-X.
- WEGE, K.: Die Entwicklung der meteorologischen Dienste in Deutschland. Offenbach a. M.: Deutscher Wetterdienst 2002, 366 S. ISBN 3-88148-381-0, Geschichte der Meteorologie in Deutschland 5.
- WHITEMAN, C. D.: Mountain meteorology, fundamentals and applications. New York u. a.: Oxford Univ. Pr. 2000, 355 S. ISBN 0-19-513271-8.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1999

Universität Bayreuth

Diplom-Hauptprüfungen

- RÖMPP, Andreas: Haloacetate und Nitrophenole im Nebel.
 HIERTEIS, Matthias: Einfluß der Topographie auf das Windfeld und auf die Leistung von Windkraftanlagen
 KNOHL, Alexander: CO₂-Wasserdampf- und Wärmeaustausch eines durch Windwurf gestörten Waldökosystems in der west-russischen Taiga.
 MANGOLD, Alexander: Untersuchung der lokalen Einflüsse auf die meteorologischen Messungen an der Station 'Weidenbrunnen' (Waldstein/Fichtelgebirge).

Freie Universität Berlin

Habilitationen

- NÉVIR, Peter: Die Nambu-Felddarstellungen der Hydro-Thermodynamik und ihre Bedeutung für die dynamische Meteorologie.
 NOTHOLT, Justus: Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson Interferometers.

Dissertationen

- BÖHM, Uwe: Eine Methode zur Validierung von Klimamodellen für die Klimawirkungsforschung hinsichtlich der Wiedergabe extremer Ereignisse.
 HEINEMANN, Thomas: Satellitenfernerkundung von Aerosolparametern mit MOS und MERIS.
 OLBERT, Carsten: Bestimmung räumlicher Verteilungsmuster von Wasserinhaltsstoffen in ausgewählten Berliner und Brandenburger Gewässern mit Methoden der Fernerkundung.
 SCHÜLLER, Lothar: Fernerkundung von klimarelevanten Wolkeneigenschaften mit satelliten- und flugzeuggestützten Radiometern.
 TINZ, Birger: Der thermische Impakt von Klimaschwankungen im Bereich der deutschen Ostseeküste.

Diplom-Hauptprüfungen

- BELLMANN, Heiko: Der Zusammenhang von Änderungen des solaren Strahlungsflusses und regionalen Witterungsverhältnissen.
 BUCHHOP, Rainer: Untersuchung niederschlagsbezogener Synopmeldungen und deren Kopplung an stündliche Niederschlagsmessungen.
 FIETKAU, Sixten: Kosinusfehler des Strahlungsbilanzmessers nach Prof. Rudolf Schulze.
 FRANKE, Christine: Untersuchung zum Temperaturtrend auf der Nordhemisphäre zwischen 1951-1960 und 1976 und 1998.
 MEDEKE, Thomas: Temperaturabhängigkeit des Strahlungsbilanzmessers nach Prof. Rudolf Schulze.
 SCHLÜTER, Ann-Dorothee: Vergleichende Analyse paläoklimatologischer Proxydaten für das Holozän.
 SCHULZ, Michael: El Niño und seine Auswirkungen im westlichen Pazifik.
 SEVERIN, Christoph: Untersuchung über die Maximumtemperaturen der Luftmassen in Berlin-Dahlem von 1978 bis 1995. Bezugsperiode 1952 bis 1977.
 WIETSTOCK, Stefan: Immissionen von NO_x und O₃ an zwei ausgewählten Stationen in Sachsen in Abhängigkeit von Wochentag und Wetterlage.

Universität Bonn

Habilitation

- EWENZ, Cäcilia: Seewindfronten in Australien: Flugzeuggestützte Messungen und Modellergebnisse.

Dissertation

- CZEKALA, Harald: Microwave Radiative Transfer Calculations with Multiple Scattering Effects by Nonspherical Hydrometeors.

Diplom-Hauptprüfungen

- BERNER, Judith: Weather Regimes and Transitions in a General Circulation Model.

