

**promet**

4'78

meteorologische fortbildung

## Sturmfluten und Seegang I



**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**M. Schlegel  
Frankfurter Straße 135  
6050 Offenbach am Main**Redaktionsausschuß**A. Cappel (Neustadt a.d.W.)  
F. Defant (Kiel)  
H.-W. Georgii (Frankfurt)  
K. H. Hinkelmann (Mainz)  
H. Hinzpeter (Hamburg)  
E. Lingelbach (Offenbach)  
H. Reiser (Offenbach)  
H.-P. Schmitz (Berlin)  
R. Simonis (Offenbach)  
S. Uhlig (Traben-Trarbach)  
F. Wippermann (Darmstadt)**Titelbild:**Deichbruch in der Haseldorfer Marsch (Elbe)  
bei der Hamburg-Sturmflut, 03.01.1976  
(Copyright: Ernst.-G. Scholz, Elmshorn)**promet** erscheint im Selbstverlag des  
Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt –  
Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am  
Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte)  
DM 28,-, Einzelheft DM 7,50.Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren  
verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbe-  
halten.Druck: Schön & Wetzel GmbH, Offenbacher  
Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340 - 4552

8. Jahrgang, Heft 4, 1978

**Beiträge**

Seite

	Vorbemerkungen	1
<b>1</b>	<b>Sturmfluten</b>	
	H. P. SCHMITZ	
1.1	Sturmfluterzeugende Vorgänge in der Nordsee	2
	H. P. SCHMITZ	
1.2	Zur Frage der Häufigkeit und Änderung der Höhe von Sturmflutwasserschäden	5
	H. KRUHL	
1.3	Sturmflut-Wetterlagen	6
<b>2</b>	<b>Sturmflutvorhersage</b>	
	H. P. SCHMITZ	
2.1	Vorhersageverfahren und ihre Probleme	9
	R. ANNUTSCH	
2.2	Über das empirisch-statistische Sturmflutvorhersageverfahren des Deutschen Hydrographischen Instituts	12
	N. S. HEAPS	
2.3	Ein engmaschiges numerisches Modell für die Nordsee	15
	G. FISCHER	
2.4	Ergebnisse der Sturmflutvorhersagen. Modellierung im Sonderforschungsbereich 94 (Meeresforschung Hamburg)	17
	N. S. HEAPS	
2.5	Praktische Gesichtspunkte zur Sturmflutvorhersage	21
	<b>Aus dem Deutschen Wetterdienst</b>	
	2. Internationaler Vergleich naßchemischer Ozonsonden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg, 3.–22. April 1978 (W. ATTMANNSPACHER)	23
	<b>Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr</b>	
	Die Beratung von Hubschraubern beim Einsatz über Flächenbränden (H. CEYP)	24
	<b>Aus der Weltorganisation für Meteorologie (WMO)</b>	
	UNEP/WMO-Fachtagung über klimabezogene Umweltüber- wachung in Genf, 10.–14. April 1978 (H.G. MATTHÄUS)	27
	<b>Tagungen</b>	
	Bericht über die 15. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Grindelwald (Schweiz) vom 19.–23. September 1978 (W. BUSCHNER)	29
	<b>Problem- und Diskussionsecke</b>	
	Zur Ausbildung und Prüfung der Referendare im DWD (W. PEYINGHAUS). Bemerkung dazu von E. LINGELBACH	30

## Thema dieses Heftes

# Sturmfluten und Seegang I

---

### Vorbemerkungen

Dieses und das folgende Heft befassen sich mit zwei meteorologischen Effekten auf Meeresoberflächen, die man zunächst weitgehend unabhängig voneinander betrachten sollte,

*A* mit den durch Luftdruckgradienten und durch den mittleren Tangentialschub des Windes bedingten Anteilen an Wasserstandsänderungen im Meer und an seinen Küsten, den "surges",

*B* mit den winderzeugten Schwerewellen an der Wasseroberfläche, dem Seegang, der infolge (nichtlinearer) Wechselwirkung mit der oberflächennahen Strömung und durch die Brandung an sanft ansteigenden Küsten zur Erhöhung von Sturmflutwasserständen beitragen kann.

Es scheint zweckmäßig, zunächst eine Einordnung beider Vorgänge hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Ausdehnung, ihres "scales", vorzunehmen, wobei wir auf das *Promet-Heft 1/2* von 1971 hinweisen. Diese Einordnung bestimmt zugleich die Disposition unserer Darlegungen.

### Die Wasserstände

Der Effekt *A* entsteht durch die Arbeitsleistung des synoptischen Bewegungsfeldes der Atmosphäre und verursacht einen synoptic-scale-Vorgang im Meer. Der "mittlere" (=synoptische) Tangentialschub des Windes, im folgenden kurz Windschub genannt, leistet mit Hilfe mikroturbulenter Vorgänge Arbeit an dem "mittleren" (=synoptischen) Bewegungsfeld des Meeres und ermöglicht dadurch eine Zunahme seiner potentiellen Energie, z.B. durch einen Anstau des Meereswassers an einer Küste. Die räumliche Ausdehnung der Vorgänge dieses scales umfaßt auch im Meer Größen wie das Areal der Nordsee.

Die (astronomisch bedingten) Gezeiten mit ihrer rund 12stündigen Periode sind ebenfalls ein Bewegungsvorgang im Meer in diesem synoptischen scale. Die Bewegungsfelder für die Gezeiten, für Windschub- und Luftdruckeffekte gehören größenordnungsmäßig zusammen und sind wegen ihrer Wechselwirkung (über die nichtlinearen Terme in den Bewegungsgleichungen) höchstens zum Behelf getrennt zu behandeln und daher, streng genommen, nicht superponierbar (wie lineare Vorgänge). Das erschwert Analysen und Vorhersagen von Wasserständen; die Gezeiten sind simultan zu berücksichtigen. Bei Wasserstandsvorhersagen für die Ostsee sind sie allerdings ohne Belang.

### Der Seegang

Während Windstaueffekte und andere in den synoptischen scale gehörige Vorgänge erst nach "längerer" (meist mehrstündiger) und räumlich ausgedehnter Einwirkung der Atmosphäre eintreten, erhalten wir einen kleinen seegangserzeugenden Windeffekt *B* schon nach wenigen Minuten – auch auf kleinen Wasserflächen wie einem Binnensee. Die Seegangsanfachung ist in hohem Maße ein Effekt des turbulenten Zusatzfeldes der Atmosphäre, eine Arbeitsleistung nicht ihrer mittleren, sondern ihrer augenblicklichen, mikroturbulenten Normal- und Tangentialspannungen, wodurch auf dem Meer Fluktuationen in der Größenordnung der dortigen Mikroturbulenz hervorgerufen werden; sie sind nur nicht ganz so ungeordnet wie diese, was man an der bevorzugten Ausbreitung der Oberflächenwellen um die Windrichtung erkennt. Daß die Energie des turbulenten Zusatzfeldes der Luft und die Fluktuationsenergie der Wellen letztlich aus der des mittleren (synoptischen) Windfeldes stammen, ändert nichts an dem mikroskaligen Charakter des Bewegungsfeldes der einzelnen Welle. Auch ihre Energie ist "subskalig" in Bezug auf das synoptische Feld.

Das gesamte Seegangsfeld, welches von einer Zyklone erzeugt wurde, hat allerdings annähernd deren oder sogar größere Ausmaße und kann daher als Phänomen im synoptischen scale angesehen werden, seine Vorhersage als Aufgabe der synoptischen Meteorologie.

### Der Seegang in Vorhersage- und Klimamodellen

Da in Betrachtungen zur Wechselwirkung Ozean–Atmosphäre der Seegang weitgehend gleichzusetzen ist mit einer (ggf. starken) Mikroturbulenz an der Wasseroberfläche, diese ihrerseits wesentlich die turbulenten Flüsse von Impuls, sensibler und latenter Wärme sowie den Übergang kinetischer Energie zwischen Wasser und Luft beeinflusst, sehen manche Seegangsfachleute die Notwendigkeit, eine Seegangsberechnung in alle Modelle aufzunehmen, die air-sea-interaction-Effekte in Rechnung stellen.

Trotz der möglichen nichtlinearen Wechselwirkung zwischen Seegang und Strömung kommt es aber in diesen Modellen wesentlich auf die mit dem Seegang verbundene Fluktuationsbewegung, weniger auf den Seegang im Detail an. Außerdem haben diese Modelle noch sehr viele andere unvollkommene Stellen in ihrer Physik und Numerik, so daß dort eine Parameterisierung des Austauscheffekts des Seegangs vorläufig ausreichen dürfte.

(Die Fußnoten sind Ergänzungen der Fachredaktion.)

# 1 Sturmfluten

H. P. SCHMITZ, Berlin

## 1.1 Sturmfluterzeugende Vorgänge in der Nordsee

### Eine Übersicht

Die Sturmflutwasserstände in einem Randmeer wie der Nordsee sind wesentlich bedingt durch ungünstiges Zusammentreffen von mehreren Vorgängen

- der Gezeit (= astronomische Tide),
- der Wirkung von Luftdruckgradient und starkem Windschub auf die Wasseroberflächen von Nordsee und Atlantik,
- dem brandenden Seegang

sowie gelegentlich

- Eigenschwingungen der Wassermasse des Randmeeres (Seiches, Resonanzeffekte).

Alle vier Effekte brauchen nicht nur durch direkten Einfluß auf das Randmeer zu ungewöhnlich hohen Wasserständen zu führen; die Einwirkung kann außerhalb des Randmeeres, z. B. auf dem Atlantik, stattfinden und von dort das Randmeer beeinflussen.

An Küsten von Meeren mit großer Erdbebenhäufigkeit treten außer den vier oben genannten Flutursachen sehr lange Wellen auf, die durch untermeerische Beben erzeugt werden. Diese *Tsunamis* kommen relativ häufig im Pazifik vor, breiten sich besonders schnell aus und überfluten brandend, in trichterförmigen Buchten sich aufsteilend, Strand- und Hafengebiete, beispielsweise von Hawaii oder den japanischen Inseln. Doch Tsunamis interessieren uns hier nicht. Die Wahrscheinlichkeit, daß unsere Küsten von ihnen betroffen werden, ist gering, weil der Nordatlantik keine Erdbebenzone ist.

### Die Gezeiten

Wir kehren zurück zu den Flutwellen an unseren Küsten und vermerken, daß die allein durch die Massenanziehung (Gravitationswirkung) von Mond und Sonne auf die Wassermassen des Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozeans entstehenden Gezeiten (engl. tides) nach hinreichend langen Beobachtungsreihen (über fast 20 Jahre) für einen Küsten- oder Hafenpunkt relativ genau, häufig auf den Zentimeter genau, vorhergesagt werden können. (Eine Beobachtungszeit von ~ 20 Jahren enthält alle in der Analyse der Gezeitenwasserstände vorkommenden Perioden.) Lediglich nach Küstenschutzmaßnahmen (z.B. Delta-plan in den Niederlanden), Fahrwasseränderungen durch Sanddrift, Vertiefungen (z.B. Untereibe) können die Gezeitenwasserstandsvorhersagen vorübergehend an Genauigkeit verlieren.

Die in einer Analyse (und in den üblichen Vorhersagemethoden) der Gezeiten auftretenden Perioden sind aus-

schließlich durch die Stellung von Mond und Sonne zueinander und zur Erde bedingt. Addiert sich die Gravitationswirkung beider Gestirne (Voll- und Neumondzeit), erhalten wir an den Küsten besonders große Fluthöchstwasserstände, sog. *Springtiden*; wirken ihre Massenanziehungskräfte orthogonal zueinander, beobachtet man niedrigere Hochwasserstände, sog. *Nipptiden*. Ein atmosphärisch bedingter zusätzlicher Fluteffekt ist daher an den Küsten zur Springtidenzeit bedrohlicher als zur Nipptidenzeit, da in dieser der Tidehochwasserstand ggf. nur zwei Drittel desjenigen bei Springtide ausmacht. Auch die beiden Höchstwasserstände eines Tages sind überwiegend ungleich (s. Abb. 2.2 im Beitrag 2.2). Aber diese "tägliche Ungleichheit" (z.B. 15 cm) ist an der deutschen Küste klein und mindert oder vergrößert eine Sturmflutgefahr nur relativ wenig.

Das Wesentliche des Gezeitenvorgangs in der Nordsee läßt sich mit einer halbtägigen monderzeugten Tide, der Hauptmondtide  $M_2$ , und einer halbtägigen Sonnentide, der Hauptsonnentide  $S_2$ , simulieren. Wenn man diese sog. Teiltiden über die Nordgrenze und durch den Kanal (in der richtigen Phase) in die Nordsee einlaufen läßt, liefert ein entsprechendes barotropes Modell der Nordsee deren Gezeiten zwar nicht exakt, aber relativ (zum Aufwand) befriedigend. Diese Erkenntnis, bereits 1958/59 am Institut für Meereskunde der Universität Hamburg unter W. HANSEN gewonnen, bildet eine ökonomisch bedeutende Voraussetzung für die Implementierung einer kombinierten physikalisch-numerischen und empirischen Sturmflutvorhersagemethode bei vertretbarem numerischen Aufwand, wie wir sie in Abschnitt 2.1 empfehlen. Die Gravitationswirkung von Mond und Sonne auf die Wassermasse der Nordsee kann unberücksichtigt bleiben, da diese viel zu klein ist, um deutliche Effekte hervorzurufen (ebenso wie die der Ostsee). Die Nordseegezeiten sind reine Mitschwingungsgezeiten, induziert von den Wassermassen des Atlantischen Ozeans.

### Atmosphärische Fluteffekte

Die wesentlichen Probleme bei Sturmfluten (engl. surges) sind durch die synoptischen meteorologischen Felder bedingt, durch den Luftdruckgradienten und den Tangentialschub des Windes. Dabei müssen wir unterscheiden zwischen Fluteffekten, die

- außerhalb der Nordsee, z.B. nördlich Schottlands, erzeugt werden und in die Nordsee einlaufen (Fernwellen oder external surges),
- innerhalb der Nordsee durch die dortige Wirkung von Luftdruck und Windschub (internal surges) entstehen.

Der Beitrag dieser zu einer schweren Sturmflut ist in den meisten Fällen dominierend (in der Ostsee in allen Fällen).

Zur Klassifizierung der Sturmfluten ist folgende Einteilung üblich, die sich an dem mittleren Hochwasser (MHW = Mittel der Tide-Höchstwasserstände zur Spring- und zur Nipp-tidenzeit) als Ausgangsniveau orientiert:

leichte Sturmfluten	1,0 bis 1,5 m über MHW
Sturmfluten	1,5 bis 2,0 m über MHW
schwere Sturmfluten	2,0 bis 3,0 m über MHW
sehr schwere Sturmfluten	ab 3,0 m über MHW

Über die internal surges, ihren Aufbau in einigen Stunden, ihren fast spontanen Rückgang, wenn sich der Wind dreht oder abschwächt, enthalten die nachfolgenden Beiträge zahlreiche Details. Die Anteile von internal und external surge-Effekten an einem Wasserstandsverlauf von Sturmfluten zeigt beispielhaft die Abbildung 2.2 im Beitrag 2.2 von R. ANNUTSCH.

### External surges (Fernwellen)

Die Amplitude kräftiger external surges beträgt in der Nordsee 0,5 m, gelegentlich bis zu 0,8 m. Besonders betroffen sind die britische, die niederländische, etwas weniger häufig die deutsche Küste, diese z.B. bei der Sturmflut am 16.2.62 (Hamburg-Sturmflut) sowie am 19.1.76.

Für ihre Entstehung ist neben dem Windschub  $T_o$  (bei gekrümmten Isobaren  $\nabla_h^2 p_L \neq 0$ ) das Luftdruckgefälle  $\nabla_h p_L$  im Verein mit Wassertiefenänderungen,  $\nabla_h h \neq 0$ , verantwortlich. Ohne Tiefenänderungen und Küsten wäre der Effekt des Luftdruckgefälles auf die Änderungen der Wasserspiegellage gering, obgleich er über tiefem Meer große Massentransporte auslöst (s.a. TIMMERMAN 1977). Sind diese nun auf den europäischen Schelf, insbesondere den Nordsee-Eingang gerichtet, verursacht ihr Übertritt auf den Schelf rein kinematisch neben einer Richtungsänderung eine Massenstromkonvergenz mit — für das offene Meer hohen — Wasserspiegelanstiegen von ggf. Dezimetern. Derartige Tendenz zur Konvergenz wird dynamisch unterstützt, wenn nicht sogar hervorgerufen, durch die im folgenden Abschnitt erläuterte deutliche Richtungsänderung des meteorologischen Gesamteffekts am Schelfrand.

Den maßgeblichen Anteil des Luftdruckgradienten über tiefem Wasser an der Entstehung von external surges hat H. TIMMERMAN (1975, 1977) in Modellrechnungen mit und ohne Luftdruckgefälle  $\nabla_h p_L$  nachgewiesen. Damit kennt man leider noch nicht die Physik der Entstehung von external surges im Detail. Im Deutschen Hydrographischen Institut vermutet man als weitere Entstehungsmöglichkeit das Branden interner Wellen des tiefen Wassers am Schelfrand. Interne Wellen können ebenfalls durch Luftdruck- oder/und Windschubeffekte erzeugt sein (s. z.B. W. KRAUSS 1966).

Diese außerhalb der Nordsee meteorologisch erzeugte Fernwelle (external surge) kann in ganz ähnlicher Weise wie die Gezeitenwelle in die Nordsee einlaufen, während der nächsten 6 bis 7 Stunden an der britischen Küste (s. Abb. 2.4) entlang (Corioliseffekt), in die Hoofden und in die Deutsche Bucht. Das ist sowohl analysierten Beobachtungen als auch einer frühen Modellrechnung (SCHMITZ 1962, 1965) entnehmbar. Ihre anteilige Höhe kann bis zur Deutschen Bucht durch Wechselwirkungseffekte und infolge Reibung wesentlich geringer geworden sein, als sie es beim Einlaufen nahe Schottland war, braucht es aber nicht.

So war z.B. die Hamburg-Sturmflut vom 16.2.62 offenbar mit einer external surge von etwa 45 cm belastet, wie H. TIMMERMAN nachwies. Deutliche external surge-Effekte gab es auch am 16./17.10.1963 (zuerst von G. KOOPMANN 1963 beschrieben), vom 11. bis 15. 12. 72, am 29.1.74 und am 19.1.76, die sich sämtlich in der Deutschen Bucht bemerkbar machten, teilweise bei schwachem Wind in der südlichen Nordsee und geringem Windstau. Ihre Vorhersage ist ein besonderes Problem für die britische Nordseeküste. Ihre dortige Beobachtung wird, sofern als external surge voll erkannt, zu ihrer kurzfristigen Vorhersage für die Deutsche Bucht genutzt, wie näher im Beitrag 2.2 von R. ANNUTSCH beschrieben (Abb. 2.4).

### Das Verhältnis von Luftdruck- und Windeffekt an meteorologisch bedingten Wassertransporten

Sowohl die external wie die internal surge gehen — wie dargelegt — zurück auf Windschub- und Druckgradienteffekte. Hierzu wird häufig die Frage nach dem dominierenden Effekt erhoben, die wir mit Hilfe der Bewegungsgleichungen beantworten. In ihnen stehen auf der rechten Seite der Gradient des Gesamtluftdruckes  $p_w + p_L$  und die Reibungskraft  $R$ , in ihrer Wirkung pro Volumeneinheit gegeben durch

$$-\nabla_h (p_w + p_L) + R = -g\rho\zeta - \nabla_h p_L + \frac{\partial T}{\partial z}$$

Darin ist  $g$  Schwerebeschleunigung,  $\rho$  konstante Dichte des Wassers,  $\zeta$  Auslenkung der Wasseroberfläche aus ihrer Mittellage  $\zeta = 0$ , wo  $p_w = 0$ . Dann ist  $-\nabla_h p_w = -g\rho\nabla_h\zeta$  der durch die Neigung  $\nabla_h\zeta$  der Wasseroberfläche  $\zeta(x, y, t)$  bedingte Druckgradientanteil des Wassers und  $-\nabla_h p_L$  der durch den Luftdruck  $p_L$  an der Wasseroberfläche verursachte. In  $R$  ist  $T$  der durch Turbulenztreibung verursachte Tangentialschub an und im Wasser mit den Werten  $T_o =$  Windschub an der Oberfläche,  $T_b =$  Tangentialschub am Boden des Meeres infolge Bodenreibung.

Die Oberflächenlageänderungen  $\partial\zeta/\partial t$  erhält man (wie im barotropen Wettervorhersagemodell) durch Vertikalintegration der Kontinuitätsgleichung aus der Konvergenz des Gesamttransportes, diesen wiederum durch Vertikalintegration der Bewegungsgleichung über die aktuelle Wassertiefe  $h = \zeta - b$ . Die Vertikalintegration der obigen rechten Seite der Bewegungsgleichung liefert

$$\int_b^\zeta (-g\rho\nabla_h\zeta - \nabla_h p_L + \frac{\partial T}{\partial z}) dz = -g\rho\nabla_h\zeta \cdot h - h\nabla_h p_L + T_o - T_b$$

wenn  $b(x, y) < 0$  die Höhenkoordinate des Meeresbodens unterhalb des mittleren Meeresniveaus  $z = 0$ ,  $\zeta = 0$  ist. Der atmosphärisch bedingte Gesamteffekt  $M = -h\nabla_h p_L + T_o$  auf eine Massentransportänderung besteht im 2. und 3. Term rechts mit

$$\begin{aligned} -h\nabla_h p_L &\text{ als Effekt des Luftdruckgradienten,} \\ T_o &\text{ als Windschubwirkung.} \end{aligned}$$

Beide Anteile von  $M$  ändern den Massentransport direkt. Eine unmittelbare Wasserstandsänderung bewirkt  $M$  aber nur über  $\text{rot}_z M$ , weshalb  $h\nabla_h p_L$  hierzu über die Tiefenänderung beiträgt ( $\text{rot}_z \nabla_h p_L = 0$ ).

Wir wollen hier beide Effekte von  $\mathbf{M}$  auf den Massentransport im Meer gegeneinander abwägen. Dazu setzen wir, wie bewährt,

$$\mathbf{T}_0 = \rho_L C_D |\mathbf{v}_0| \mathbf{v}_0 \quad \text{mit } C_D \cong 1,3 \cdot 10^{-3} \quad (1)$$

als Schubspannungskoeffizient für den Wind  $\mathbf{v}_0$  in 10 m Höhe,  $\rho_L$  als Dichte der Luft und nähern weiter  $\mathbf{v}_0$  durch den reduzierten geostrophischen Wind in Bodennähe an:

$$\mathbf{v}_0 = 0,65 \mathbf{v}_{g0} = \frac{0,65}{f \rho_L} \mathbf{k} \times \nabla_h p_L \quad (2)$$

mit 0,65 als realistischem Reduktionsfaktor infolge Bodenreibung,  $f$  als Coriolisparameter,  $\mathbf{k}$  Einheitsvektor in  $z$ -Richtung. (1) und (2) liefern dann

$$\mathbf{M} = -h \nabla_h p_L + \mathbf{T}_0 = -h \nabla_h p_L + C_D |\mathbf{v}_0| \frac{0,65}{f} \mathbf{k} \times \nabla_h p_L \quad (3)$$

Der Effekt des Luftdruckgradienten (erster Term rechts) steht offensichtlich senkrecht auf dem des Windschubs (letzter Term rechts), zumindest mit unserem Ansatz (2), der aber bei labiler Schichtung über dem Meer (z.B. Kaltluft über noch warmer Nordsee) eine durchaus realistische Näherung ist.

Wir wollen noch die  $y$ -Richtung mit dem Einheitsvektor  $\mathbf{j}$  in die von  $-\nabla_h p_L$  legen, die  $x$ -Richtung mit Einheitsvektor  $\mathbf{i}$  in die von  $\mathbf{v}_{g0}$ . Dann schreibt sich (3)

$$\begin{aligned} \mathbf{M} &= \mathbf{T}_0 - h \nabla_h p_L = C_D |\mathbf{v}_0| \frac{0,65}{f} |\nabla_h p_L| \mathbf{i} + h |\nabla_h p_L| \mathbf{j} \\ &= |\nabla_h p_L| \left\{ \frac{C_D}{f} 0,65 |\mathbf{v}_0| \mathbf{i} + h \mathbf{j} \right\}, \end{aligned} \quad (4)$$

aufgespalten in die Kraftwirkungen in  $x$ -Richtung (isobarenparallel) und  $y$ -Richtung (Druckgradienteffekt zum tiefen Druck). Die Gesamtwirkung steht zur  $x$ -Richtung im Winkel

$$\begin{aligned} \alpha &= \arctg \frac{M_y}{M_x} = \\ &= \arctg \frac{hf}{C_D 0,65 |\mathbf{v}_0|} \cong \arctg \left( \frac{h}{|\mathbf{v}_0|} \cdot 0,12 \text{ s}^{-1} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

mit  $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ,  $C_D = 1,3 \cdot 10^{-3}$ . Das Größenverhältnis der beiden meteorologischen Effekte hängt also deutlich von  $h/|\mathbf{v}_0|$  ab (s.a. TIMMERMAN 1977). Noch wichtiger scheint aber die Richtung des meteorologischen Gesamteffekts  $\mathbf{M}$ .

Der Druckgradient ist vernachlässigbar, sobald  $h \ll |\mathbf{v}_0|/10$ . Das kommt bei Sturmflutwetterlagen günstigstenfalls im Wattenmeer vor. Als grobe (!) Faustregel läßt sich für das gesuchte Verhältnis von

$$\frac{\text{Druckgradienteffekt}}{\text{Windschubwirkung}} = \frac{h}{10 |\mathbf{v}_0|}$$

verwenden, also Wassertiefe in Dekametern/Windgeschwindigkeit in m/s. Für Sturmflutlagen in der Nordsee liefert die dortige Tiefenverteilung für dieses Verhältnis im Mittel etwa 1:3. Und der Druckgradienteffekt in den tiefen Bereichen der Nordsee wirkt kinematisch auf die flachen Küstengebiete. Das bedeutet: keine Sturmflut ohne Effekt des Luftdruckgefälles. Man hat daher in Seemodellen mit dem Windschub im allgemeinen den Luftdruckgradienten zu berücksichtigen, dessen Einfluß mit der Tiefe  $h$  variiert und dadurch gemäß (4) und (5) die Richtung des meteorologischen Gesamteffekts  $\mathbf{M}$  (horizontal) ggf. stark verändern kann, z.B. am Schelfrand.

Über Wassertiefen jenseits des Schelfrandes, z.B. bei  $h = 1500 \text{ m}$ , beträgt der Windschubeinfluß nur Bruchteile,

z.B. 1/10, des Druckgradienteffekts, d.h. mit (5), die meteorologische Kraftwirkung  $\mathbf{M}$  auf das Meer fällt nicht völlig aber weitgehend in die Richtung des Luftdruckgefälles. Bei variabler Tiefenverteilung bedingen u.a. die Richtungsänderungen von  $\mathbf{M}$  Tendenzen zu komplizierten  $\xi(x, y, t)$ -Verteilungen, wie z.B. Modellrechnungen von SCHMITZ (1965) gezeigt haben. Der Windschubeffekt unterstützt mit einer Komponente die Wirkung des Luftdruckgefälles, wenn man (realistischerweise) ein  $\mathbf{v}_0$  mit anisobarer Komponente für die  $\mathbf{T}_0$ -Bestimmung gemäß (1) verwendet (z.B. SCHMITZ 1964, TIMMERMAN 1975, DUUN-CHRISTENSEN 1975).

Die Richtung des meteorologischen Gesamteffekts (4) springt gemäß (5) merklich am Schelfrand von nahezu isobarennormal auf "halb" isobarentangential beim Übergang von etwa 1500 m Meerestiefe auf 150 m (vgl. Tab. 1.1). Wenn über dem Ozean  $\text{tg} \alpha = 0,12 |h|/|\mathbf{v}_0| = 10$ , erhält es (bei gleichgroßem  $\mathbf{v}_0$ ) über dem Schelf den Wert 1. Nach (5) springt  $\alpha$  dadurch von  $86^\circ$  auf  $45^\circ$ . Diese Richtungsänderung von  $\mathbf{M}$  kann bei geeigneter  $p_L$ - und  $\mathbf{v}_0$ -Verteilung zu einer Massenstromkonvergenz am Schelfrand, dort zu kräftigem  $\partial \xi / \partial t > 0$ , zu einer Schwallentstehung und einer "external surge" beitragen. Vergleichbar scheint dieser Vorgang mit dem der Windrichtungsänderung über der Küste und der dabei erzeugten Reibungskonvergenz und Vertikalbewegung in der Atmosphäre.

Tab. 1.1

Abgerundete anisobare Richtung  $\alpha$  der meteorologischen Kraftwirkung  $\mathbf{M}$  auf das Meer diesseits und jenseits des Schelfrandes gemäß (5).

$ \mathbf{v}_0  \text{ m/s}$	$\alpha$ bei Tiefen $h$ von			
	150 m	200 m	1500 m	2000 m
10	$61^\circ$	$67^\circ$	$87^\circ$	$88^\circ$
15	$50^\circ$	$58^\circ$	$85^\circ$	$86^\circ$
20	$42^\circ$	$50^\circ$	$84^\circ$	$85^\circ$
25	$36^\circ$	$44^\circ$	$82^\circ$	$84^\circ$
30	$31^\circ$	$39^\circ$	$81^\circ$	$83^\circ$
35	$27^\circ$	$34^\circ$	$79^\circ$	$82^\circ$

### Effekte des brandenden Seegangs – "wave set up"

Wie von H. WALDEN im Heft 1'79 näher erläutert, schmiegen sich an sanft ansteigender Schorre die Käme der winderzeugten Oberflächenwellen des Meeres, gleich, ob es sich um reine Windsee oder um Dünung handelt, dem Verlauf der Schorre an, d.h. sie laufen annähernd normal auf flache Küsten zu. Dabei neigen sie zum Überbrechen, sobald die Wassertiefe  $h$  etwa 0,8 ihrer Länge  $\lambda$  wird. Mit dem Brechen ist wie bei einer Serie von Boren oder Einzelwellen ein echter Wassertransport normal zur Küste hin verbunden. Dieser wird zur Erhaltung der Massenbilanz über Küstenlängs- und Rippströmungen an einzelnen Küstenpunkten wieder ins Meer zurückgeleitet (Gefahrenzone für Schwimmer; infolge des Überbrechens der Wellen an flachen Küsten geht somit Wellenenergie in Energie eines höheren Scales über).

Rein dynamisch folgt aus der Bilanz des Impulses einer Vertikalsäule des Wassers vor dem Strand, daß vom Augenblick des Überbrechens an durch die Bewegung der Wasser-

teilchen innerhalb des Seegangs — aufgefaßt als Fluktuationbewegung — eine Abnahme des Impulsaustauschstroms in Richtung auf das Land stattfindet, die einen Anstieg des in Bezug auf die Oberflächenwellen geglätteten Wasserspiegels von den äußeren Brechern bis zum Strand hervorruft. Dieser Effekt des "radiation stress", wie M. S. LONGUET-HIGGINS und R. W. STEWART (1962) den speziell durch die Wellenbewegung verursachten Impulsaustauschtensor (excess momentum flux) nannten, kann bei kräftigem Wind mit aufländiger Komponente und bei entsprechender Orographie der Küstenregion zwei Zehntel der ursprünglichen Höhe der Wellen über tiefem Wasser (wo  $h \gg \lambda$ ), also ein paar Dezimeter erreichen. Die Größenordnung wurde insbesondere durch Laborversuche von J. C. FAIRCHILD (1958) bestätigt.

Dieses sog. wave set up bildet im Falle einer Sturmflut eine zusätzliche Gefahr, die man nur aufgrund einer geeigneten Seegangs- und Brandungsvorhersage prognostizieren könnte. Und dies müßte nicht etwa pauschal, z.B. für die gesamte Deutsche Bucht, sondern nahezu individuell für einzelne kleine Küstenabschnitte in anwendungsbezogener Weise erfolgen.

Hiervon ist man — und bleibt man wohl vorläufig noch — sehr weit entfernt, weshalb dieser dritte, nur im Küstenbereich mögliche, weniger bedeutende Anteil an einem Sturmflutwasserstand vorläufig eine recht unsichere Größe bleiben wird. Sie ist zwar durch einen Zuschlag in der Tangentialschubwirkung des Windes miterfaßbar, aber leider nur sehr pauschal und ungenau.

H. P. SCHMITZ, Berlin

## 1.2 Zur Frage der Häufigkeit und Änderung der Höhe von Sturmflutwasserständen

Im Zusammenhang mit den Sturmflutkatastrophen von 1962 und 1976 in Hamburg wurde die Vermutung geäußert, Sturmfluten hätten wetterbedingt in den letzten 20 oder 25 Jahren allgemein in ihrer Häufigkeit und ihren Höchstwasserständen zugenommen. Aber solange wir nicht deutlich Änderungen im langjährigen Wetterablauf feststellen — und das scheint nicht der Fall zu sein —, ist diese Vermutung unberechtigt.

Sehr schwere Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste sind uns seit jeher bekannt, z.B. aus den Jahren 1167, 1219, 1362 (16.1. "Mandränke", 7500 Tote, Handelsplatz Rungholt untergegangen), 1428, 1509, 1634 (11.10. SW-Sturm mit Gewitter, 6000 Tote, Nordstrand unter Wasser, Rest des nordfriesischen Küstenlandes untergegangen), 1717 (25.12. NW-Sturm, 18 000 Menschen obdachlos), 1775, 1825 (schwerste Flutkatastrophe vor dem Holland-Orkan), 1855, 1906, 1916 (13.1.). Besonders hohe Schäden traten dann wieder bei der Holland-Sturmflut vom 29. bis 31.1. 1953 auf mit Windgeschwindigkeiten von 200 km/h, mit 2000 Toten und 300 000 Obdachlosen.

Vom September 1958 bis März 1962 gab es in der Deutschen Bucht zwar nicht weniger als 16 Sturmfluten, darunter die Hamburg-Flut mit 5,7 m Höhe am 16./17.2.1962, mit 315 Toten und 17 500 Obdachlosen. Aber diese Häufigkeit und Wasserstandshöhe sollten noch nicht zu obiger

### Eigenschwingungen

Durch Luftdruckänderungen nahe dem Rhythmus der Eigenfrequenz eines Meeresbeckens können in diesem — auch von außen — Schwingungen seiner Wassermasse angeregt werden, die im Zusammenwirken mit einem kräftigen Windschubeffekt ebenfalls eine zusätzliche Flutgefahr darstellen. Glücklicherweise scheint das Eigenschwingungsvermögen der Nordsee wegen der dominierenden Gezeiteneffekte kaum relevant; aber in der Ostsee, deren Eigenfrequenzen z.B. von G. NEUMANN (1941) untersucht wurden, kann ein Zusammenwirken mit einem kräftigen Windstau zu einer Katastrophe führen, zumal die flachen Ostseeküsten wegen der fehlenden Gezeiten nur durch leicht angreifbare Dünen geschützt sind.

Den Fall eines Nordsee-surge-Intervalls im Dezember 1954, in dem hohe Wasserstände an der niederländischen Küste als Eigenschwingung der Nordsee (mit einer Periode von 34,5 h) erklärbar waren, hat WEENINK (1956) untersucht. Durch Modellrechnungen lassen sich derartige Vorkommnisse ggf. nachvollziehen (s. RÜHLAND und SCHMITZ 1973).

Kurzfristige, einmalige Wasserstandsanstiege während 1 bis höchstens 2 Stunden in der Nordsee, die dort *Seebären* oder *gust bumps* genannt werden, sind nicht als Eigenschwingung, sondern als Anstoß durch Kaltfronten einzuordnen (s. TIMMERMAN 1971). Sie müßten insbesondere über eine hinreichend detaillierte Windschubbestimmung in physikalisch-numerischen Modellen grob erfassbar und vorhersagbar sein.

Vermutung veranlassen (auch nicht, weil die Hamburg-Flut vom 2./3.1.1976 sogar eine Höhe von 6,45 m erreichte), denn Sturmfluten sind doch wesentlich auf das ungünstige Zusammentreffen von (astronomisch bedingter) Gezeit, internal und ggf. external surge angewiesen. Hierbei steht der Eintritt der Gezeit in gar keinem physikalischen Zusammenhang mit den beiden meteorologischen Effekten. Ein phasengleiches Zusammentreffen ist also rein zufällig und kann daher in manchen Jahrzehnten häufiger und zeitlich günstiger als in anderen vorkommen, womit zugleich auch der Höhe der Sturmflutwasserstände eine gewisse Zufälligkeit anhaftet (sofern man an der Gestalt des Meeresbeckens nichts geändert hat). Sogar der physikalische Zusammenhang zwischen external surge-Effekt und dem "lokalen" Windschubeffekt in der Nordsee, der internal surge, ist sehr locker, so daß selbst ihr Zusammentreffen weitgehend zufällig sein kann.

Zur Fundierung obiger Vermutung müßte man in Untersuchungen über den langjährigen Trend von Sturmflutwetterlagen ungünstige Änderungen erkennen, außerdem Sturmflut-Wasserstandsbeobachtungen heranziehen, die hinreichend lange an derselben Stelle stattgefunden haben und insbesondere durch natürliche oder wasserbauliche Änderungen im Seegebiet in der Umgebung der Pegel unbeeinflusst geblieben sind. Mancher Küstenpegel mag diese Bedingungen erfüllen, aber diejenigen in Hamburg oder Bre-

men kaum, denn die Fahrwasser wurden laufend vertieft, die Flußläufe, insbesondere die Unterelbe, so eingedeicht, daß im Falle hoher Flutwellen kein Wasser mehr in Nebenflußgebiete oder Vorländer ausweichen kann. Eine entsprechende Ausweichmöglichkeit boten viele Jahre lang die laufenden Hafenerweiterungen, z.B. in Hamburg. Damit wurden fluterhöhende Effekte der Fahrwasservertiefung (= insbes. Verminderung der Dämpfung einlaufender Flutwellen durch Reibung) weitgehend ausgeglichen. Eine Vergrößerung der Wasserareale im Hamburger Bereich gab es in den letzten Jahren aber kaum noch; weitere Fahrwasservertiefungen und stärkere Eindeichung der Elbe, darunter die Abdeichung der Südelbe, führten offensichtlich zu einem Ansteigen der Höchstwasserstände, wohl auch solcher, die durch den lokalen Windschub auf der Elbe beeinflußt waren.