- GEBHARDT, Christoph: Statistisch-dynamische Variationsanalyse von COADS-Daten.
 MATHES, Armin: Datenassimilation – Entwicklung eines Variationsmodells zur Berechnung von Windfeldern.
 MEETSCHEN, Dirk: Erkennung, Nutzung und Entfernung von Clutter zur Verbesserung der Niederschlagsmessung mit dem Bonner Radar.
 MÜLLER, Markus: Untersuchung der dynamischen Prozesse an Kaltfronten anhand von DM- und LM-Simulationen.
 RADERSCHALL, Norbert: Statistische Übertragung von Modelldaten eines numerischen Wettervorhersagemodells auf alpine Standorte.
 THEIS, Susanne: Untersuchung von externer und interner Variabilität in einem atmosphärischen Zirkulationsmodell.

Universität (TH) Cottbus

Promotionen

- REUDER, Joachim: Untersuchungen zur Variabilität von Photolysefrequenzen.
 REICHMANN, Andreas: Entwicklung und Anwendung eines REA-Systems zur Messung von VOC-Flüssen aus der bzw. in die Vegetation.

Universität Dresden

Diplom-Hauptprüfungen

- DÄHNE, Roland: Nebeldiagnose aus meteorologischen Standarddaten für Hochlagenstandorte im Osterzgebirge.
 KAUTZ, Annekatrin: Jährliche Variabilität des normalisierten Differenzen-Vegetationsindex (NDVI) repräsentativer Vegetationsflächen in Deutschland als Grundlage für regionale Verdunstungsstudien.
 PETERS, Ronny: Modellierung der saisonalen Variabilität der Verdunstung eines Fichtenstandortes im Erzgebirge auf Basis mikrometeorologischer Messungen.

Universität Frankfurt am Main

Habilitation

SCHMETZ, Johannes: Ableitung von Strahlungsbilanz und Feuchtefeldern aus Satellitenmessungen.

Dissertationen

KOMGUEM, Leonce: Optical Properties and Climate Effects of Atmospheric Aerosols: Derivation from Measured Data.

KLEIN, Monika: Modellstudie zum Einfluß von vulkanischem Aerosol auf das globale Klima und „El Niño“ mit einem idealisierten Vulkanantrieb im Zirkulationsmodell ECHAM4/OPYC.

Diplom-Hauptprüfungen

SCHAF, Stefan: Statistische Analyse des Sonnensignals in Klimazeitreihen.

KASTNER, Karin: Optische Eigenschaften von Partikeln und Strahlungshaushalt in Frankfurt am Main und auf dem Kleinen Feldberg.

RÜB, Andreas: Messung der jahreszeitlichen Variabilität des aktinischen Flusses im UV-B-Spektralbereich – Interpretation mit einem einfachen Strahlungsflußmodell.

TRÖMEL, Silke: Extremwertstatistik europäischer Temperaturzeitreihen.

Universität Freiburg

Dissertation

THIEL, Stephan: Einfluß von Bewölkung auf die UV-Strahlung an der Erdoberfläche und ihre ökologische Bedeutung.

Universität Göttingen

Institut für Bioklimatologie*Habilitation*

IBROM, Andreas: Die biophysikalische Steuerung der Kohlenstoffbilanz in einem Fichtenbestand im Solling.

Dissertationen

NÜTZMANN, Erik: Modellierung des turbulenten Austausches zwischen der Prandtl-Schicht und der Waldatmosphäre.

SCHNITZLER, Karl-Georg: Der Transfer von gasförmigen Spurenstoffen in einem Fichtenwald - Entwicklung und Anwendung eines eindimensionalen reaktionskinetischen Transportmodells.

Diplom-Hauptprüfung

KRÖGER, Martin: Die Bestimmung der saisonalen Veränderung der optischen Eigenschaften von Phytoelementen als Eingangsparameter für ein dreidimensionales Strahlungstransportmodell und die Validierung des Modells.

Universität Hamburg

Dissertationen

FRISIUS, Thomas: Der Einfluß von symmetriebrechenden Instabilitäten auf die nicht-lineare Entwicklung von baroklinen Wellen.

GIALDI, Silvio: Tropical intraseasonal oscillation appearing in a re-analysis data set and in a family of general circulation models.

MONTOYA, Maria Luisa: Climate simulations for the last interglacial period by means of climate models of different complexity.

STEIL, Benedikt: Modellierung der Chemie der globalen Strato- und Troposphäre mit einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell.