Unter diesen Elbe-Bedingungen gesicherte Aussagen über neuere Tendenzen der Sturmfluthöhen zu machen, ist

H. KRÜHL, Hamburg

## 1.3 Sturmflut-Wetterlagen

### Auftreten und Auswahl

Bei Sturmflut-Wetterlagen handelt es sich um Sturmlagen (über Seegebieten), in deren Ablauf die Wassermassen optimal gegen die Küste getrieben werden. Natürlich spielt der Küstenverlauf eine ausschlaggebende Rolle. Für die Deutsche Bucht sind Winde aus West bis Nordwest besonders stauwirksam, für die englische Ostküste Winde aus Nord bis Nordost. Dementsprechend unterscheiden sich auch die Sturmflut-Wetterlagen.

Die bekannteste Serie von Sturmflut-Wetterlagen ereignete sich vom 13. November bis 17. Dezember 1973, die 4 schwere bis sehr schwere Sturmfluten in der Deutschen Bucht zur Folge hatte. Diese Häufung der Fluten war nicht verwunderlich, da die Wahrscheinlichkeit groß sein mußte, daß die zahlreichen, langanhaltenden stauwirksamen Stürme auch während der astronomischen Hochwasserzeiten auftraten. — Ebenso herrschten vom 17. Dezember 1975 bis 22. Januar 1976 Sturmflut-Wetterlagen vor. In dieser Zeit wurden in Cuxhaven 11 Sturmfluten verzeichnet, von denen allerdings nur 4 als schwer bis sehr schwer

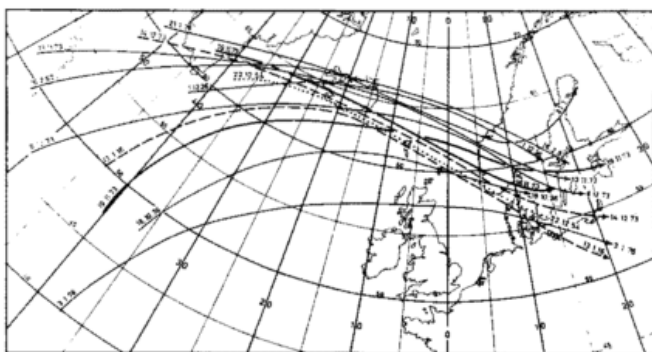


Abb. 1.1: Zugbahnen von Sturmtiefs, die in Cuxhaven zu Sturmfluten  $\geq 2,50$  m führten — Nordwest-Wetterlagen (1900–1976).

zweifellos eine undankbare Aufgabe. Sollte schließlich eine derartige Untersuchung eindeutig zu dem Ergebnis kommen, daß die eventuelle Zunahme von Häufigkeit und Höhe großer Sturmfluten in Hamburg weniger aufgrund meteorologischer Ereignisse denn als Folge wasserbaulicher Maßnahmen zu erklären ist, wird man das kaum in dieser Form publik machen. Bezüglich Fahrwasservertiefung und -einengung auf der Elbe einerseits sowie Hafenerweiterung und Sturmflutschutz in Hamburg andererseits gibt es sicher ein Optimum, das sich unter Berücksichtigung vorkommender Windschubeffekte auf der Elbe über Modellrechnungen ermitteln ließe und manche unerwarteten Folgekosten für Wasserbau- und Sturmflutschutzmaßnahmen vermeidbar machte.

Wie weit sich die Wetterlagen, die zu den letztjährigen Sturmfluten führten, dem Rahmen des langjährig Gewohnten anpaßten, entnehmen wir dem nachfolgenden Beitrag eines erfahrenen Synoptikers.

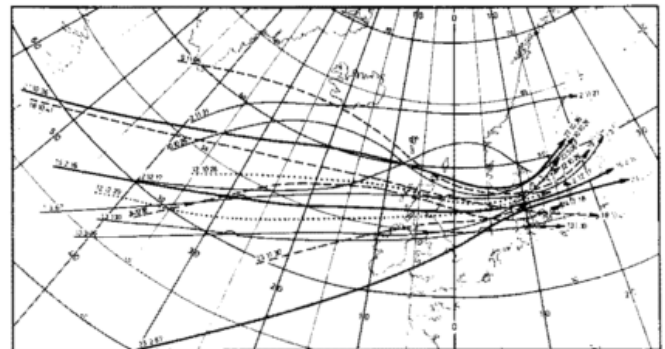


Abb. 1.2: Zugbahnen von Sturmtiefs, die in Cuxhaven zu Sturmfluten  $\geq 2,50$  m führten — West- bis Südwest-Wetterlagen (1900–1976).

einzustufen waren. Zu ihnen gehörte auch die Katastrophenflut vom 3.1.1976.

Sturmflut-Wetterlagen sind individuelle "Zirkulationen". So sind die Wetterlagen, die zu den spektakulären Fluten der Nachkriegszeit gehören, nur in Teilabläufen vergleichbar. Auch wenn man alle bis zum Anfang des Jahrhunderts aufgetretenen Wetterlagen des Kollektivs in Abb. 1.1 u. 1.2 durchsieht, stellt man fest, daß keine zwei Lagen in allen verschiedenen Teilvorgängen übereinstimmen. Dieses Ergebnis ist auch aus einer Arbeit von RODEWALD (1965) ersichtlich. Er hat Wetterlagen, die seit Anfang des Jahrhunderts bis 1962 in Husum Sturmfluten über einer bestimmten Höhe erzeugten, in 13 Lagetypen und einen Gefahrentyp eingeteilt. Bei 55 Fällen entfielen auf jeden Lagetyp im Mittel nur 4 Fälle, die dynamisch auch noch sehr unterschiedlich waren.

### Gemeinsame Merkmale

Wenn es auch keine ausgesprochenen Typen von Sturmflut-Wetterlagen gibt, so besitzen doch diejenigen Zirkulationen, die in der Deutschen Bucht zu Sturmfluten führen, eine

Reihe gemeinsamer Merkmale. Diese sollen an Hand von Lagen erläutert werden, die in Cuxhaven seit Beginn des Jahrhunderts bis 1976 Fluten von  $\geq 2,50$  m über MHW verursacht haben. Cuxhaven, im Trichter der Deutschen Bucht gelegen, ist einigermaßen repräsentativ für den Stau sowohl an der nord- als auch ostfriesischen Küste. Trotzdem können in Einzelfällen erhebliche Unterschiede auftreten. So erzeugte der "Elbe I"-Orkan vom 27.10.1936 in Cuxhaven nur eine Flut von 2,26 m über MHW, die – genau genommen – nicht mehr zu unserem Kollektiv gehört; dagegen lief das Wasser in Husum um etwa 1 m höher auf. Ein ähnlich starker Unterschied ereignete sich am 24.11.1938. Die Auswahl der Lagen im Hinblick auf eine Fluthöhe von  $\geq 2,50$  m erscheint deshalb sinnvoll, weil diese Höhe örtlich bereits Gefahren mit sich bringen kann. Ferner ist die Wahrscheinlichkeit, daß besondere Merkmale hervortreten, recht groß. Die hier vorgenommene Auswahl ergibt das handliche Kollektiv von 25 Fällen. Hinzu genommen wurde der "Elbe I"-Orkan und der Fall vom 22.12.1954 mit einer Fluthöhe von 2,48 m. Setzt man die Grenze bei  $\geq 3,00$  m, bleiben nur noch 5 Fälle übrig, mit denen keine allgemeinen Aussagen gemacht werden können. Verringert man dagegen die Grenze auf  $\geq 2,00$  m, so verdreifacht sich etwa die Zahl der Fälle, die schon sehr viele unspezifische Lagen einschließen.

Die Zirkulation wird durch die Zugbahnen der die Sturmflut verursachenden Tiefs des obigen Kollektivs aufgezeigt. Die Bahnen sind in Abb. 1.1 und 1.2 dargestellt (s. a. PRÜGEL u. SCHELLING in: PETERSEN u. ROHDE 1977). Die Daten gehören zum Sturmfluttag, die Bahnen beginnen etwa 2 bis 3 Tage vor der Flut. Man sieht, daß Sturmtiefs, die entsprechendes schwere Fluten hervorriefen, nur aus dem Sektor Südwest bis Nordwest gekommen sind. Einige andere Richtungen sind denkbar, aber offenbar recht unwahrscheinlich. Die Durchsicht der Wetterlagen des Kollektivs zeigte, daß bis auf 5 Fälle die steuernden subtropischen Hochdruckzellen von den Azoren nach Norden oder Nordosten – manchmal nach Westeuropa – verschoben sind und vielfach stärker auftreten als normal. Geht man von der mittleren winterlichen Lage des Subtropenhochs aus, so sind alle steuernden Hochs polwärts verlagert. Diese spezifische Eigenschaft von Sturmflut-Wetterlagen traf auch in dem von RODEWALD (1965) bearbeiteten umfangreichen Kollektiv von Husum auf. Sie wurde ebenfalls sehr markant in der Sturmflut-Serie von 1973 gefunden (RODEWALD 1974). Beispielhaft waren die gewaltigen Hochs südwestlich von Irland während der Sturmfluten vom Februar 1962 oder die nördlichen Hochdruckzellen vom 18.10.1936. Die Polwärtsverlagerung des Subtropenhochs ist verständlich, denn sie zeigt eine übersteigerte Westdrift, die in Sturmzyklonen ihren Ausdruck findet.

### Entstehungsgebiet

Eine weitere spezifische Eigenschaft von Sturmflut-Wetterlagen scheint darin zu bestehen, daß die Zyklonen größtenteils ihren Ursprung im Bereich zwischen den Azoren und dem Golfstrom vor der US-Küste haben. Sie besitzen große Sektoren subtropischer Warmluft, deren durch Okklusion freiwerdende Energie offenbar zur Bildung einer Sturmzyklone der erforderlichen Intensität notwendig ist. Eindrucksvolle Beispiele waren die Warmsektoren der Lagen vom 3.1.1976, vom 27.10.1936 und vom 16./17.2.1962.

### Zugbahnen

Die Gesamtheit der Bahnen der sturmflut-erzeugenden Tiefs im Kollektiv läßt sich – mit wenigen Ausnahmen – in zwei einheitliche Gruppen aufteilen, die zwei unterschiedliche Zirkulationen aufzeigen (Abb. 1.1 u. 1.2):

In der einen Gruppe (Abb. 1.1) laufen die subtropischen Tiefs vom Nordwest- und West-Atlantik in Richtung Island und von dort unter Vertiefung zu einer Sturmzyklone oder unter weiterer Vertiefung südostwärts nach Skandinavien. In der Regel sind es Tröge in der hochreichenden Rückseitenkaltluft, die über der Deutschen Bucht den Höhepunkt der Entwicklung erreichen und mit einem stauwirksamen Nordwest-Sturm über das Seegebiet nach Südosten schwenken. Zu dieser Gruppe gehören die Februarflut von 1962, alle Fluten vom November/Dezember 1973 und die Fluten vom 21.1.1976. In manchen Fällen gliedert sich von Grönland eine Hochdruckzelle dem subtropischen Hoch an, so daß sich innerhalb polarer Kaltluft ein Sturmfeld vom Nordmeer bis in die südliche Nordsee entwickelt. Besonders markante Beispiele liefern die Lagen vom 16./17.2.1962 und vom 2.12.1917. Bemerkenswert ist, daß diese Lagen ausnahmslos ein nach Norden oder Nordosten verschobenes Subtropenhoch aufweisen. Die hier geschilderten Nordwest-Wetterlagen könnte man als Skandinavientyp von Sturmflut-Situationen bezeichnen. Er bietet verhältnismäßig leichte Vorhersagemöglichkeiten, da die Sturmzyklonen meist schon 1 Tag vor der Flut über dem Nordmeer voll entwickelt sind. Es kommt hier vor allem auf die richtige Abschätzung der Trogentwicklung an.

Die andere Gruppe (Abb. 1.2) entsteht aus West- und Südwest-Wetterlagen. Die Tiefs über den subtropischen Meeren entwickeln sich an einer starken nordatlantischen Frontalzone zu Sturmzyklonen, die in der Regel ihren Höhepunkt über der Nordsee erreichen. Zugleich setzt die Bildung eines Troges ein, der über die Deutsche Bucht nach Osten schwenkt. Die Sturmzyklonen wandern über das Skagerrak und Jütland hinweg und scheren über Südschweden nach links aus, was bei Frontalzyklonen häufig der Fall ist. Darum könnte man die in Abb. 1.2 angeführten Lagen als Jütlandtyp bezeichnen. Dieser gefährdet natürlich mehr die nordfriesische als die ostfriesische Küste. Die Vorhersage der Windentwicklung ist schwieriger als bei der ersten Gruppe, weil die stärkste Entwicklung der Zyklone meistens erst über der Nordsee erfolgt, also verhältnismäßig kurzfristig zum Sturmflut-Termin. Beispiele sind der "Adolph-Berm-pohl"-Orkan vom 23.2.1967, der – wie der Sturm vom 9./10.2.1949 – nur deswegen keine katastrophale Flut verursachte, weil das Maximum des Nordwest-Sturmes während des Niedrigwassers auftrat; ferner sind der "Elbe I"-Orkan vom 27.10.1936 und der Orkan vom 16.2.1916 zu nennen. In dieser Gruppe traten die eingangs erwähnten Ausnahmen auf, die kein nördlich der Azoren gelegenes Subtropenhoch aufwiesen.

Auffällig ist, daß die nach Wetterlagen unterschiedenen Gruppen auch in verschiedenen Zeiträumen auftraten. Wählt man 1936 als Bezugsjahr, so sieht man, daß alle in Gruppe 1 aufgeführten Wetterlagen in der Zeit von 1936 bis 1976 auftraten mit der einzigen Ausnahme der Lage vom 13.1.1916. Dagegen ereigneten sich alle West- bis Südwest-Wetterlagen, die der Gruppe 2 zugeordnet wurden, in den Jahren von 1936 bis 1904 mit Ausnahme des 1.3.1967 und 23.2.1967. Wer also nur die Sturmflutlagen bis 1936 zurück

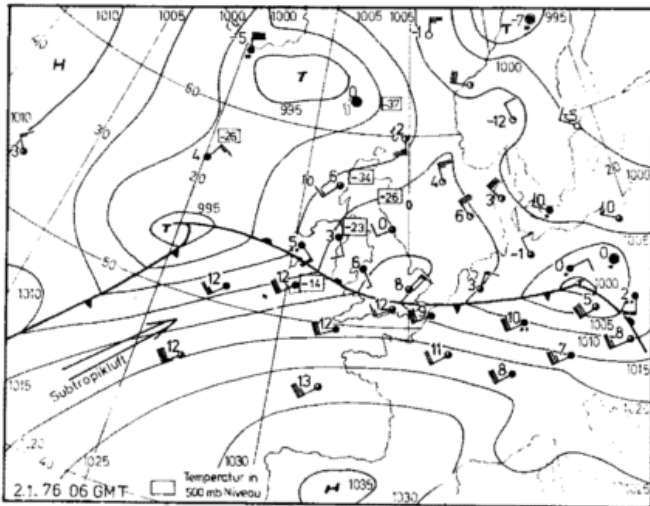


Abb. 1.3: Bodenwetterkarte mit einigen 500-mbar-Temperaturen am 2.1.76, 06 GMT

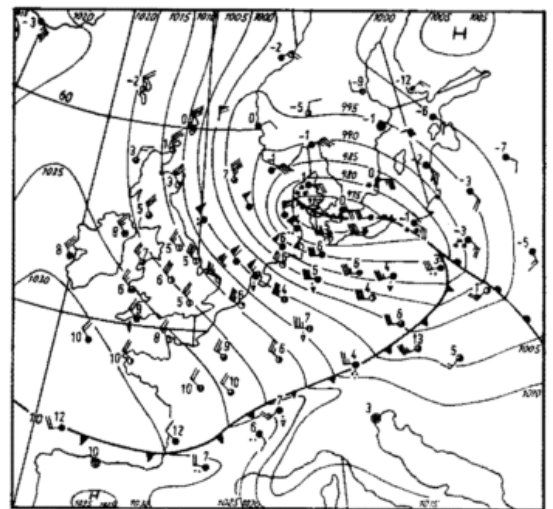


Abb. 1.4: Bodenwetterkarte vom 3.1.76, 12 GMT (Hamburg-Sturmflut).

betrachtet, käme zu dem Schluß, daß Nordwest-Wetterlagen die einzige typische Sturmflutzirkulation in Bezug auf die Deutsche Bucht darstellen. Ein Betrachter im Jahre 1936, der seine Untersuchungen bis zum Anfang des Jahrhunderts zurückverfolgt hätte, wäre dagegen zu der Folgerung gekommen, daß Sturmflutsituationen vor allem bei West- bis Südwest-Wetterlagen zu erwarten sind. Mit der Annahme einer Zirkulationsänderung um 1936 muß man aber vorsichtig sein, denn ein anderer Bezugsort und eine Erweiterung des Kollektivs durch Herabsetzen der Fluthöhengrenze unter 2,50 m würde wahrscheinlich eine andere zeitliche Aufgliederung ergeben.

Man kann die sturmflut-bringenden Zyklonen auch nach dynamischen Gesichtspunkten aufgliedern:

1) Die von Nordwesten oder Westen kommenden Tiefs sind im allgemeinen umfangreiche Zyklonen, die sich zu hochreichenden Wirbeln entwickeln. Die flutbringenden Tröge bilden sich – wie erwähnt – im hochtroposphärischen Strahlstrom der Rückseite und setzen sich bis zum Meeresniveau durch. Das Sturmfeld entsteht meist frühzeitig, ist sehr ausgedehnt und daher einigermaßen sicher zu erfassen.

2) Die vom Südwesten kommenden Tiefs besitzen einen großen Sektor subtropischer Warmluft, der über den Britischen Inseln und der Nordsee rapide okkludiert und ein Orkantief erzeugt. Der Tiefkern ist auf dem Höhepunkt seiner Entwicklung noch warm und wandelt sich nicht oder erst nach erheblicher Abschwächung zu einem hochreichenden kalten Wirbel um. Die Rückseitenkaltluft ist daher verhältnismäßig flach. Druckfall auf der Rückseite tritt nur in Kernnähe auf und ist an den warmen Kern des Tiefs gebunden (SEIFERT 1976). Die Luftdruckkurve ähnelt derjenigen tropischer Wirbelstürme und zeigt eine "Verwandtschaft" dieser Tiefs mit ihnen an. Die Schnelligkeit der Entwicklung macht eine Erfassung schwieriger als bei den zuerst genannten Lagen. Das Sturmfeld ist im allgemeinen nicht sehr ausgedehnt und zieht rasch ab. Das erschwert die Vorhersage des Eintritts des stauwirksamen Windfelds im Hinblick auf die Tiden. Beispiele geben die Lagen vom 13.1.1930, vom 23.2.1967 und vom 2./3.1.1976.

### Beispiel: Hamburg-Sturmflut '76

Die Entwicklung vom 2./3.1.1976 führte in Hamburg-St. Pauli zur schwersten Sturmflut, seit Messungen vorliegen. Ein flaches Tief mit subtropischem Warmsektor aus dem Seegebiet westlich der Azoren wanderte ins Seegebiet westlich von Irland (Abb. 1.3), vertiefte sich an einer extrem starken Frontalzone über Schottland und der nördlichen Nordsee zum Orkantief und zog über Jütland und die mittlere Ostsee nach Südosten (Abb. 1.4). Drei Vorgänge waren bei dieser Entwicklung zu beachten (KRUHL 1976): 1) die Entwicklung des Orkantiefs (s. Abb. 1.3 u. 1.4), 2) das Eindrehen nach Südosten, 3) die Trogbildung über der Deutschen Bucht. – Es handelte sich um ein durch Okklusion des Warmsektors entstandenes Orkantief mit einem warmen zyklonalen Wirbel, der schon im 500-mbar-Niveau nicht mehr vorhanden war. In dieser reinen Form ist m.W. ein warmes Orkantief über West- oder Mitteleuropa noch nie nachgewiesen worden (s.a. Abb. 1.5).

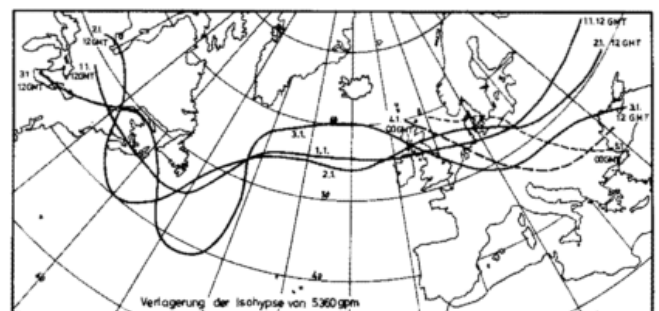


Abb. 1.5: Lagen der 5360 gpm-Isophyse zwischen dem 1.1.76, 12 GMT und dem 5.1.76, 00 GMT. Erkennbar ist die starke (ostwärts verlagernde) Wellenbildung vom 1.1. zum 3.1. Mit ihr wurden ein weiträumiger Einbruch von Kaltluft auf der Rückseite der Zyklone westlich von Irland in Abb. 1.3 und die Umsetzung hoher Energiebeträge begünstigt.

# 2 Sturmflutvorhersage

H. P. SCHMITZ, Berlin

## 2.1 Vorhersageverfahren und ihre Probleme

### Mögliche Methoden

Für die Sturmflutvorhersage kommen z.Zt. in Betracht

- empirisch-statistische \*),
- physikalisch-numerische Verfahren oder
- eine sinnvolle Kombination beider (Hybridverfahren).

Zweckmäßig ist es, zunächst seine Ansprüche an die Vorhersage hinreichend zu präzisieren. Will man z.B. eine frühzeitige ungefähre Vorhersage (36 bis 48 h vorher), um eventuelle Schutz- und Hilfsmaßnahmen einleiten zu können, oder möchte man eine relativ genaue Wasserstandsvorhersage auch dann, wenn sie nur sehr kurzfristig, z.B. 6 bis 8 h vorher, gegeben werden kann, so erfordert dies verschiedenes Vorgehen. Nur die letzte Forderung wird z.Zt. in Hamburg erhoben. Für längerfristige Vorhersagen interessierte man sich höchstens, wenn sie mit gleicher Sicherheit gegeben werden könnten wie eine sechsstündige. Die jetzige empirisch-statistische Vorhersage des Deutschen Hydrographischen Instituts (s. folgenden Beitrag 2.2) entspricht diesem Anspruch.

Mit laufend verbesserten empirisch-statistischen Verfahren, abgestimmt auf die Küsten des eigenen Landes, arbeiten oder arbeiteten bislang fast alle Nordseeanliegerstaaten, und das für kurze Fristen (6 bis 12 h) durchaus erfolgreich. Allerdings führten für die Niederlande SCHALKWIJK (bereits 1947) und WEENINK teilweise physikalische Methoden zur Sturmflutvorhersage ein, indem sie die Nordsee und den Kanal in zunächst drei, später in fünf Distrikte einteilten und unter Vertikalintegration der hydrodynamischen Gleichungen (WEENINK 1958) den Effekt des dortigen (stationären) Windschubs zur Windstauvorhersage (unter Ignorierung der Gezeiten) heranzogen. Die Entwicklung und Vervollkommnung dieser Methode beschreibt TIMMERMAN (1977); er skizziert aber zugleich ein niederländisches physikalisch-numerisches Modell mit Differenzenverfahren, welches ähnlich wie das im folgenden Beitrag 2.3 von N. S. HEAPS erläuterte britische Vorgehen in seiner ausgedehnten Version mit größerem Gitternetz auch den Schelfrand einbezieht, um ggf. Effekte möglicher external surges für frühe Prognosen zu erfassen, was mit empirisch-statistischen Verfahren kaum gelingt.

Empirisch-statistische Methoden setzen vorhandene Beobachtungssätze früherer Luftdruck- und Windverteilungen und Wasserstände im Gebiet der Nordsee und ihrer Umgebung zueinander in Beziehung. Dies wird in Tabellen (s. z.B. TIMMERMAN 1977) oder Diagrammen (s. Beitrag 2.2) zur Korrektur der vorausberechneten (reinen) Gezeitenwas-

serstände hinsichtlich der atmosphärischen Effekte festgehalten und laufend bei der routinemäßigen Wasserstandsvorhersage unter Heranziehung der aktuellen meteorologischen Beobachtungen und Vorhersagen berücksichtigt. Diese meteorologischen Vorhersagen können natürlich auch rein numerisch produziert sein mit einem baroklinen Wettervorhersagemodell, das zugleich die Windschubverteilung auf der Nordsee, dem Kanal und ggf. dem Nordatlantik auswerten könnte und damit bereits einen Schritt in Richtung einer rein numerischen Wasserstandsvorhersage bilden würde wie im niederländischen Verfahren.

Analog den üblichen Verfahren für Punktvorhersagen im Wetterdienst erscheint die empirisch-statistische Wasserstandsvorhersage besonders geeignet für die Unterläufe der Tideflüsse. Für die Elbe wird – unabhängig vom DHI – eine derartige routinemäßige Vorhersage von der Hamburger Senatsbehörde für Strom- und Hafenausbau gegeben entsprechend einer Konzeption von W. SIEFERT, die sogar experimentelle Ergebnisse von einem hydraulischen Modell der Unterelbe, z.B. bezüglich der Fahrwasservertiefung, in Rechnung stellt. Diese empirisch-statistischen Vorhersagen sind nach hinreichender Erprobung und Aufbesserung relativ genau (außer bei singulären Flutereignissen, deren Daten zuvor nicht erfaßbar waren), aber sie sind kaum über mehr als ein Gezeitenintervall (~ 12 h) ausdehnbar und gestatten kaum eine quantitative Berücksichtigung eines Windschubeffekts auf die Unterläufe der Flüsse.

### Physikalisch-numerische Vorhersagemethoden (deterministisches Verfahren)

Das physikalisch-numerische Verfahren, durch W. HANSEN (1956, 1962, 1966) zuerst in Deutschland konzipiert, fand in der Bundesrepublik hinsichtlich seiner Anwendbarkeit bei den für die Wasserstände zuständigen Stellen wenig Anklang, obwohl für die Wettervorhersage schon früher akzeptiert \*). Dort befindet es sich seit 1965 erfolgreich im Routinebetrieb. Zwar leistet die numerische Wettervorhersage noch nicht alles das, was man sich von ihr versprach, aber durch laufende Verbesserungen, zu denen nicht zuletzt die tägliche Konfrontation mit den Forderungen der "Verbraucher" beiträgt, ist sie heute zu einer kaum entbehrlichen Arbeitsgrundlage für alle Zweige, nicht nur des Wetterdienstes geworden. Eine analoge Entwicklung in Bezug auf die Wasserstandsvorhersage wäre mit großer Wahrscheinlichkeit eingetreten, hätte man sie bereits implementiert und entsprechend erprobt.

\*) Die statistische Methode in *allgemeinster Form* (= stochastisches Verfahren) enthält letztlich auch die beiden anderen; in Relation zu ihr ist das physikalisch-deterministische Verfahren nur ein primitiver Spezialfall, bei dem man zufällige Schwankungen (= Lärm) als nicht vorhanden betrachtet.

\*) Das erscheint zwar unlogisch, aber die Einführung neuer Verfahren setzt u.a. eine entsprechende Bereitschaft der Bearbeiter, Geldgeber und Anwender voraus. In dieser Hinsicht bestehen Unterschiede trotz der fachlichen Ähnlichkeit der Aufgaben.

In Ablehnung der (numerischen) Wettervorhersage wird gerne argumentiert, daß eine Sturmflutvorhersage nur dann von Nutzen sei, wenn sie die Wasserstände für den rechten Zeitpunkt auf den Zentimeter genau liefere. Eine derartige Leistung darf man von einer physikalisch-numerischen Vorhersage tatsächlich nicht erwarten. Aber sie wäre in der Lage, Sturmflutwasserstände für Küstenpunkte, später auch für Tideflüsse, mit für Warnungen ausreichender Genauigkeit 36 bis 48 h vorzusagen, und zwar auch für extreme, durch Beobachtungen noch nicht erfaßte Sturmfluten. Das liegt an ihrer Struktur:

Dieses Verfahren versucht, analog der numerischen Wettervorhersage mit Hilfe der bekannten Gesetze für die dynamischen Vorgänge im Meer und an der Wasseroberfläche die Differenzen zum Gezeitenwasserstand aufgrund der meteorologischen Gegebenheiten, welche allerdings hinreichend genau bekannt und prognostiziert sein müssen, durch ein barotropes Modell für die Nordsee (und ggf. für die Tideflüsse) zu berechnen. Dabei wird das über die Wassertiefe integrierte System der hydrodynamischen Gleichungen in die Zeit hinein integriert durch Verwendung von

- Differenzenverfahren in einem Gitternetz für Raum und Zeit (wie bei der numerischen Wettervorhersage)
- finiten Elementen (= Aufteilung der Nordsee in prismatische Wasserkörper mit vertikaler Achse, die u.a. der Küstenkonfiguration angepaßt sind)
- spektralen Methoden (Darstellung der räumlichen Verteilung von Wasserstand und -transporten durch doppelte Fourierreihen).

Weil man das erste Verfahren wie im Falle der numerischen Wettervorhersage beherrscht, und weil es bezüglich Rechenzeit am wenigsten aufwendig erscheint, kommt es meist zur Anwendung, wie hier die Beiträge 2.3 und 2.4 zeigen. Dabei treten – gerade auch im Falle des naheliegenden Anschlusses an das barokline Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes mit 254 km Schrittweite – einige physikalische und numerische Probleme meist simultan auf, von denen wir hier einige streifen wollen.

#### Einige Probleme der physikalisch-numerischen Wasserstandsvorhersage

1. 254 km-Schrittweite des baroklinen DWD-Modells sind zu grob, um die unterschiedliche Windschubrichtung vor und hinter Fronten voll auf das Nordseemodell durchschlagen zu lassen, wie es für präzise Wasserstandsvorhersagen notwendig wäre. Eine zusätzliche Detaillierung der numerischen Bodenvorhersagen von Hand oder eine Vorhersage in einem Teilgebiet der Nordhalbkugel mit 127 km Schrittweite wären wünschenswert, sind auch geplant. Erprobenswert wäre ggf. ein baroklines Modell, das zwar in der Höhe nur mit 254 km Schrittweite, in etwa 500 mbar aber bereits mit 127 km und ab 800 mbar mit 63,5 km rechnet (vertikales Nesting). Das birgt auch eine Fülle von Problemen, würde aber zumindest als zusätzliches Modell mit Daten aus dem jetzigen 254 km-Modell als obere Randbedingung möglich sein und ggf. mehr Details liefern – auch für die Seegangsvorhersage.
2. Die numerischen Bodenvorhersagen liefern zwar die Bodendruckverteilung, aber keinen Bodenwind  $v_o$ . Der Modellwind im niedrigsten Niveau liegt oft in 900 mbar; er ist wegen der Reibungs- und Schichtungseffekte nur

mit Hypothesen auf 10 m Höhe über dem Wasser extrapolierbar. Man rechnet daher gern diesen Wind  $v_o$  für 10 m Höhe aus der Bodendruckverteilung oder dem dortigen geostrophischen Wind, meist stationär, wozu eine Reihe von Regeln in Betracht kommt (z.B. SCHMITZ 1962, HASSE 1974, DUUN-CHRISTENSEN 1975). Eine Art Brunt-Douglasschen Wind (isallobarischen Wind) mit Reibung hat beispielsweise H. HECHT (Deutsches Hydrographisches Institut) in einem Nordseemodell der Kollegen des Instituts für Meereskunde der Universität Hamburg (s. Beitrag 2.4) angewandt, um die Effekte der Instationarität der atmosphärischen Felder zu berücksichtigen. Hieraus resultiert eine günstigere Reproduktion der atmosphärisch erzeugten Wasserstandsänderungen als mit Windschubberechnungen aus der stationären Druckverteilung. – Wegen der starken Krümmungen von Strombahnen (und Isobaren) in Zentrumsnähe von Sturmzyklonen ist durch deren Berücksichtigung eine merklige Verbesserung der Windschubbestimmung zu erwarten. Ein dementsprechendes Vorgehen erwies sich verständlicherweise als durchaus erfolgreich bei einer (1966 am Inst. f. Meteorol. u. Geophys. d. Univ. Frankfurt ausgeführten) Nachrechnung des Staueffekts eines Hurrikans im Golf von Mexiko. Wünschenswerter wäre jedoch ein Wettervorhersagemodell mit Prandtschicht über dem Meer, das eine  $v_o$ -Vorhersage und damit den Windschubwert  $T_o$  direkt bereitstellt.

3. In dem üblicherweise für den Windschub verwendeten Ansatz  $T_o = \rho_L C_D |v_o| v_o$  ist der Schubspannungskoeffizient  $C_D$  abhängig von
  - der Stabilität der Schichtung in der Prandtschicht, ausdrückbar durch Richardson-Zahl,  $\partial\Theta/\partial z$  ( $\Theta$  pot. Temp.), oder die Temperaturdifferenz Wasser – Luft,
  - der mittleren Strömung  $V$  des Wassers an der Oberfläche, dem ggf. durch  $T_o = \rho_L C_D |v_o - V| (v_o - V)$  entsprochen werden kann,
  - dem Entwicklungsstand des Seegangs,
  - der Windgeschwindigkeit  $v_o$  (s.a. TIMMERMAN 1977), dem durch Erhöhung von  $C_D$  mit  $v_o$  Rechnung getragen werden kann, womit zugleich der Effekt der Windsee parameterisiert sein sollte (Dünnung erhöht kaum die Rauigkeit).

Viele Effekte, z.B. labile Schichtung, wirken dahin, daß mit einem größeren  $C_D$  ( $> 1,3 \cdot 10^{-3}$ ) gerechnet werden muß als demjenigen bei neutraler Schichtung und mäßigem Wind (s. BROCKS und KRÜGERMEYER 1970, HASSE 1974), zumal das Modell sonst die beobachteten Stauhöhen kaum reproduziert. Leider ist aber ein derartiger Effekt auch durch die Numerik des Verfahrens (glättendes Differenzenverfahren, s. z.B. RÜHLAND und SCHMITZ 1973) oder zuviel Horizontalreibung zur Vermeidung von numerischer Instabilität (bei Verwendung von Zeitschritten in der Größe der gerade noch zulässigen) zu erwarten, was seine Korrektur erschwert.

4. Von dem Atmosphäregitternetz mit relativ großen Horizontalschrittweiten von z.B. 100 km muß auf das Nordseemodell mit z.B. 20 km interpoliert werden. Das erfordert zusätzlichen Rechenaufwand, wenn das Netz für das Seemodell nicht kompatibel ist mit dem Netz des Wettervorhersagemodells, wie z.Zt. das des britischen

und deutschen Nordseemodells (Abb. 2.6 und 2.9). Es ist daher vorteilhaft, wenn sich das Seemodellnetz in dasjenige für die Wetteranalyse und -vorhersage einordnet, insbesondere auch dort, z.B. auf dem Nordatlantik, wo man mit dem Seemodell mit größerer Schrittweite als etwa 20 km rechnen würde, um Effekte von external surges zu erfassen. Deshalb wird an der FU Berlin z.Zt. ein Nordatlantik- und ein Nordseenetz in der stereographischen Projektionsebene des baroklinen DWD-Modells erprobt mit Schrittweiten von etwa 63 bzw. 25 km, später 12,5 km.

Einen Übergang von langer zu kurzer Schrittweite (Nesting) bestehen die bisher verwendeten Seemodelle (auch bei vollständiger Koppelung; ohne Impulsbilanzfehler) besser als die Atmosphärenmodelle. Es liegt daher nahe, nicht nur zwischen Atlantik und Schelfrand die Schrittweite zu verringern, z.B. von 60 auf 20 km, sondern auch vor Inseln, dem Wattenmeer und in den Flußmündungen. Es ist aber nur im Übergangsbereich sinnvoll, von 20 auf 5 km herunterzugehen, denn das liefert erfahrungsgemäß relativ wenig Verbesserungen gegen 20 km. Merkliche Verbesserungen erfordern Schrittweiten von 1 oder  $< 0,5$  km (in Flüssen). Mit derartigen, ggf. mehrfach genesteten Modellen befassen sich in der Bundesrepublik mehrere Stellen (z.B. H. G. RAMMING, J. SÜNDERMANN im Inst. für Meeresk. d. Univ. Hamburg; J. BACKHAUS im Deutschen Hydrographischen Institut, W. HANSEN im Kuratorium für Forschung und Küsten-Ingenieurwesen), auch für Wasserbau- und Umweltschutzprobleme \*).

5. Als besonderes Problem der physikalisch-numerischen Sturmflutprognose muß man wohl das Fehlen von Wasserstands- und Geschwindigkeitsdaten auf dem offenen Meer für den Anfangszeitpunkt jeder Vorhersagerechnung sehen, weil die Pegelstände an den Küsten allein keine eindeutige und präzise Analyse für das gesamte Meer zulassen. Demgegenüber haben die Wettervorhersagemodelle trotz beobachtungsarmer Gebiete und inkorrektur Werte einen relativ sicheren Start. Nur solange die Wasserstände und Geschwindigkeiten auf dem Meer von der Atmosphäre nahezu unbeeinflusst sind, hat man für Seemodelle wegen der relativ guten Kenntnisse über die Gezeiten weniger unsichere Anfangswerte.