TEXTOR, Christiane: Numerical simulation of scavenging processes in explosive volcanic eruption clouds.

TIMMERMANN, Axel: Model of variability as simulated by a global climate model.

VENZKE, Stephan: Ocean-atmosphere interactions on decadal timescales.

Diplom-Hauptprüfungen

BADER, Jürgen: Grobstruktursimulation von Kondensstreifen.

BORNEMANN, Magnus: Untersuchungen der Struktur der Hadley-Zelle anhand von Sensitivitätsstudien.

LORENZ, Philip: Simulation von Starkniederschlägen während des Oderhochwassers 1997 mit REMO.

ROST, Jutta: Messungen in der atmosphärischen Grenzschicht über einer Eisfläche des Bottnischen Meerbusens.

SCHLICHT, Jürgen: Ableitung von Temperaturprofil und Wasserdampfgehalt der Grenzschicht mit multispektralen Interferometermessungen.

SCHRÖDER, David: Vertikalstruktur und Wärmehaushalt der atmosphärischen Grenzschicht über dem Eisrand der Ostsee.

WALTER, Katrin: Der Einfluß von SST-Anomalien in mittleren Breiten auf die atmosphärische Zirkulation: Idealisierte Modellexperimente.

Universität Hannover

Diplom-Hauptprüfungen

AGGOU, Angelos: Numerische Simulationen zur Schadstoffausbreitung bei komplexer Orographie am Beispiel Athen.

BÖHME, Tim: Simulation der Ausbreitung partikelförmiger Luftbeimengungen über Pflanzenbeständen mit einem eindimensionalen Lagrange-Modell.

DETTMER, Christoph: Bestimmung von Windfeldern aus meteorologischen Flugexperimenten.

GLANDORF, Merle: Eine standardisierte Katalogisierung der polaren Datensätze der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD aus den Jahren 1995 bis 1998.

LEIFELD, Christoph: Validierung des Vereisungswarn- und -vorhersageverfahrens ADWICE.

STINGL, Susanne F.: Das EURICE-Flugmeßexperiment – Experimentbeschreibung und erste wissenschaftliche Ergebnisse.

STILLFRIED, Dagmar: Bestimmung des geostrophischen Windes aus dem meteorologischen Feld des Drucks in Flugexperimenten.

STOY, Rüdiger: Untersuchung zweier HELIPOD-Datensätze mittels der Wavelet-Methode.

WEINBRECHT, Sonja: Grobstruktursimulation der Grenzschichtströmung über Meereisgebieten mit offenen Wasserrinnen.

WOLFF, Mareile: Bestimmung meteorologischer Felder von thermodynamischen Größen aus Flugexperimenten.

Universität (TH) Karlsruhe

Dissertationen

- BAUER-PFUNDSTEIN, Matthias: Bestimmung von Turbulenzparametern und der Schallabsorption mit einem Wind-Temperatur-RADAR.
- HÜBNER, Christof: Entwicklung hochfrequenter Meßverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung.
- SCHREIBER, Jürgen: Der Mond als Infrarotstrahlungsquelle für ein bodengebundenes Fourier-Spektrometer: Messung, Kalibrierung und Auswertung atmosphärischer Absorptionsspektren.
- MAUCHER, Guido: Das Sternreferenzsystem von MIPAS-B2: Sichtlinien-Bestimmung für ein ballongetragenes Spektrometer zur Fernerkundung atmosphärischer Spurengase.
- KARBSTEIN, Holger: Die Höhenzuordnung von wolkenfreien Wasserdampfstrukturen für die Windanalyse in METEOSAT-Bildern.
- DOTZEK, Nikolai: Mesoskalige numerische Simulation von Wolken- und Niederschlagsprozessen über strukturiertem Gelände.
- NOPPEL, Heike: Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala.