Auch wenn man von diesen ausgehen und eine nachfolgende Sturmflut- oder external surge-Periode (s. z.B. Abb. 2.7, 2.8) vorausrechnen kann, wäre ein "updaten" der errechneten Werte mit den letzten, während der Rechnung verfügbar gewordenen Beobachtungen wünschenswert, wie es ähnlich beim Wettervorhersagemodell angestrebt wird. Das wird im Seemodell nur von den Küstenpunkten aus möglich. Wenn es den Gesamtwasserstand unter Berücksichtigung aller wesentlichen Partialtiden berechnet, erscheint das "updaten" noch relativ gut durchschaubar.

Weil die Einbeziehung vieler Partialtiden zu aufwendig wäre und diese teilweise (wie ggf. eine external surge) am Nordsee-Eingang unzureichend bekannt sind, wird man das Seemodell bedingt auf die Berechnung der Residuen beschränken, wie wir im folgenden Absatz erläutern. Ein "updaten" der Residuen sowie ihre Analyse für die Anfangsverteilung müssen dann von der Ermittlung der Residualwerte an den Beobachtungsorten begleitet sein.

### Konzeption für eine physikalisch-numerische Sturmflutvorhersage

Nach unseren obigen Darlegungen und denen von Abschnitt 1.1 liegt es nahe, für Warnzwecke ein Vorhersagemodell im Anschluß an die numerische Wettervorhersage zu implementieren mit dem Ziel, bei entsprechenden Wetterlagen den möglichen Eintritt von schweren und schwersten Sturmfluten 24 bis 48 h vorher durch Vorausberechnung der ungefahren Wasserstände anzukündigen. Eine Präzisierung dieser Vorhersage mag wie bislang jeweils kurzfristig (6 – 8 h vorher) mit einem der bisherigen empirisch-statistischen Modelle, später sicherlich auch mit einem physikalisch-numerischen Modell geliefert werden.

Das 24 bis 48 h-Vorhersagemodell für die Nordsee sollte nicht die Wasserstände vollständig reproduzieren, sondern nur die Residuen, weil die Mitführung vieler Partialtiden (relativ zum erwartbaren Erfolg) zuviel Aufwand erforderte, und weil eine starke Abhängigkeit des Nordseemodells von einer korrekt ermittelten und am Nordsee-Eingang vorgegebenen external surge einträte. Das Modell sollte aber trotzdem nicht unabhängig von den Gezeiten den meteorologischen Effekt auf die Nordseewasserstände ermitteln (wie ggf. als vorläufiger Behelf von RÜHLAND und SCHMITZ 1976 angeregt). Wegen der nichtlinearen Terme in den Bewegungsgleichungen (advective Beschleunigungsterme, quadratischer Ansatz für den Tangential Schub am Meeresboden) findet zweifellos eine Wechselwirkung zwischen Gezeit und surge statt, über tiefem Wasser weniger bedeutend als über flachem, wo diese Terme nicht vernachlässigbar sind.

Da nun bereits mit einer  $M_2 + S_2$ -Tide die Gezeitenwasserstände für Zeitintervalle 24 bis 48 h relativ gut darstellbar sind, reichen  $M_2 + S_2$  im Wasserstandsvorhersagemodell aus, um dort obige Wechselwirkungseffekte weitgehend zu simulieren. Von den küstennahen Wasserständen des Modells werden ihre  $M_2 + S_2$ -Wasserstände subtrahiert, und man erhält den rein meteorologischen Effekt in der Nordsee als Residuum. Dieses wird dann auf die Küstenpegelorte extrapoliert und zum dortigen, auf bislang übliche Weise berechneten reinen Gezeitenwasserstand, der alle Partialtiden enthält, zum Zwecke der Vorhersage addiert.

Dies wären die Funktionen des Sturmflutvorhersagemodells (4) in Abbildung 2.1 für die Nordsee. In ihm werden die einlaufenden  $M_2 + S_2$ -Tide als Randwerte im Englischen Kanal und am nördlichen Nordsee-Eingang für den gesamten Vorhersagezeitraum vorgegeben. Mit diesen kann dort auch der Einlauf einer external surge berücksichtigt werden; aber hierzu muß ihre Entstehung bekannt, also in einer vorausgegangenen Vorhersagerechnung ermittelt worden sein, die einen Teil des Nordatlantik und den Schelfrand einbeziehen würde (s. Beitrag 2.3 und Abb. 2.6).

\*) Neben dem SFB 94 dient die "Modell-Gruppe Nordsee" (MGN) beim DHI als unverbindliches Informations- und Koordinationsgremium den numerischen Aktivitäten dieser Art in der Bundesrepublik. An der TU Hannover betreibt der SFB 79 "Wasserforschung im Küstenbereich" auch anhand mathematischer Modelle.

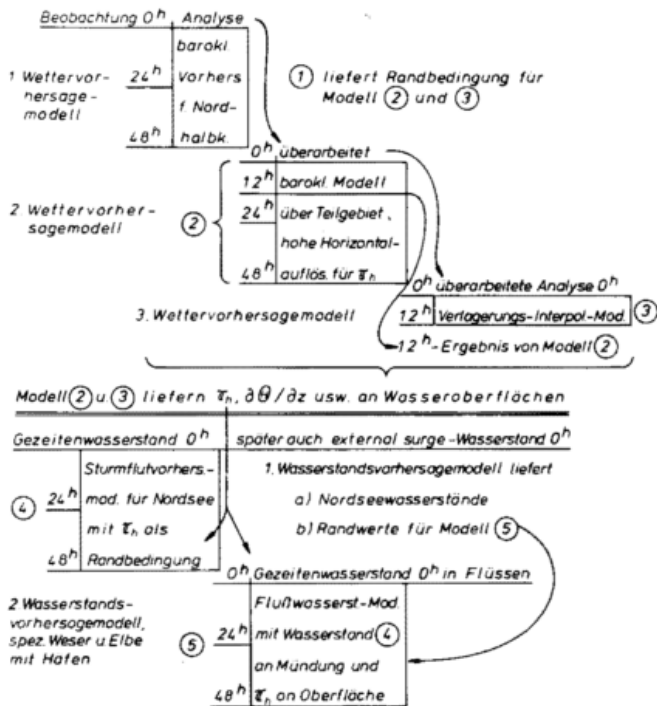


Abb. 2.1: Operationsschema für eine 24 bis 48stündige physikalisch-numerische Sturmflutvorhersage im Anschluß an die numerische Wetterprognose.

Die Antriebswirkungen an der Wasseroberfläche der Nordsee, der Windschub  $T_o$  und das Luftdruckgefälle  $-\nabla_h p_L$ , wären durch meteorologische Modelle zu ermitteln. Zunächst würde man sich mit dem jetzigen baroklinen DWD-Modell mit 254 km Horizontalschrittweite als Ausgang begnügen, in Abbildung 2.1 als Modell (1) bezeichnet. Aber diese Schrittweite erscheint selbst bei Überarbeitung der baroklinen Vorhersagen als zu grob für das Nordseemodell (4), wenn die Richtungsänderungen des Tangentialschubs des Windes an Fronten usw. in ausreichender Weise berücksichtigt werden sollen. Deshalb wäre ein weiteres baroklines Modell (2) in Abbildung 2.1 – wenigstens für den Bereich der Nordsee – mit höchstens halber Schrittweite (127 km)

wünschenswert, das von einer entsprechenden numerische oder von Hand überarbeiteten Analyse ausgehen sollte.

Durch die numerische Analyse und insbesondere durch die Balancierung der Anfangsfelder (= Anpassung von Druck- und Windfeld zur Elimination des Schwerewellen erzeugenden, quellenhaften Anteils des Windvektors) entfernen sich diese Anfangsfelder von den Beobachtungen und verlieren an Details. Die baroklinen Vorhersagen sind daher in den ersten 12 bis 18 h gegenüber der realen Struktur zu ausgeglichen und zu grob für die Berechnung stau effektiver  $T_o$ . Dem wäre durch ein Verlagerungsmodell, ausgehend von der detaillierten Analyse, abzu helfen, das mit der dreistündigen Drucktendenz und nahezu Scherhagschen Vorhersage regeln alter Art eine Vorhersage für die ersten 6 bis 9 h nach Beobachtungstermin liefert, dann aber die weitere Entwicklung der stau wirksamen Wetterlage zwischen diesem Zustand des Verlagerungsmodells um 6 bzw. 9 h und dem engmaschigen Baroklinen Modell (2) um 12 h so interpoliert, daß man einen kontinuierlichen Übergang von dem Verlagerungsmodell 6 h bzw. 9 h zum baroklinen Modell 12 h erhält. Dieses Verlagerungs-Interpolationsmodell, in der Abb. 2.1 mit (3) bezeichnet, müßte offenbar neu entwickelt und erprobt werden. Es dient also nur der Berechnung möglichst detaillierter und realistischer  $T_o$  und  $-\nabla_h p_L$  in den ersten 12 h nach Beobachtungstermin; die  $T_o$  und  $-\nabla_h p_L$  für spätere Termine soll das Modell (2) liefern.

Wenn nun durch Modell (4) für die Nordsee die Vorhersage der Wasserstände und -transporte auf physikalisch-numerischem Wege erfolgt, liegt es nahe, ein entsprechendes Modell (5) (in Abb. 2.1) für die Tideflüsse anzuschließen, zumal darin auch der möglicherweise nicht vernachlässigbare Effekt des Tangentialschubs des Windes an der Flußoberfläche mit in Rechnung gestellt werden kann.

Diese in Abb. 2.1 wiedergegebene Hierarchie von Atmosphären- ((1) bis (3)), Nordsee- und Flußmodellen ((4) und (5)) wird man gewiß nicht ad hoc für den Routinebetrieb implementieren, wohl aber schrittweise und an der Erfahrung orientiert, um schließlich zu einer optimalen Modellkonfiguration für einen sicheren Sturmflutfrühwarndienst zu gelangen.

R. ANNUTSCH, Hamburg

## 2.2 Über das empirisch-statistische Sturmflutvorhersageverfahren des Deutschen Hydrographischen Instituts\*)

Die an der deutschen Nordseeküste beobachteten Wasserstandsänderungen entstehen durch ein kompliziertes Zusammenspiel von Gezeit und meteorologischen Einflüssen. In den Flußläufen kann darüber hinaus auch die Menge des abfließenden Oberwassers einen merklichen Beitrag leisten.

Die Gezeit (I in Abb. 2.2) ist eine relativ gut und für längere Zeit im voraus zu bestimmende Größe. Die Differenz zwi-

schen beobachtetem Wasserstand und vorausberechneter Gezeit wird in Hamburg als "Stau" bezeichnet, der positiv oder negativ sein kann. Der Stau ist überwiegend auf meteorologische Einflüsse zurückzuführen, wobei zwischen lokalen Wirkungen II und Fernwirkung III unterschieden werden muß (Abb. 2.2). Der Begriff "lokal" hat hier nicht die Bedeutung von "am Ort", sondern umfaßt etwa das Seegebiet der Deutschen Bucht.

Dort, wo der Tidenhub im Verhältnis zur Wassertiefe relativ groß ist, sind bei gleichen Windverhältnissen je nach Zustand der Gezeit unterschiedliche Stauwerte zu erwarten. Die aus Beobachtungen abgeleiteten Beziehungen zwischen dem Wind und den durch ihn hervorgerufenen

\*) Auszug aus einem Beitrag des Verfassers "Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung", in: Der Seewart 38 (1977) S. 185 – 202. (Mit freundlicher Genehmigung der Schriftleitung.)



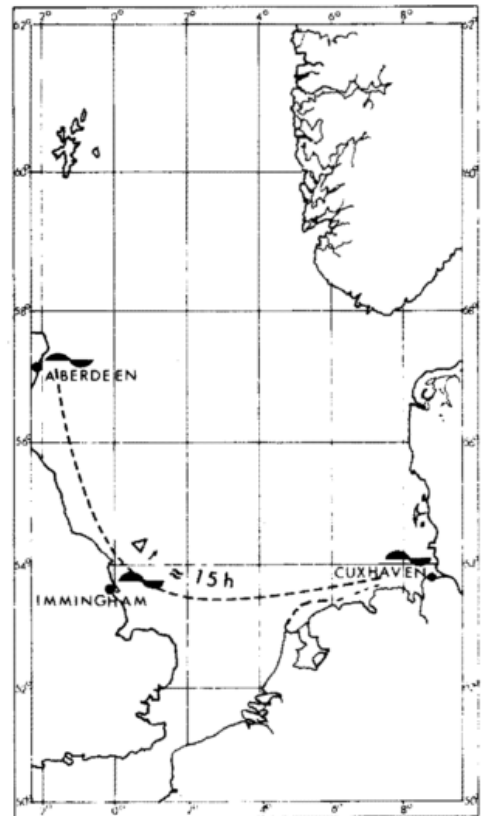
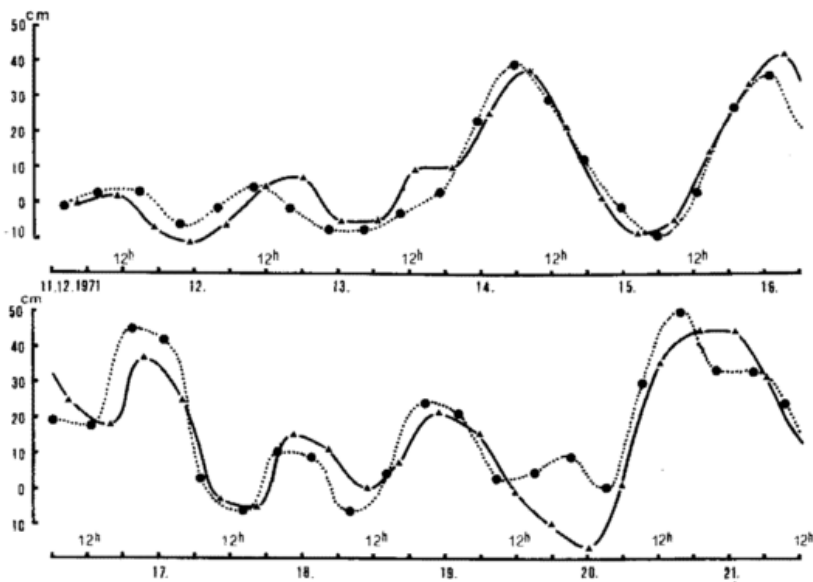


Abb. 2.4

**Einfluß Irerer ozeanischer Wellen (External Surges) auf die Wasserstände in der Deutschen Bucht**

dargestellt anhand des Staus bei Aberdeen ●.....● (um 15h verschoben) und des Reststaus bei Cuxhaven ▲.....▲ in der Zeit vom 11. 12. bis 21. 12. 1971

Stau: arithmet. Mittel aus Hoch- und Niedrigwasserstau  
Reststau: Stau vermindert um den Einfluß des Windes und des Luftdrucks über der Deutschen Bucht

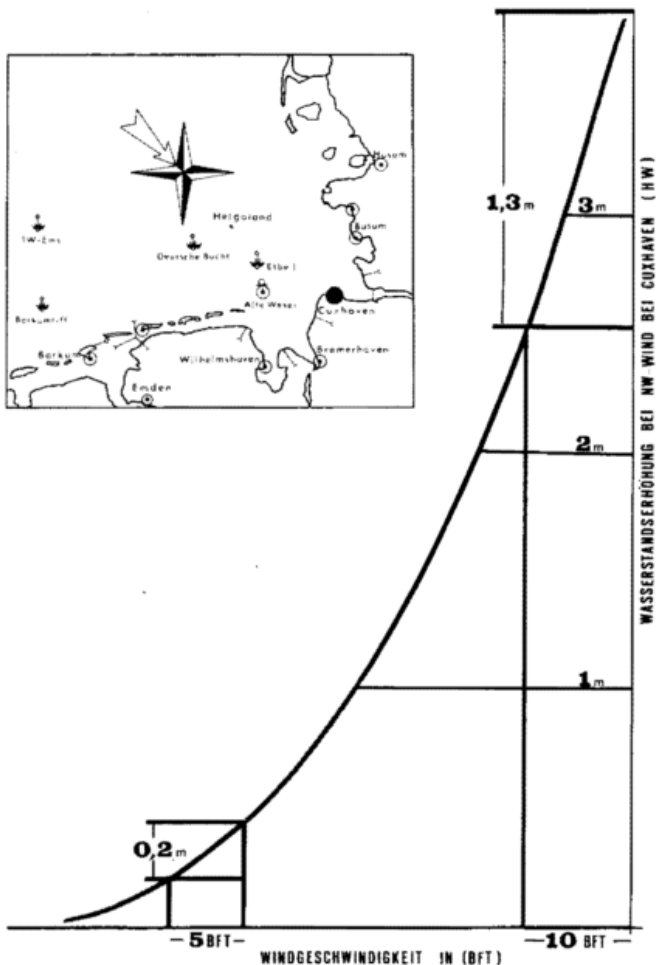


Abb. 2.5: Stauwirkung durch Windschub aus NW bei Hochwasser in Cuxhaven in Abhängigkeit von konstanten (!) Windgeschwindigkeiten.

Infolge lokaler Windwirkung sind an der deutschen Nordseeküste positive Stauwerte bis etwa 4,0 m und negative bis etwa 2,5 m beobachtet worden. Dichte und Stabilität der Schichtung über dem Wasser beeinflussen die Schubkraft des Windes.

Alle bisher genannten meteorologischen Größen tragen zur Stauentwicklung bei. Die zahlenmäßige Beziehung zwischen Ursache und Wirkung wurde aus langjährigen Beobachtungen mittels komplizierter Rechenverfahren abgeleitet, die zum Teil nur mit Elektronenrechnern durchgeführt werden konnten. Am Deutschen Hydrographischen Institut wurde ein mathematisches Verfahren entwickelt, in dem astronomische und meteorologische Glieder in einem Gesamtansatz gleichermaßen berücksichtigt werden. Hiermit gelang die Reproduktion stündlich beobachteter Wasserstände über einen Zeitraum von 19 Jahren mit einem mittleren Fehler der Darstellung von etwa 0,1 m. In einzelnen Fällen traten aber auch weit größere Fehler auf. Ein Grund hierfür liegt darin, daß mangels Beobachtungsmaterials der meteorologische Teil des Ansatzes nur die Verhältnisse in der Deutschen Bucht berücksichtigte. In den meisten Fällen konnten die Fehler auf den Einfluß von external surges (= Fernwellen) zurückgeführt werden.

Abbildung 2.4 zeigt, wie gut der mit dem Verfahren nicht zu erfassende Reststau mit den bei Aberdeen beobachteten Fernwellenanteilen übereinstimmt. Theoretisch können Fernwellen etwa 15 Stunden vor ihrem Eintreffen in die Deutsche Bucht gemeldet werden; praktisch hängt diese Zeitspanne davon ab, ob die Beobachtungsstation besetzt ist und wann die Daten übermittelt werden können. Hierzu sei erwähnt, daß "Sturmfluten" nicht unbedingt mit Sturm

verbunden sein müssen. Astronomisch bedingte Abweichungen vom mittleren Hochwasser von 0,3 m sind alle 14 Tage zu erwarten (Springtide). Zu bestimmten Zeiten können sie sogar 0,6 m betragen. Läuft in einem solchen Falle eine Fernwelle in die Deutsche Bucht, die den Wasserstand um weitere 0,7 m erhöht, wird die Sturmflutmarke bereits erreicht, ohne daß das leiseste Lüftchen spürbar ist.

Somit steht ein Wasserstandsvorhersageverfahren zur Verfügung, das den Anforderungen der Praxis hinreichend genau genügt, vorausgesetzt, die erforderlichen Prognosen der meteorologischen Eingangsgrößen können rechtzeitig und genau genug erfolgen. Wie groß die Genauigkeit der Windvorhersage sein muß, kann anhand der Abbildung 2.5 demonstriert werden. Sie zeigt, wie der windbedingte Stau bei stauwirksamster Windrichtung von der Windgeschwindigkeit abhängt. Der Wasserstand reagiert schon auf geringe Unterschiede der Windgeschwindigkeit, und zwar um so mehr, je größer die Windstärke ist. Bei Windstärke 5 Bft beträgt die theoretische Schwankungsbreite der Wasserstandsänderung nur 0,2 m, bei Windstärke 10 Bft sind es aber bereits 1,3 m. Man kann sich vorstellen, welche Anforderungen gerade bei hohen Windgeschwindigkeiten hinsicht-

lich der Prognose an den Meteorologen gestellt werden. Ähnliche Schwierigkeiten treten auch bei der Prognose der Windrichtung auf, besonders dann, wenn die vorhergesagte Windrichtung im Bereich der stauunwirksamen Windrichtungen liegt (s. Abb. 2.3). Ein verhältnismäßig geringes Abweichen der aktuellen Windrichtung nach der einen oder anderen Seite kann einen Vorzeichenwechsel des Staus bedingen. Bei höheren Windgeschwindigkeiten können hieraus beträchtliche Stauabweichungen resultieren.

Im praktischen Vorhersagebetrieb werden die theoretisch ermittelten Werte ständig mit den beobachteten Werten verglichen. Größere Differenzen werden registriert, wenn möglich auch analysiert, und als Korrektur angebracht. Das beschriebene empirisch-statistische Verfahren wurde an der ehemaligen Deutschen Seewarte von H. RAUSCHELBACH in primitiverer Form eingeführt. Es ist seit etwa 50 Jahren in Gebrauch und seitdem immer mehr verbessert worden, u.a. durch G. TOMCZAK 1960. Es hat sich in der Praxis als durchaus wirkungsvoll erwiesen und erfordert ein Minimum an personellem, technischem und damit auch finanziellem Aufwand.

N. S. HEAPS, Birkenhead

## 2.3 Ein engmaschiges numerisches Modell für die Nordsee\*)

A. M. DAVIES (1976a) hat ein zweidimensionales numerisches Modell für die Nordsee konzipiert, das mit der Kontinuitätsgleichung und den vollständigen Bewegungsgleichungen in Kugelkoordinaten als Differenzgleichungssystem operiert. Im Gegensatz zu einem grobmaschigeren Schelf-Modell (Abb. 2.6) mit äußeren Grenzen jenseits der Britischen Inseln und einer Schrittweite von zonal  $1/2^\circ$ , meridional  $1/3^\circ$  verwendet dieses Modell zonal  $1/6^\circ$ , meridional  $1/9^\circ$  Schrittweite. Diese Auflösung ist beträchtlich feiner als die in den zuvor z.B. von J. C. DUUN-CHRISTENSEN (1971) benutzten Nordseemodellen und gestattet, die flachen Küstenbereiche genauer im Modell zu erfassen als bislang. Das feine Differenzgitter für die Nordsee mit Parallelkreisen und Meridianen, die mit dem Schelf-Modell zusammenfallen, löst mit  $\sim 12,33$  km auch höher auf als das des SFB 94 (Abb. 2.9) mit  $\sim 22$  km.

Dieses Nordseemodell lief zusammen mit dem grobmaschigeren Schelf-Modell für die Sturmflutperioden vom 28.3. bis 6.4.1973 (A. M. DAVIES und R. A. FLATHER 1977) und vom 4.11. bis 18.12.1973 (A. M. DAVIES 1976b).

Für diese beiden Vorhersageperioden wurden jeweils zwei Rechnungen mit dem (grobmaschigeren) Schelf-Modell ausgeführt, nämlich eine speziell für die  $M_2 + S_2$ -Tide

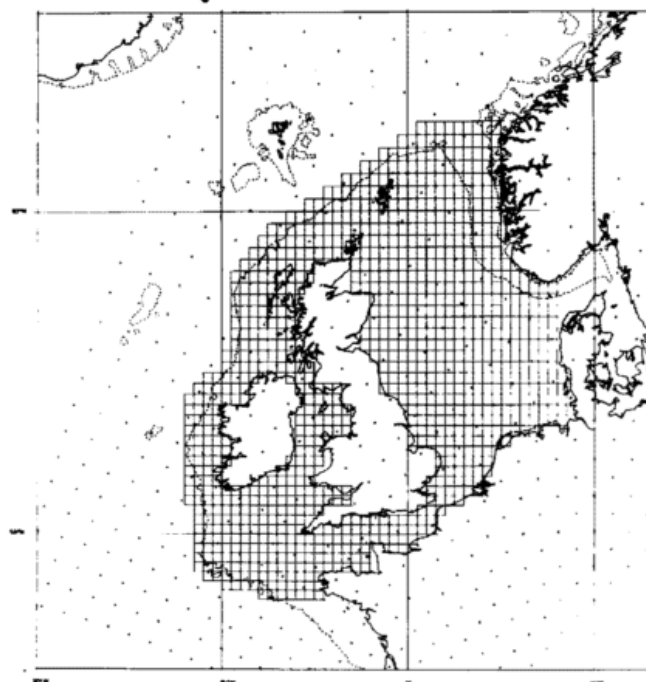


Abb. 2.6: Differenzgitter des Schelf-Modells mit ca. 37 km Schrittweite. Gestrichelt eingetragen die 183 m-Tiefenlinie. Die isolierten Punkte im Bild sind Netzpunkte des 10-Flächen-Wettervorhersagemodells des britischen Wetterdienstes. Gitterpunktabstand 80 km. — Das britische Nordseemodell verwendet ein Drittel der Schrittweite des Schelf-Modells, 12,3 km.

\*) Übersetzung aus:

N. S. HEAPS, Development of storm-surge models at Bidston. Report No. 53, 1977, des Institute of Oceanographic Sciences, Bidston Observatory, Birkenhead, U.K. Mit freundlicher Genehmigung des Assistent-Directors des Instituts.

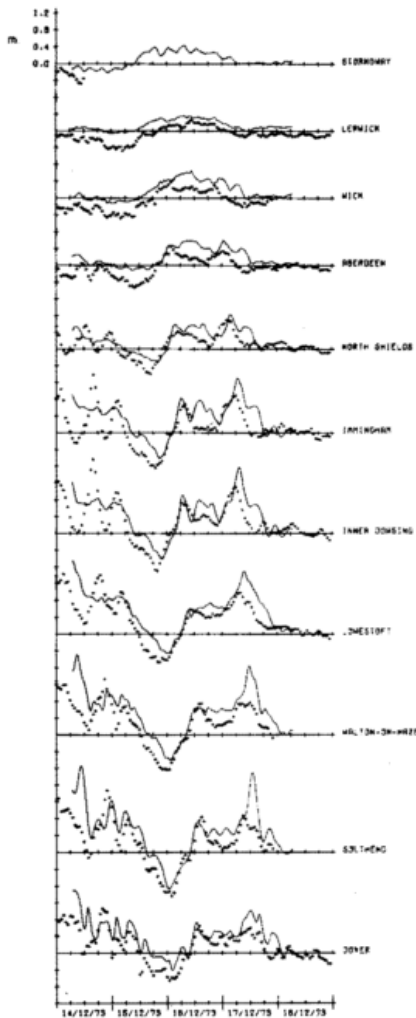


Abb. 2.7: Sturmflutwasserstände in britischen Häfen für die Periode 14. bis 18.12.73. Die Punkte sind (beobachtete) Pegelstände; die Kurven geben mit dem Schelf-Modell berechnete Wasserstände wieder.

und eine zweite für diese Tiden unter Einschluß der meteorologischen Effekte.

Die Differenz zwischen diesen beiden Lösungen lieferte die Residualwasserstände der Sturmflut unter Einschluß der Wechselwirkungseffekte zwischen meteorologisch und astronomisch bedingter Tide. Die von diesem Schelf-Modell abgeleiteten Ergebnisse (für die Zeit vom 14.12. bis 18.12.73) sind in Abb. 2.7 wiedergegeben.

Die Entwicklung des Windschubs und des Druckgradienten zur Eingabe in das Nordsee-Modell erfolgte in gleicher Weise wie beim Schelf-Modell. An den offenen Grenzen des Nordsee-Modells, die zwischen Schottland und Norwegen im Norden liegen und im Süden quer über den Englischen Kanal laufen, wurde eine die Wasserstände spezifizierende Bedingung befriedigt, nämlich

$$\zeta = \zeta^{(s)} + \sum_i \zeta^{(i)} \quad (1)$$

Dabei bedeuten  $\zeta^{(s)}$  der residuale Sturmflutwasserstand (= Gesamtwasserstand minus Gezeitenwasserstand)

$\zeta^{(i)}$  die durch die Gezeitenkonstituente  $i$  bedingten Wasserstandsanteile. Es wurden nur die Gezeiten-

konstituenten  $M_2$  und  $S_2$  betrachtet ( $i = 1, 2$ ). Zur Ermittlung von  $\zeta^{(s)}$  wurden die Residualwasserstände, die mit dem Schelf-Modell berechnet worden sind, herangezogen und linear für die Netzpunkte der offenen Grenzen des Nordsee-Modells interpoliert. Entlang seiner nördlichen offenen Grenze wurden die beobachteten Residualwasserstände (= beobachteter Wasserstand minus vorausberechneter Gezeitenwasserstand) von Wick (Schottland) verwendet, um diese Eingaberessiduen (an die Beobachtung) anzupassen. Auf diese Weise wurden zu jedem Zeitpunkt die Residuen zwischen der schottischen Küste und dem Meridian von Greenwich (aus dem Schelf-Modell) mit einem Inkrement versehen, das sich mittels linearer Interpolation zwischen den beobachteten minus berechneten Wasserständen (des Schelf-Modells) bei Wick und dem Wert Null bei  $59^\circ 20' W$ ,  $0^\circ E$  ergibt. Von dem gemäß Gl. (1) erhaltenen  $\zeta$ -Wert für den Gesamtwasserstand wurde derjenige,  $\sum \zeta^{(i)}$ , abgezogen, der als Lösung für die (astronomische) Tide allein, mit  $\zeta^{(s)} = 0$  in (1), resultiert, um den eigentlichen Sturmflutefekt zu erhalten.

Die Wirkung der Einführung von beobachteten Wasserständen bei Wick wird an der Simulation der Sturmflut vom

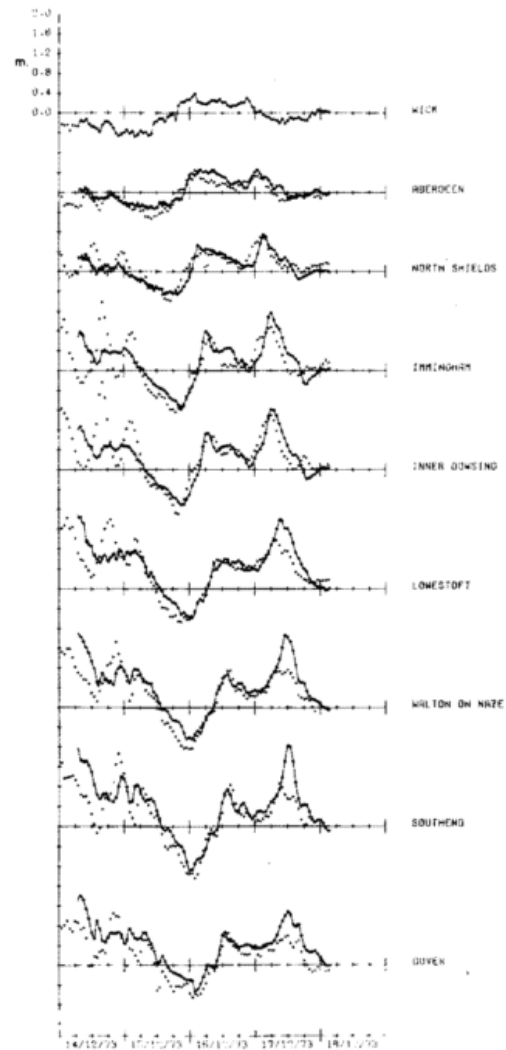


Abb. 2.8: Kurven zeigen die mit dem Nordsee-Modell berechneten Wasserstände für die Zeit vom 14. bis 18.12.73 analog Abb. 2.7; Punkte stellen (beobachtete) Pegelstände dar.

19. bis 20.11.73 nachgewiesen. Das Schelf-Modell liefert einen Fehler von annähernd 0,25 m bei Wick zur Zeit des Wasserstandsmaximums, und dieser Fehler pflanzt sich verstärkend in der Nordsee fort und ruft im Wasserstandsmaximum von Southend eine Abweichung von 0,5 m hervor (nicht abgebildet).

Die Einführung von beobachteten Wasserständen bei Wick in das Nordseemodell reduziert diesen Fehler; hiermit liefert dieses Modell eine nahezu vollkommene Übereinstimmung zwischen den berechneten und beobachteten Sturmflutmaxima entlang der Ostküste von England.

Weiterhin übertrieb das Schelf-Modell die Wasserstände bei Wick bis zu 0,4 m während der Sturmflutperiode vom 14. bis 18.12.73. In diesem Falle erhielt man durch die Einführung der Residuen bei Wick in das Nordsee-Modell eine Reduktion des mittleren quadratischen Fehlers in den berechneten Sturmfluthöhen an Nordseehäfen in der Größenordnung von 0,2 m. Abb. 2.7 bzw. 2.8 zeigen die von dem Schelf- bzw. Nordsee-Modell für diese Sturmflut-

periode abgeleiteten Gänge der Residualwasserstände mit den (als Punkte) eingetragenen beobachteten Residuen. Offensichtlich können im Falle von Flutwellen, die außerhalb der Nordsee erzeugt wurden (external surges) und anschließend in diese über die Nordgrenze hineinwandern, kleine durch das Schelf-Modell produzierte Fehler im nördlichen Nordseebereich zu signifikanten Fehlern in der Southern Bight \*) führen. Die Einführung von Beobachtungsdaten entlang der offenen Grenzen des Nordseemodells gibt eine Handhabe zur Reduktion derartiger Fehler. Für interne Sturmflutwellen (internal surges), insbesondere solche, die in der Southern Bight selbst entstehen, scheinen das Schelf-Modell und das Nordsee-Modell ähnliche Ergebnisse zu liefern; der dominierende Effekt ist dann unmittelbar meteorologisch, während externe Störungen einen relativ unbedeutenden Einfluß haben.

\*) = Nordsee-Areal zwischen  $\sim 51^\circ$  und  $53^\circ$  N östlich der Straße von Dover.

G. FISCHER, Hamburg

## 2.4 Ergebnisse der Sturmflutvorhersage-Modellierung im SFB 94 \*)

### Einleitung

Seit mehr als zwei Jahrzehnten werden mathematisch-numerische Modelle mit wachsendem Erfolg eingesetzt, um das Wetter bis zu 5 Tagen vorherzusagen. Auf einer ähnlichen Basis wurden ozeanographische Modelle entwickelt, welche Strömungen und Wasserstände unter dem Einfluß des Windes und anderer Kräfte berechnen.

Es scheint deshalb als ein logischer Schritt, diese Modelle zu einer einzigen Methode zu vereinen mit dem Ziel, vor drohenden Sturmfluten ein bis zwei Tage im voraus zu warnen.

Eine Gruppe von Meteorologen und Ozeanographen des SFB 94 (Meeresforschung in Hamburg) begann vor ungefähr fünf Jahren, diese Idee für Sturmflutprognosen im Gebiet der Nordsee in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Hydrographischen Institut und dem Deutschen Wetterdienst nutzbar zu machen. Unabhängig hiervon wurde diese Methode auch am Institut für Ozeanographische Wissenschaften in Birkenhead UK ausgearbeitet (s. FLATHER u. DAVIES 1976). Die Entwicklung eines eigenen meteorologischen Modells, das außer für Sturmflutrechnungen auch für die Simulation der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre eingesetzt werden sollte, brachte es mit sich, daß die Rechnungen erst im vorigen Jahr in Angriff genommen werden konnten. Die andere Komponente der Methode, das Nordseemodell, ist bereits seit vielen Jahren im Institut für Meereskunde der Universität Hamburg im Einsatz; es geht zurück auf W. HANSEN (1954).

Geplant ist die Nachrechnung einer Anzahl vergangener Nordseesturmfluten, um die Qualität dieses Verfahrens zu testen und zu prüfen, inwieweit es im Routinedienst Verwendung finden kann. Bei den Praktikern ist einige Skepsis zu bemerken. Sie bezweifeln, daß die Methode genügend genau ist, um für derartig folgenschwere Ereignisse, wie Sturmfluten sie vielfach darstellen, Verwendung finden zu können. Dabei spielen psychologische Gesichtspunkte gewiß eine wichtige Rolle. Natürliche besitzen derartige Vorhersagen – besonders aufgrund des meteorologischen Modells – Unsicherheiten, die durch die Statistik belegt und nicht wegzudiskutieren sind (s. BUSCHNER et al. 1973 bezüglich der früheren Vorhersagemodelle des DWD).

Auf der anderen Seite gibt es keinen besseren Weg, um über ein bis zwei Tage im voraus wertvolle Information über die zu erwartende Wetter- und damit Wasserstandsentwicklung zu bekommen, als auf der Basis solcher auf streng physikalischen Gesetzmäßigkeiten beruhenden Modelle.

Bisher wurde ein Sturmflut-Fall, der des 2./3. Januar 1976 untersucht, und zwar in zwei Experimenten, die sich nur in der Behandlung von kleinräumigen physikalischen Prozessen in dem atmosphärischen Modell unterscheiden. Hier werden die Ergebnisse vorgestellt, welche sich aus dem zweiten Experiment mit verbesserter Physik ergaben.