Diplom-Hauptprüfungen

- BARTHLOTT, Christian: Die turbulente kinetische Energie als Funktion der Höhe.
- BÄUMER, Dominique: Numerische Simulationen zur Ausbreitung von Luftbeimengungen im Nahbereich eines Autobahnabschnittes.
- BIEGERT, Claudia: Einfluß großstädtischer Flächennutzung auf die Oberflächentemperatur.
- BITZER, Arne: Vergleich von gemessenen und berechneten Emissionsdaten für einen Autobahnabschnitt. Auswertung des Meßexperiments BAB656.
- FREY, Karoline: Datenanalyse und Modellierung der Wärmeleitung in polarem Meereis.
- HAUSER, Adrian: Energieumsätze antarktischer Küstenpolynyen im Rossmeer (Antarktis).
- HOFHERR, Thomas: Gewitterhäufigkeit, Starkniederschlags- und Starkwindergebnisse in Deutschland.
- KAPTUR, Jasmine Sylvia: Sternphotometermessungen in der Arktis und deren Auswertung.

- KÖGEL, Stephan: Tageszeitlicher Gang von Globalstrahlung, Strahlungsbilanz und Temperatur in der bodennahen Luftschicht.
- KÖHLER, Marcus O.: Modellierung von Stratosphären-Troposphären-Austausch an Kaltlufttropfen.
- RAFF, Daniela: Partitionierung und Massenbilanz der Stickoxidverbindungen NO_x im spätwinterlichen arktischen Polarwirbel März 1995 aus MIPAS-B2 Daten.
- SACHER, Daniel: Entwicklung eines neuronalen Auswerteverfahrens zur Bestimmung der Windprofile aus Doppler-Spektren eines Wind-Temperatur-RADARS.
- STEIDL, Nicole: Der Ozonhaushalt während der BERLIOZ-Meßkampagne im Großraum Berlin am 20.7.98.
- VEIHELMANN, Ben: Ableitung der Oberflächentemperatur von Meereis im Weddellmeer.
- WALTHER, Heinrich-Michael: Einfluß der thermischen Bedingungen auf die tägliche Mortalität in Baden-Württemberg.
- WIRTHMANN, Michael Stefan: Analyse der Böenfront vom 13.7.1997 anhand von Daten eines Dopplerradars und Bodenmessungen.

Universität Kiel

Diplom-Hauptprüfungen

- FRERICHS, Werner: Einfluß unterschiedlicher Strahlungsparametrisierungen in Meereissimulationen der Arktis.
- KRABBENHÖFT, Meiko: Berechnung des Strahlungstransports in dreidimensionalen Wolkenstrukturen eines mesoskaligen Atmosphärenmodells.
- SCHUSTER, Sandra: Meereiseigenschaften in einer großskaligen Simulation für das Weddellmeer.
- THIEL, Christian: Die Verwendung von Wolkenradar Daten zur Simulation des solaren Strahlungstransports in der inhomogenen bewölkten Atmosphäre.

Universität Köln

Promotionen

- BLONSKY, Susanne: Eintrag stratosphärischen Ozons in die Troposphäre durch Tropopausenfaltungen im mitteleuropäischen Raum.

- HOFFMANN, Guido: Die Bedeutung der diabatischen Heizung für die synoptische Störungsaktivität der Nordhemisphäre im heutigen und in einem zukünftigen Klima.
- LECKEBUSCH, Gregor Constantin: Meteorologische Interpretation von Depositionen in polaren Eisbohrkernen mit Hilfe von Paläosimulationen des Klimamodells ECHAM3.
- ROEBEN, Birdie Josyline: Wolken in einem mesoskaligen Chemie-Transport-Modell: Prozeßanalyse, Sensitivität bezüglich der horizontalen Auflösung und Einführung alternativer Bestimmungsverfahren.
- SHELL, Benedikt: Die Behandlung sekundärer organischer Aerosole in einem komplexen Chemie-Transport-Modell.
- SCHMIDT, Hauke: Vierdimensionale Datenassimilation nach der Variationsmethode für ein mesoskaliges Chemie-transportmodell.
- STEPHAN, Wiltrud: Zur Rolle von Anfangsstörungen für die Variabilität von Stromtracks.