Neben dem vom atmosphärischen Modell vorhergesagten Winddaten, sind auch beobachtete Windwerte in das Nordseemodell eingefüttert worden, um eine Anschauung von dem zu bekommen, was das Nordseemodell unter idealen Voraussetzungen zu leisten vermag. Die Resultate wurden dann mit Pegelmessungen an einigen Küstenstationen verglichen. Zunächst sei nur das meteorologische Modell beschrieben.

\*) Sonderforschungsbereich 94 (Meeresforschung Hamburg)

## Das meteorologische Modell

Die thermo- und hydrodynamischen Gleichungen wurden derart in Differenzenform umgeschrieben, daß zur Sicherung numerischer Stabilität gewisse Integraleigenschaften erhalten bleiben (ROECKNER 1978). Das sphärische Gitternetz, über der gesamten Nordhalbkugel aufgespannt, besitzt eine horizontale Auflösung von  $1,4^\circ$  in der Breite und  $2,8^\circ$  in der Länge; das entspricht in mittleren Breiten einem Abstand von 150 km zwischen benachbarten Gitterpunkten (Abb. 2.9). Vertikal ist die Atmosphäre in acht Schichten unterteilt, wobei die unterste in der Höhe  $H \approx 500$  m liegt. Hier werden die Windgeschwindigkeit  $v_H$  und die Feuchte  $q_H$  direkt prognostiziert. Diese Variablen gestatten zusammen mit dem Bodendruck  $p_L$ , der ebenfalls direkt vorhergesagt wird, und den vorgeschriebenen Bedingungen der Unterlage, d.h. der Oberflächenrauigkeit  $z_o$  und der Oberflächentemperatur  $T_s$  des Wassers, in der einen oder anderen Weise die vom Nordseemodell geforderte Bodenschubspannung  $T_o$  zu gewinnen. In dem hier vorgestellten Experiment erfolgte die Festlegung von  $T_o$  in einer relativ einfachen Weise, wobei nur der geostrophische Wind am Boden  $v_{go}$  und die Stabilität der Schicht-

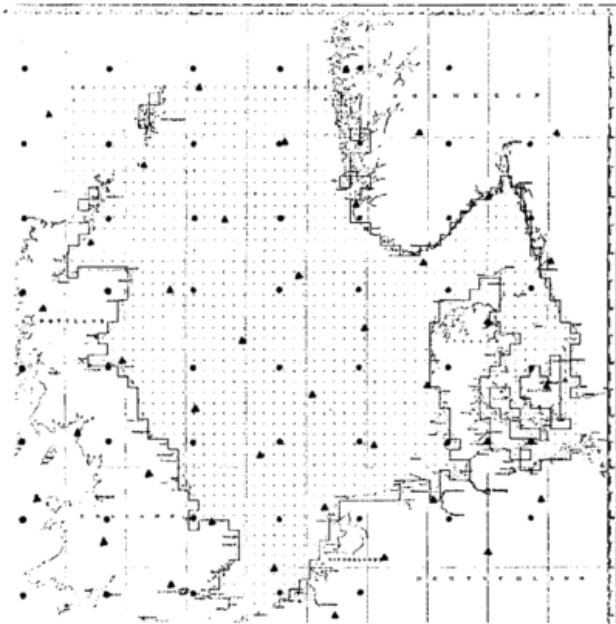


Abb. 2.9: Gitternetz des Nordseemodells des SFB 94 mit ca. 22 km Schrittweite (Kreuze), beim Institut für Meereskunde der Universität Hamburg und beim DHI in Gebrauch; Gitterpunkte (dick markiert) des Atmosphärenmodells des SFB 94 (Meteorol. Inst. d. Univ. Hamburg) mit ca. 150 km Schrittweite, an denen der Bodendruck berechnet wird.

Zusatz der Redaktion: Die massiven Dreiecke sind Netzpunkte des gegenwärtigen baroklinen DWD-Modells in der  $60^\circ$ -stereogr. Projektions-ebene (ihre Verbindungslinien sind gekrümmt in dieser Mercatorprojektion) mit 254 km Schrittweite. Diesem Netz, unterteilt auf 63,5 bzw. 25,4 km, sind die Seemodelle der FU Berlin angepaßt.

ung  $\Delta T = T_L - T_s$  Berücksichtigung fanden. Die hierzu benutzte Beziehung lautet (s. HASSE 1974):

$$T_o = \rho_L C_D \gamma |v_o| v_o \quad (1)$$

$$|v_o| = (0,54 - 0,012 \Delta T) |v_o| + 1,68 - 0,015 \Delta T$$

$$C_D = (1,18 + 0,016 |v_{go}|) 10^{-3} \quad (v_{go} \text{ in m/s}),$$

wobei  $\gamma$  ein Korrekturfaktor ist, der so bestimmt wurde, daß im Mittel eine optimale Übereinstimmung der berechneten und gemessenen Wasserstände resultiert. Es ergab sich

$$\gamma = 1 \text{ für die Nachrechnung aufgrund der Beobachtungen} \quad (2)$$

$$\gamma = 1,55 \text{ für die Vorhersage aufgrund des meteorologischen Modells}$$

Der Ablenkungswinkel des wahren vom geostrophischen Wind ist eine Funktion von  $\Delta T$ ; er bewegt sich zwischen  $8^\circ$  bei labilen und  $23^\circ$  bei sehr stabilen Verhältnissen.

Das meteorologische Modell berücksichtigt im übrigen Kondensationsvorgänge, ferner sind Unterschiede in der Bodenrauigkeit zwischen Kontinent und Meer einbezogen. Der Einfluß von Gebirgen ist in diesem Experiment noch vernachlässigt, wird aber später eingefügt werden.

Die Vorhersage wurde mit dem über der Nordhemisphäre beobachteten atmosphärischen Zustand des 2. Januar 12 h gestartet, und endete 36 Stunden später, am 4. Januar 00 h. Der Orkan erreichte seine größte Stärke in der Deutschen Bucht in den Vormittags- und Mittagsstunden des 3. Januar, d.h. ungefähr 24 Stunden nach Beginn der Rechnung.

## Das Nordseemodell

Diesem Modell liegen die hydrodynamischen Gleichungen für Flachwasserbedingungen in nichtlinearer Form zugrunde, wobei die Nordseeregion mit einem Gitternetz von ungefähr 22 km (Abb. 2.9) überdeckt ist. An den offenen Rändern wird der Wasserstand vorgeschrieben <sup>\*</sup>, der sich aus der  $M_2$ -Gezeit ergibt; an den Küsten verschwindet die Normalkomponente der Strömung.

Die aus (1) resultierende Windschubspannung wird aus dem Nordseemodell in bestimmten Zeitabständen übergeben, welches daraus die Wasserstände an den Gitterpunkten errechnet. Dieses erfolgte, wie schon erwähnt, einmal mit den vom meteorologischen Modell vorhergesagten Daten ( $\gamma = 1,55$  in (1)), zum anderen mit Windwerten, die sich aus einer nachträglichen vom Seewetteramt Hamburg durchgeführten sehr sorgfältigen Analyse des beobachteten Druckfeldes ergaben ( $\gamma = 1$  in (1)).

<sup>\*</sup>) Vorzugeben sind hier entweder die Wasserstände oder die Normaltransporte für den gesamten Zeitraum der Vorhersagerechnung. Diese wird daher ähnlich wie das Wettervorhersagemodell für die Nordhalbkugel auch seitens der Randwerte mit einer Unsicherheit belastet, die sich mit zunehmender Vorhersagefrist bemerkbar macht.

## Ergebnisse mit dem meteorologischen Modell

Wir konzentrieren uns auf den Nordseebereich: In Abb. 2.10 ist die Zugbahn der mit dem Orkan verbundenen Zyklone aufgetragen – berechnet und beobachtet –, wobei eine beachtenswerte Übereinstimmung zwischen Modell und Natur zu verzeichnen ist.

Die Bodendruckverteilung am Mittag des 3. Januar, ebenfalls getrennt nach "beobachtet" und "vorhergesagt", ist in Abb. 2.11 dargestellt. Auf den ersten Blick sollte man mit dieser 24stündigen Vorhersage zufrieden sein, jedoch zeigt eine nähere Betrachtung, daß der vorhergesagte Druckgradient, d.h. der vorhergesagte geostrophische Wind, über den südöstlichen Teilen der Nordsee schwächer ist, als die Beobachtungen angeben. Dieser Tatbestand trat beim Routinemodell des Deutschen Wetterdienstes noch ausgeprägter hervor infolge größerer Auflösung. – Das horizontale Gitternetz hatte zu der Zeit noch einen Punktabstand von 381 km; das jetzige DWD-Modell benutzt 257 km.

Der mittlere quadratische Fehler (RMS) des geostrophischen Windes über der Nordsee zeigt, daß die vorhergesagten geostrophischen Winde ungefähr 10 m/s von den beobachteten abweichen, daß die Abweichungen im allgemeinen in unserem Modell etwas geringer ausfallen als im DWD-Modell. Der Fehler der Erhaltungstendenz auf der anderen Seite ergibt sich zu über 20 m/s.

Leider besteht eine Diskrepanz zwischen Modell und Atmosphäre bereits zur Zeit  $t = 0$ ; d.h., schon anfänglich

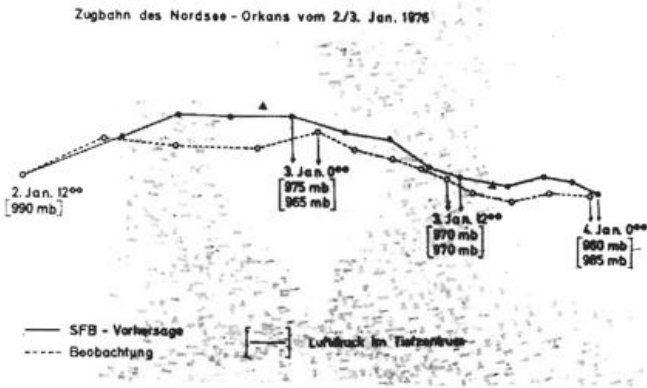


Abb. 2.10: Zugbahnen des Zentrums des Nordweststurms vom 2.1.1976, 12 h bis 4.1.1976, 0 h aus dem Seegebiet westlich Irlands bis in die westliche Ostsee gemäß der 36 h-SFB-Vorhersage (ausgezogen) und nach der Bodendruckanalyse (Beobachtung, gestrichelt). Die beiden Dreiecke geben die Lage des Tiefzentrums nach der entsprechenden baroklinen Vorhersage des DWD am 3.1., 0 h bzw. 3.1., 12 h wieder.

In beiden Vorhersagen, SFB und DWD, blieben die Zentren am 3.1., 0 h gegenüber der Beobachtung etwas zurück, während beide nachfolgend zum 3.1., 12 h dem realen Tief vorauseilten.

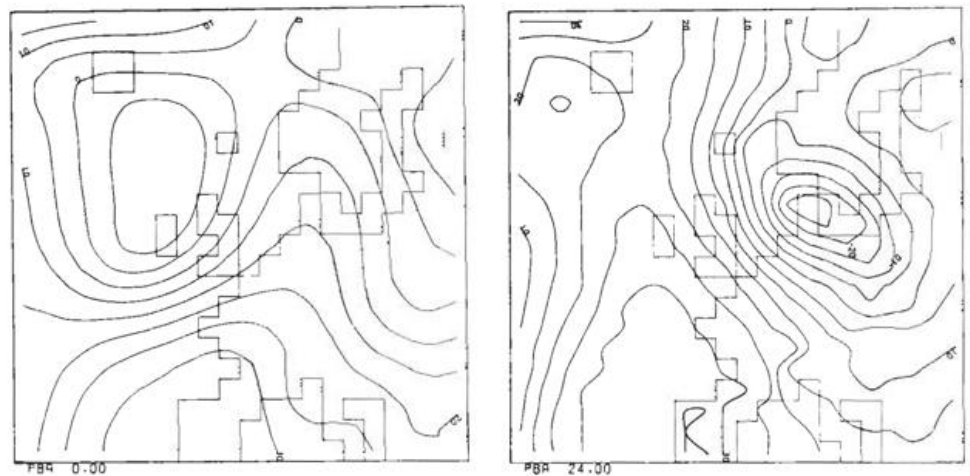
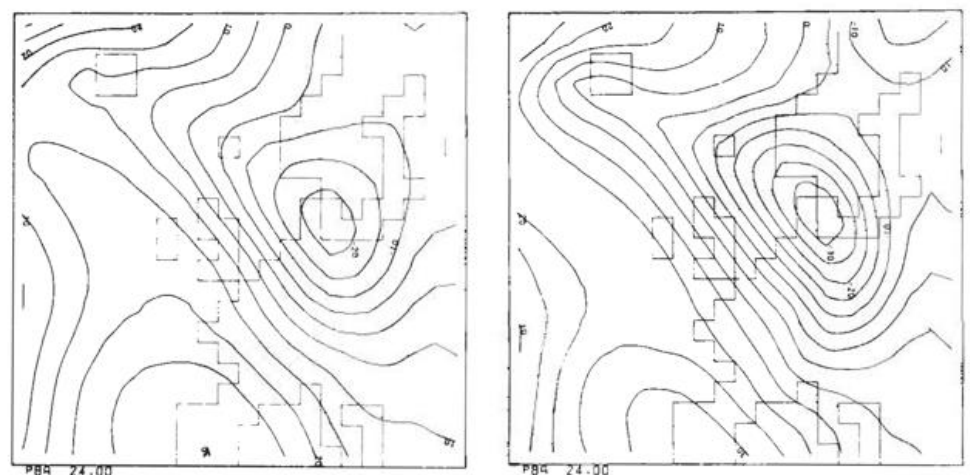


Abb. 2.11: Bodendruckverteilung im atlantisch-europäischen Raum. Oben links: Ausgangssituation (nach der objektiven DWD-Analyse); oben rechts: Beobachtet nach 24 Stunden; unten links: 24stündige DWD-Vorhersage; unten rechts: 24stündige SFB-Vorhersage.

Der hier bedeutungsvolle Unterschied zwischen der Analyse (oben) und beiden Vorhersagen (unten) ist der geringere Druckgradient in den Vorhersagen (s. Text).



besitzt das Modell eine Abweichung gegenüber der im Seewetteramt (SWA) nachträglich angefertigten Handanalyse, die hier als Referenzfeld benutzt wurde. Diese Abweichung rührt daher, daß die Anfangsbedingungen für unser Modell der objektiven DWD-Analyse, die sich auf das grobe 381 km-Netz bezieht, entstammen. Hiermit ist eine Glättung der Daten impliziert, die im vorliegenden Fall die Auswirkung hat, daß die objektive Analyse den Kerndruck der sich entwickelnden Orkanzyklone um ca. 10 mbar zu hoch angibt. Hieraus kann man schließen, daß ein Teil der Vorhersagefehler bereits in den Anfangsbedingungen steckt.

Die schon erwähnte Tatsache, daß der geostrophische Wind von unserem Modell z.T. zu schwach vorhergesagt wurde, kommt auch in der Abb. 2.12 zum Ausdruck, wo der geostrophische Wind, ebenso einige Beobachtungen, über der Deutschen Bucht als Funktion der Zeit aufgetragen sind. Man erkennt, daß der aus den Handanalysen des SWA abgeleitete geostrophische Wind wesentlich höhere Werte annimmt, als der vom Modell prognostizierte. Hier sieht man auch die Notwendigkeit für die Erhöhung des Korrekturfaktors  $\gamma$  in (1) bei Zugrundelegung der vorhergesagten Daten (s. Gl. (2)). In der Abb. 2.12 sind ebenfalls einige beobachtete Windwerte von Feuerschiffen und einer Inselstation aufgetragen; bildet man das Verhältnis zwischen diesem Wind und dem beobachteten geostrophischen Wind, so ergibt sich im Mittel der Wert von 0,56. Dieser paßt gut in den bisher gekannten Rahmen.

#### Wasserstandsberechnungen mit dem Nordseemodell

Die Resultate, die in den nächsten Abbildungen (Abb. 2.13 a, b und c) aufgeführt sind, zeigen folgende Punkte:

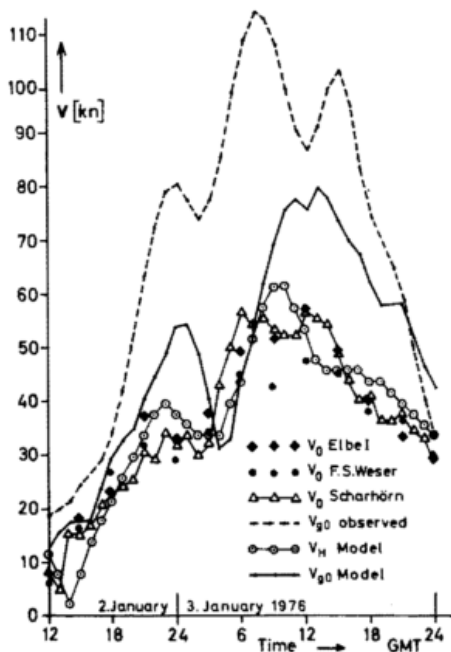


Abb. 2.12: Gang der Windgeschwindigkeit (Betrag) auf den Feuerschiffen Elbe I und Weser sowie auf Scharhörn, Betrag des geostrophischen Windes aus dem beobachteten Bodendruckfeld, Wind des Vorhersagemodells in 500 m Höhe, geostrophischer Wind aus dem vorhergesagten Bodendruckfeld.

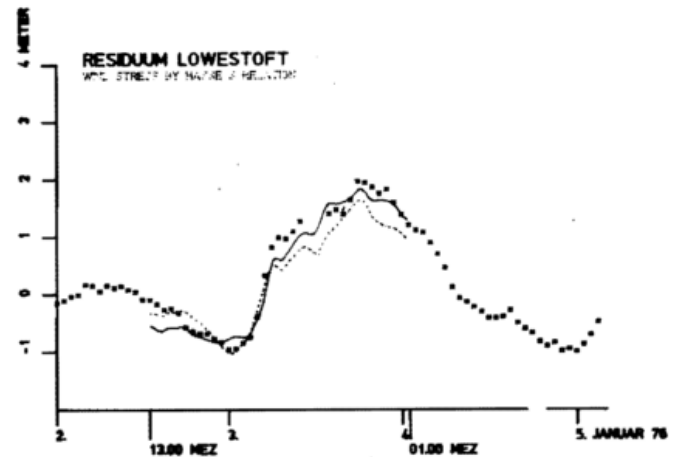
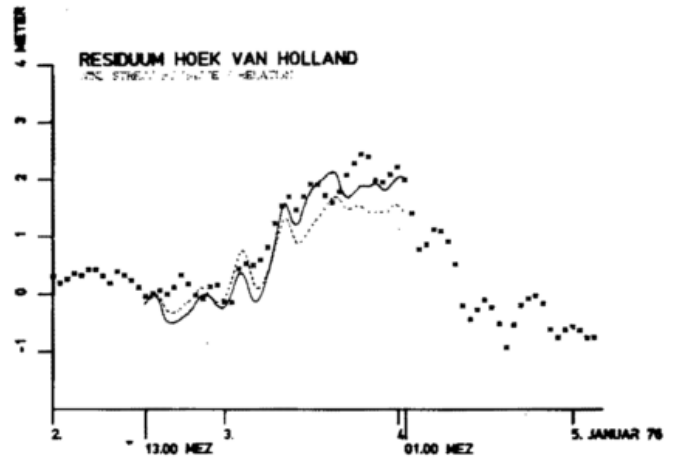
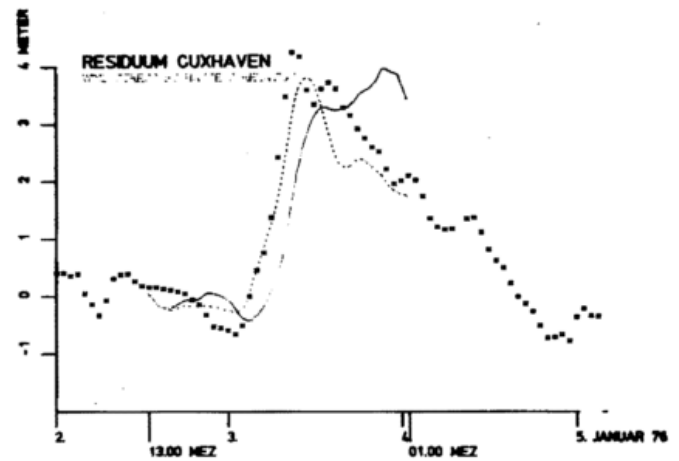


Abb. 2.13: Zeitliche Entwicklung der Residualwasserstände a - c bei a) Cuxhaven, b) Hoek van Holland, c) Lowestoft, England. Dargestellt sind die meteorologisch bedingten Abweichungen gegenüber der ungestörten (astronomischen) Tide.