Diplom-Hauptprüfungen

- BECKER, Thomas: Die Auslösung der Madden-Julian-Oszillation (MJO) über dem tropischen Indischen Ozean im borealen Winter.
- GRIESEL, Alexa: Ein Lösungsalgorithmus für chemische Umsetzungen in der Gas- und Flüssigphase im EURAD-CTM2.
- HÜBENER, Heike: Die Rolle der Baroklinität für den Niederschlag während der Changma-Periode im Gebiet der Halbinsel Korea.
- KLAAS, Andrew Frank: Die Rolle der transienten und stehenden Wellen im Klimamodell ECHAM3 unter den Randbedingungen des holozänen Klimaoptimums und des letzten glazialen Maximums.
- KNIPPERTZ, Peter: Zyklonenaktivität und bodennaher Wind über dem Nordatlantik und Europa in einem transienten Treibhausgas-Szenariexperiment.
- MEIER, Andreas: Modellstudien zur Auswirkung heterogener Prozesse in Cirruswolken auf die Chemie der oberen Troposphäre.
- REINER, Andreas: Ausgewählte Eigenschaften von „African Easterly Waves“ im Sahel-Feuchtjahr 1988 und im Sahel-Trockenjahr 1990.

WEBER, Michael: Die Auswirkungen der Nestung auf die Konzentration und Budgets ausgewählter Spurenstoffe während einer Sommersmogepisode.

Universität Leipzig

Habilitation

MÖLDERS, Nicole: Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung.

Promotion

SURKOW, Rainer: Optimierung der Leistungsverfügbarkeit von Windenergie durch ihre Integration in Wind-Bio-gas-Hybridanlagen.

Diplom-Hauptprüfungen

FRIEDRICH, Katja: Numerische Untersuchungen zur Sensitivität des Bowen-Verhältnisses.

FRITSCH, Holger: Parametrisierung von Bodenfeuchte und Bodentemperatur für ein mesoskaliges Modell.

GASSMANN, Almut: Rossbywellenausbreitung in einem Kanal der β -Ebene.

GAUMNITZ, Michael: Extremwetterlagen in Nordostdeutschland von 1952 – 1997 in Bezug auf Temperaturen, Niederschlagshöhen, Schneehöhen und Windgeschwindigkeiten am Beispiel der Stationen Greifswald, Potsdam und Görlitz.

WEISE, Diana: Aerosol-Größenverteilungen in der planetaren Grenzschicht bei Sargos/Portugal (ACE-2 Experiment).

Universität Mainz

Promotionen

SELIGMANN, Christoph: Die Boundary-Element Methode (BEM) zur Simulation atmosphärischer Strömungen.

WANNER, Christine: Multikomponentenformulierung wolkenmikrophysikalischer Prozesse in einem eindimensionalen Wolkenmodell.

Diplom-Hauptprüfungen

ARTIAGA-HAHN, Silvestre: Numerische Simulation der Kräfte auf ein Kfz-Schiebedach mit und ohne Einfluss einer Autoskibox.

BONN, Boris: Vorkommen atmosphärischer Teilchen biologischen Ursprungs in Eisbohrkernen.

NASREDDINE, Omar: Optische Eigenschaften nichtsphärischer Aerosolteilchen.

REINHARDT, Thorsten: Die Parametrisierung warmer Wolken in einem Mesoskalamodell.

Universität München

Meteorologisches Institut

Promotionen:

LAND, Christine: Untersuchungen zum globalen Spurenstofftransport mit dem Atmosphärenmodell ECHAM4.L39.

PERISTERI, Maria: Entwicklung von Squall-Lines im Alpenvorland.

SCHWANDER, Harald: Simulation des Einflusses von Bewölkung auf die UV-Strahlung mittels neuronaler Netze.

Diplom-Hauptprüfungen:

AICHINGER, Markus: Modellierung historischer und aktueller Windfelder von Taifunen und tropischen Stürmen im Nordwestpazifik, sowie Erstellung einer Gefährdungsanalyse für den nordwestpazifischen Raum.

DINNES, Doris: Blitzgefährdung in Deutschland.

GERHARDT, Nikolaus: Ein numerisches Energiebilanzmodell eines PKW's zur Optimierung einer solarbetriebenen Standbelüftung.

WEINDL, Helga: Detection of Hurricane Asymmetries from Simulated Dropwindsonde Soundings.

Technische Universität München

Promotion

XIA, Youlong: Empirical Transfer Functions – Applications for Estimation and Reconstruction of Meteorological Data at Bavarian Forest Climate Stations.

Universität Graz

Dissertation

FOELSCHER, Ulrich: Tropospheric water vapor imaging by combination of spaceborne and groundbased GNSS sounding data.

Diplom-Hauptprüfungen

FISCHER, Andrea: Variational Analysis of Meteorological Profiling Data.

LEITNER, Michael: Waveform Analysis of Radio Emissions in the Decametric Range.

MÜHLBACHLER, Stefan: Observational and Theoretical Studies of the Earth's Bow Shock Shape and Stand-off Distance and the Influence of Interplanetary Parameters.

GLAUNINGER, Erwin: Analyse der geomagnetischen Daten der Meßstation Gamsgraben 1991 bis 1996.

REHRL, Christoph: Mesospheric Temperature and Ozone Sounding Based on Solar Occultation Data.

Universität Innsbruck

Dissertationen

SPAN, Norbert: Zur Dynamik des Kesselwandferners.

STUEFER, Martin: Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery.

Diplom-Hauptprüfungen

KALTENBÖCK, Rudolf: Die Grenzschichtstruktur des Breidamerkurjökulls (Island) im Sommer 1996.

LENTNER, Susanne: Volumbestimmung von Gletschern der Ostalpen mittels Radardaten.

FROMM, Reinhard: Sommerliche Schneetemperaturen und labile Grenzschicht am höchsten Punkt Grönlands – Beobachtungen und Modellstudien.

MAYR, Roland: Dreidimensionale Simulationen zum Einfluß verschieden tiefer Pässe im Zentrum eines idealisierten Gebirges auf das Strömungsregime.

Universität Wien

Institut für Meteorologie und Geophysik

Diplom-Hauptprüfungen

SCHMÖLZ, Andreas: Mesoskalige Evaluierung und Analyse des Windfeldes.
 ZACH, Susanne: Experimentelle Untersuchung der thermodynamischen Bedingungen in adiabatisch expandierenden Mischungen der Luft mit kondensierbaren Dämpfen.

Universität für Bodenkultur Wien

Dissertation

HÖLLER, Peter: Über die Entwicklung und Beeinflußbarkeit lawinenökologischer Faktoren in einem subalpinen sonnseitigen Lärchenbestand.

Diplom-Hauptprüfung

GRÜNER, Manfred: Bioklimatische Einflußgrößen auf die Energiebilanz von Gebäuden.

Universität Basel

Habilitation

SCHERER, Dieter: Regionale Geosystemanalyse - Theorie und Beispiele.

Promotion

FEHRENBACH, Ute: Analyse und Bewertung lokal- und regionalklimatisch wirksamer Faktoren in der Region Basel.

Diplom-Hauptprüfungen

BOSCACCI, Paolo: On the Dynamics of thunderstorms in the Southern Swiss alps – a climatological study using surface and RADAR data.

HAUSER, Katrin: Der Zusammenhang von Massen- und Energiebilanz in polaren, glazial geprägten Geosystemen am Beispiel des Kvikkåa Einzugsgebietes, NW-Spitzbergen.

SCHEURLE, Carolyn Christine: Saisonale Bilanzierung von Wasser- und Energiehaushaltsgrößen eines arktischen Einzugsgebietes – am Beispiel des Kvikkåa-Einzugsgebietes – unter besonderer Berücksichtigung der active layer.

WÜRGLE, Urs: EDV-technischer Vergleich von Satellitenbildern unterschiedlicher Auflösung im Rahmen des Desertifikations-Monitorings.

ETH Zürich

Promotionen

BEROUD, Jean-Marc: On the Influence of Land-surface Processes on the Near-surface Atmospheric State.

GABATHULER, Mathias: Physical Ecosystem Determinants in High Mountain Lakes: The Jöri Lakes, Switzerland.

GÖKE, Sabine: Microphysics of the Melting Layer: Comparison of Model Results and in situ Measurement.

GRÜEBLER, Franca: Reactive Hydrocarbons in the Milan Area: Results from the PIPAPO Campaign.

HANESCH, Monika: Fall Velocity and Shape of Snowflakes.

JEKER, Dominique: Nitrogen Oxides and Ozone Measurements an the Tropopause and Attributions to Convection and Lightning.

MASSACAND, Alexia: Linkages between Upper-tropospheric Flow and European Seasonal Weather.

HÜNERBEIN, von Sabine: Fallstudien an Hochnebelwetterlagen über komplexem Gelände mit Sodar-Geräten.

Examina früherer Jahre sind in folgenden Heften veröffentlicht:

Heft	Prüfungsjahrgang
meteo 0	1968
1/2 71	1969
1/2 71	1970
2 72	1971
1 73	1972
2 74	1973
2 75	1974
1 76	1975
1 77	1976
2/3 78	1977
1 79	1978
1/2 80	1979
2/3 81	1980
3/4 82	1981
1/2 83	1982
2/3 84	1983
2/3 85	1984
2/3 86	1985 1. Teil
4 86	1985 2. Teil
3/4 87	1986
4 88	1987
3/4 89	1988
3/4 90	1989
3/4 91	1990 1. Teil
1 92	1990 2. Teil
2/3/4 92	1991
4 93	1992
1/3 24	1993
4 24	1994
1/2 26	1995
3/4 26	1996
1/2 27	1997
3/4 27	1998

Anschriften der Autoren dieses Heftes

PRIV.-DOZ. DR. GERHARD ADRIAN
gerhard.adrian@dwd.de

DR. ARNO BEHRENS ⁽¹⁾
arno.behrens@gkss.de

DIPL.-MET. KONRAD BALZER ⁽²⁾

DR. ULRICH DAMRATH
ulrich.damrath@dwd.de

DIPL.-PHYS. THOMAS HANISCH
thomas.hanisch@dwd.de

DR. INGO JACOBSEN
ingo.jacobsen@dwd.de

DR. VOLKER RENNER
volker.renner@dwd.de

DR. ULRICH SCHÄTTLER
ulrich.schaettler@dwd.de

alle, außer: ⁽¹⁾ und ⁽²⁾:

Deutscher Wetterdienst
Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach a. M.

⁽¹⁾ GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Institut für Küstenforschung
Max-Planck-Straße
21502 Geesthacht

⁽²⁾ Deutscher Wetterdienst
Geschäftsbereich Basisdienste
Entwicklung und Anwendung
Michendorfer Chaussee 23
14473 Potsdam

Das Heft 3/4, Vol. 27, „Die neue Modellkette des DWD I“ enthielt folgende Beiträge:

- 1 G. ADRIAN, D. FRÜHWALD: Design der Modellkette GME/LM
- 2 D. MAJEWSKI, B. RITTER: Das Global-Modell GME
- 3 G. DOMS, J. STEPELER, G. ADRIAN: Das Lokal-Modell LM
Vergleich der Modelle GME und LM
- 4 E. HEISE: Parametrisierungen
- 5 W. WERGEN: Datenassimilation – ein Überblick
- 6 W. WERGEN, M. BUCHHOLD: Realisierung der Datenassimilation im GME
- 7 C. SCHRAFF, R. HESS: Realisierung der Datenassimilation im LM

Bezugsbedingungen von promet

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift *promet* ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter (Meteorologen und Wetterberater) des DWD sowie des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr (GeophysBDBw) mit Sitz in Traben-Trarbach *promet* auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD *promet* kostenlos ab an die fest angestellten wissenschaftlichen Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, dass auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für *promet* zu übernehmen.

Die Verteilung der einzelnen Ausgaben von *promet* an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des DWD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von *promet* bitte direkt dorthin:

DWD/Bibliothek, Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können *promet* wie folgt erhalten:

- durch Kauf eines Einzelheftes,
- durch Abschluss eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass eine Übereinkunft zwischen dem DWD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, *promet* im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: <http://www.dmg-ev.de> entnommen werden.

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Textunterlagen

2.1 Textdisketten

Erstellt im Programm Word als DOC-, RTF-, TXT-Dokument oder in einem kompatiblen Programm. Zu jeder auf Diskette erstellten Seite wird ein Ausdruck benötigt.

2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ... 2, 2.1, 2.2. usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

Vorlagen (Fotos mit Hochglanz, Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im Text ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

– Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

– Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M., 1982: Zum Einfluss diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch., **35**, 21–30.

– Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

Autoren, die das Thema des Heftes behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplar, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Postfach 30 11 90
20304 Hamburg
Telefon 040 6690-1461
Telefax 040 6690-1499
E-Mail: hein-dieter.behr@dwd.de