Gemessen (++) ; vorhergesagt (—) aus vorausgerechnetem Druckfeld; errechnet (---) aus beobachtetem Druckfeld. Die Schubspannung wurde aus (1) bestimmt.



wird. Die Zeit für den Datentransfer würde in der Größenordnung von 20 min liegen, so daß die Sturmflutrechnungen gegen 05.45 GMT bzw. 17.45 GMT beginnen könnten. Jeder Lauf mit dem See-Modell (für die Wasserstandsvorhersage) umfaßt einen Zeitraum von  $0 \text{ h} \leq t_s \leq 29 \text{ h}$ , wobei  $t_s$  See-Modellzeit bedeutet und  $t_s = 0 \text{ h}$  mit  $t_m = 7 \text{ h}$ , also mit 07.00 GMT bzw. 19.00 GMT des jeweiligen Tages übereinstimmt. Der Anfangszustand des Meeres wird direkt von den berechneten Feldern der letzten Wasserstandsvorhersage übernommen ohne Einspeisung von beobachteten Daten (s. hierzu Beitrag 2.1). Wie in Abb. 2.14 angedeutet, wird dadurch die Situation zur Zeit  $t_s = 0 \text{ h}$  in der dritten Vorhersage identifiziert mit der zur Zeit  $t_s = 12 \text{ h}$  in der zweiten Vorhersage, die im vorangegangenen Lauf gespeichert wurde. Wenn aus irgendeinem Grund die zweite Vorhersage nicht zur Verfügung stehen sollte, werden die Felder zur Zeit  $t_s = 24 \text{ h}$  aus der ersten Wasserstandsvorhersage als Anfangsbedingung für die dritte verwendet. Wegen dieser vorsorglichen zweimaligen Datenspeicherung zur Zeit  $t_s = 12 \text{ h}$  und  $t_s = 24 \text{ h}$  während jedes Flutvorhersagelaufs würde somit die fortlaufende Serie von Wasserstandsvorhersagen keine Unterbrechung durch das Ausbleiben einer meteorologischen Vorhersage erleiden. Eine Wasserstandsvorhersage benötigt ungefähr 6 min Rechenzeit auf einer IBM 370/165 (wie sie z.B. in Daresbury steht) und müßte demnach gegen 06.00 GMT bzw. 18.00 GMT für die Weiterverarbeitung verfügbar sein.

Soweit es ohne real time-Übertragung meteorologischer Daten und ohne die notwendige Priorität bei der Computer-

Benutzung möglich ist, hat FLATHER obigen Ablauf getestet, indem er einander überlappende Vorhersagen für den Zeitraum 10. bis 21.11.1973 durchführte. Dabei wurden alle 12 h Wasserstandsvorhersagen erstellt, die sich jeweils über 29 Std. erstreckten.

Diese Experimente zeigten, daß mit den Daten aus der gesamten 36stündigen numerischen Wettervorhersage brauchbare Ergebnisse zu erhalten sind, wenngleich sich die Fehler mit zunehmender Vorhersagezeit vergrößern. Sinnvolle Vorhersagen von sich entwickelnden Flutwellen sind deshalb bis zu 30 Stunden im Voraus möglich.

Es wurden außerdem Testrechnungen ausgeführt, welche die Auswirkung des Ausfalls einer meteorologischen Vorhersage zu verschiedenen Zeiten im Zeitraum 18. bis 20.11.1973 auf die Wasserstandsvorhersage simulieren sollten. Im Falle eines derartigen Ausfalls wurden die Rechnungen mit dem See-Modell fortgeführt wie oben beschrieben, indem man als Anfangsbedingung Daten benutzte, die für die Zeit  $t_s = 24 \text{ h}$  derjenige Lauf des See-Modells lieferte, welcher dem angenommenen Ausfall voranging. Die Ergebnisse deuteten darauf hin, daß der Einfluß eines solchen Ausfalls aller Wahrscheinlichkeit nach nicht über die ersten paar Stunden der folgenden Vorhersage hinauswirkt, was die allgemeine Anwendbarkeit dieses Vorgehens demonstriert.

#### Literatur zu den Abschnitten 1 und 2: Sturmfluten und Sturmflutvorhersage

BROCKS, K.; KRÜGERMEYER, L.

Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. Ber. Inst. f. Radiometeorol. u. Marit. Meteorol. Nr. 14 (1970).

BUSCHNER, W. J.; OECKEL, H.; SCHWIRNER, U.; WEGNER, K. O.

Über den Leistungsstand des baroklinen Modells des Deutschen Wetterdienstes. Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 132 (1973).

DAVIES, A. M.

A numerical model of the North Sea and its use in choosing locations for the deployment of offshore tide gauges in the JONSWAP '76 oceanographic experiment. Dt. Hydrogr. Z. 29 (1976) S. 11–24 (a).

DAVIES, A. M.

Application of a fine mesh numerical model of the North Sea to the calculation of storm surge elevations and currents. Inst. of Oceanographic Sciences, Birkenhead, Report No. 28 (1976) (b).

DAVIES, A. M.; FLATHER, R. A.

Computation of the storm surge of 1–6 April, 1973 using numerical models of the North West European Continental Shelf and the North Sea. Dt. Hydrogr. Z. 30 (1977) S. 139–162.

DUUN-CHRISTENSEN, J. C.

Investigations on the practical use of a hydrodynamic numeric model for calculation of sea level variations in the North Sea, the Skagerak and the Kattegat. Dt. Hydrogr. Z. 24 (1971) S. 210–240.

DUUN-CHRISTENSEN, J. C.

The representation of the surface pressure fields in a two-dimensional numeric model for the North Sea, the Skagerak and the Kattegat. Dt. Hydrogr. Z. 28 (1975) S. 97–116.

FAIRCHILD, J. C.

Model study of wave set-up induced by hurricane waves at Narragansett Pier, Rhode Island. Bull. Beach Erosion Bord 12 (1958) S. 9–20.

FLATHER, R. A.

Practical aspects of the use of the numerical models for surge prediction. Inst. of Oceanographic Sciences, Birkenhead, Report Nr. 30 (1976).

FLATHER, R. A.; DAVIES, A. M.

Note on a preliminary scheme for storm surge prediction using numerical models. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 102 (1976) S. 123–132.

- HANSEN, W.  
Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. *Tellus* 8 (1956) S. 287–300.
- HANSEN, W.  
Hydrodynamic methods applied to oceanographic problems. In: Proc. Symposium on math.-hydrodyn. methods of phys. oceanography, Sept. 1961. *Mitt. Inst. f. Meereskd. Univ. Hamburg* Nr. 1 (1962) S. 25–34.
- HANSEN, W.  
The reproduction of the motion in the sea by means of hydrodynamical-numerical methods. *Mitt. Inst. f. Meereskd. Univ. Hamburg* Nr. 5 (1966).
- HASSE, L.  
On the surface to geostrophic wind relationship at sea and the stability dependence of the resistance law. *Beitr. Phys. Atmos.* 45 (1974) S. 45–58.
- KOOPMANN, G.  
Schwallerscheinungen am 16./17. Oktober 1963 in der Deutschen Bucht. *Dt. Hydrogr. Z.* 16 (1963) S. 231–235.
- KRAUSS, W.  
Interne Wellen. Berlin-Nikolassee 1966. S. 71 ff.
- KRUHL, H.  
Die Sturmflutwetterlagen im Januar 1976. *Die Küste* H. 30 (1976).
- LONGUET-HIGGINS, M. S.; STEWART, R. W.  
Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf beats". *J. Fluid Mech.* 13 (1962) S. 481–501.
- NEUMANN, G.  
Eigenschwingungen der Ostsee. *Arch. Dt. Seewarte* 61 (1941) Nr. 4.
- PETERSEN, M.; ROHDE, H.  
Sturmflut. Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster 1977.
- PHILLIPS, O. M.  
The dynamics of the upper ocean. Cambridge 1977. S. 74.
- RODEWALD, M.  
Zur Entstehungsgeschichte von Sturmflut-Wetterlagen in der Nordsee. *Die Küste* 13 (1965) S. 1–60.
- RODEWALD, M.  
Die historische Nordsee-Sturmserie vom November-Dezember 1973. *Der Seewart* 35 (1974) H. 4.
- ROECKNER, E.  
A hemispheric model for short range numerical weather prediction and general circulation studies. (Eingereicht zur Veröffentlichung in "Contributions to Atmospheric Physics", (1979)).
- RÜHLAND, D.; SCHMITZ, H. P.  
Vorausberechnung winderzeugter Wasserspiegelanlagen der Nordsee im Anschluß an die numerische Wettervorhersage. *Beitr. Phys. Atmos.* 46 (1973) S. 182–197.
- SCHMITZ, H. P.  
On external surges and special meteoro-hydrographical problems in computing storm surges in adjacent seas and lakes by physical methods. In: Proc. Symposium on math.-hydrodyn. methods of phys. oceanography, Sept. 1961. *Mitt. Inst. f. Meereskd. Univ. Hamburg* Nr. 1 (1962) S. 89–112.
- SCHMITZ, H. P.  
Modellrechnungen zu winderzeugten Bewegungen in einem Meer mit Sprungschicht. *Dt. Hydrogr. Z.* 17 (1964) S. 201–232.
- SCHMITZ, H. P.  
Modellrechnungen zur deep water surge-Entwicklung – das external surge-Problem. *Dt. Hydrogr. Z.* 18 (1965) S. 49–70.
- SEIFERT, G.  
Über Zyklonen der gemäßigten Breiten mit starken Deformationen des thermischen Feldes und nach außen gerichtetem Temperaturgefälle. Abschlußbericht d. Forschungsauftrages Nr. T RF 35 RF 350 31039 (1976).
- TIMMERMAN, H.  
On the connection between cold fronts and gust bumps. *Dt. Hydrogr. Z.* 24 (1971) S. 159–172.
- TIMMERMAN, H.  
On the importance of atmospheric pressure gradients for the generation of external surges in the North Sea. *Dt. Hydrogr. Z.* 28 (1975) S. 62–71.
- TIMMERMAN, H.  
Meteorological effects on tidal heights in the North Sea. *Meded. en Verh. K. Nederl. Meteorol. Inst., De Bilt*, No. 99 (1977).
- TOMCZAK, G.  
Über die Genauigkeit der Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. *Dt. Hydrogr. Z.* 13 (1960) S. 1–13.
- WEENINK, M. P. H.  
The "twin" storm surges during 21th–24th December, 1954. A case of resonance. *Dt. Hydrogr. Z.* 9 (1956) S. 240–249.
- WEENINK, M. P. H.  
A theory and method of calculation of wind effects on sea levels in a partly enclosed sea, with special application to the southern coast of the North Sea. *Meded. en Verh. K. Nederl. Meteorol. Inst., De Bilt*, No. 73 (1958).

## Aus dem Deutschen Wetterdienst

### 2. Internationaler Vergleich naßchemischer Ozonsonden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg, 3.–22. April 1978

Die Kenntnis des vertikalen Aufbaus der Ozonverteilung in der freien Atmosphäre gewinnt für Studien über die meteorologischen Vorgänge in diesen Höhen immer mehr an Bedeutung. Hinzu kommt die in letzter Zeit stark in den Vordergrund getretene, lebenswichtige Frage über mögliche anthropogene Einflüsse auf die Ozonschicht der Atmosphäre. Eine Antwort darauf ist ohne genaue Kenntnisse des Verhaltens der Ozonschicht selbst praktisch nicht möglich. Zur Klärung der genannten Probleme sind großräumige Studien und der Einsatz von Ozonmeßgeräten in Satelliten erforderlich. Beide setzen u.a. Vertikalprofile des Ozons von allen Teilen der Erde voraus, wie sie auch im "Global Ozone Research and Monitoring Project" der World Meteorological Organization vorgesehen sind. Diese Daten, gemessen mit verschiedenen Ozonsonden, können aber nur voll benutzt werden, wenn Vergleiche dieser Sonden unter normalen Einsatzbedingungen vorliegen.

Generell eignen sich für die Ozonsondierung sowohl optische als auch chemische Methoden. Aus mehreren Gründen hat sich bereits vor Jahren die naß-

chemische Methode durchgesetzt, so daß bereits 1970 beim ersten internationalen Ozonsondenvergleich am Hohenpeißenberg (1) nur derartige Sonden angemeldet und getestet wurden. Änderungen an allen damals beteiligten Sonden ließen einen neuen Vergleich vor dem "Global Ozone Research Program" als dringend notwendig erscheinen. Die International Ozone Commission (IOC) der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG) schlug deshalb 1976 einen neuen internationalen Ozonsondenvergleich ("possibly at Hohenpeißenberg") vor. Diese Empfehlung wurde von der WMO unterstützt und vom Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes genehmigt. Nach entsprechender Vorbereitung konnte der Vergleich im April 1978 stattfinden. Aufgrund der Ausschreibung durch die WMO meldeten folgende Länder Teilnehmer an:

- USA: 3 Teilnehmer, Electrochemical Concentration Cell (ECC) - Ozon Sonde von Komhyr (2)
- Japan: 2 Teilnehmer, KC-68 Carbon-Iodine Ozon Sonde von Kobayashi und Toyama (3)

- DDR: 2 Teilnehmer, Brewer Ozon Sonde (4), Typ DDR
- Indien: 2 Teilnehmer, Brewer Ozon Sonde (4), Typ India
- Bundesrepublik Deutschland: Obs. Hohenpeißenberg, Brewer-Mast Ozon Sonde (4)

Das indische Team konnte leider nicht teilnehmen.

Das Meßprinzip dieser Sonden ist relativ einfach: Außenluft wird bei bekanntem Durchfluß pro Zeiteinheit (meist 200 ml/min) in einen "Sprudler" mit wäßriger Lösung von Kaliumjodid gepumpt. Durch die chemische Reaktion zwischen einem Ozonmolekül mit einem Kaliumjodidmolekül wird ein Jodmolekül frei, das elektrolitisch mittels zweier Elektroden gemessen wird. Dem ursprünglich vorhandenen, in der Lösung reagierendem Ozonmolekül entspricht schließlich in der externen Verbindung zwischen beiden Elektroden ein elektrischer Strom von 2 Elektronen. Dieser Meßstrom wird elektronisch verstärkt und über einen "signal processor" in eine geeignete Form gebracht, damit die Ozonwerte abwechselnd mit den Werten einer normalen Radiosonde zur Empfangsstation gesendet werden können.

Die notwendige sehr sorgfältige Vorbereitung der Ozonsonden wurde von den einzelnen Teams ausgeführt. Der nicht immer leichte Start (Abb. 1) eines Tandem-Gespans und die Aufnahme der Sonden mittels zweier elektronischer Theodolite war Aufgabe der Mitarbeiter des Observatoriums Hohenpeißenberg.

Etwa 50 m unter dem Ballon, unter den Doppelfallschirmen hing das erste Ozonmeßsystem (Ozonsonde und damit elektrisch verbundene Druck-Temperatur-Feuchtesonde), ca. 10 m tiefer folgte das zweite Meßsystem.

Die Auswertung der Meßfrequenzen auf den Schreibern der Empfangsanlagen war Aufgabe des jeweiligen Teams, dessen Sonde empfangen wurde. Die Berechnung der gesamten Aufstiegswerte erfolgte an der Rechenanlage des Observatoriums. Jede Ozonsonde wurde an jedem Vergleichstag mindestens einmal im Tandemgespann geflogen. Insgesamt konnte während des Vergleichs jedes SONDENSYSTEM 3 mal mit jeder anderen und mindestens einmal gegen sich selbst erfolgreich gestartet und empfangen werden.

Als Beispiel ist in Abbildung 2 ein Ozonagramm mit den Ergebnissen



Abb. 1: Start eines Doppelgespanns beim internationalen Ozonsondenvergleich auf dem Hohenpeißenberg.

eines Doppelaufstieges mit dem KC-68- (Japan) und dem Brewer-Mast-Sonden-Meßsystem (BRD) dargestellt. Beide SONDENSYSTEME zeigen in der Tropo- und unteren Stratosphäre eine sehr gute Übereinstimmung, die in der oberen Stratosphäre abnimmt. Der Grund liegt hier am Meßsystem, nicht am Ozonfühler. Die hier sich unterschiedlich auswirkenden Meßfehler der Druckhöhenbestimmung bewirken eine zunehmende Verschiebung der markanten Punkte der vertikalen Ozonverteilung mit der Höhe.

Eine Veröffentlichung der Ergebnisse ist im Rahmen der "Berichte des Deutschen Wetterdienstes" vorgesehen.

W. ATTMANSPACHER, Hohenpeissenberg

#### Literatur

- (1) ATTMANSPACHER, W.; DÜTSCH, H. U.  
International Ozone Sonde Inter-comparison at the Observatory Hohenpeissenberg. Ber. DWD Nr. 120 (1970).
- (2) KOMHYR, W. D.  
Electrochemical concentration cell for gas analysis. Symposium sur l'Ozone atmosphérique, 2 au 7 Septembre 1968, Monaco, Paris (1969) S. 149-156.
- (3) KOHAYANI, J.; TOYAMA, Y.  
On various methods of measuring the vertical distribution of atmospheric ozone. Pap. Meteorol. Geophys. 17 (1966) No. 2, S. 113-125.
- (4) BREWER, A. W.; MILFORD, J. R.  
The Oxford-Kew ozonesonde. Proc. Roy. Soc. London A 256 (1960) Nr. 1287, S. 470-495.

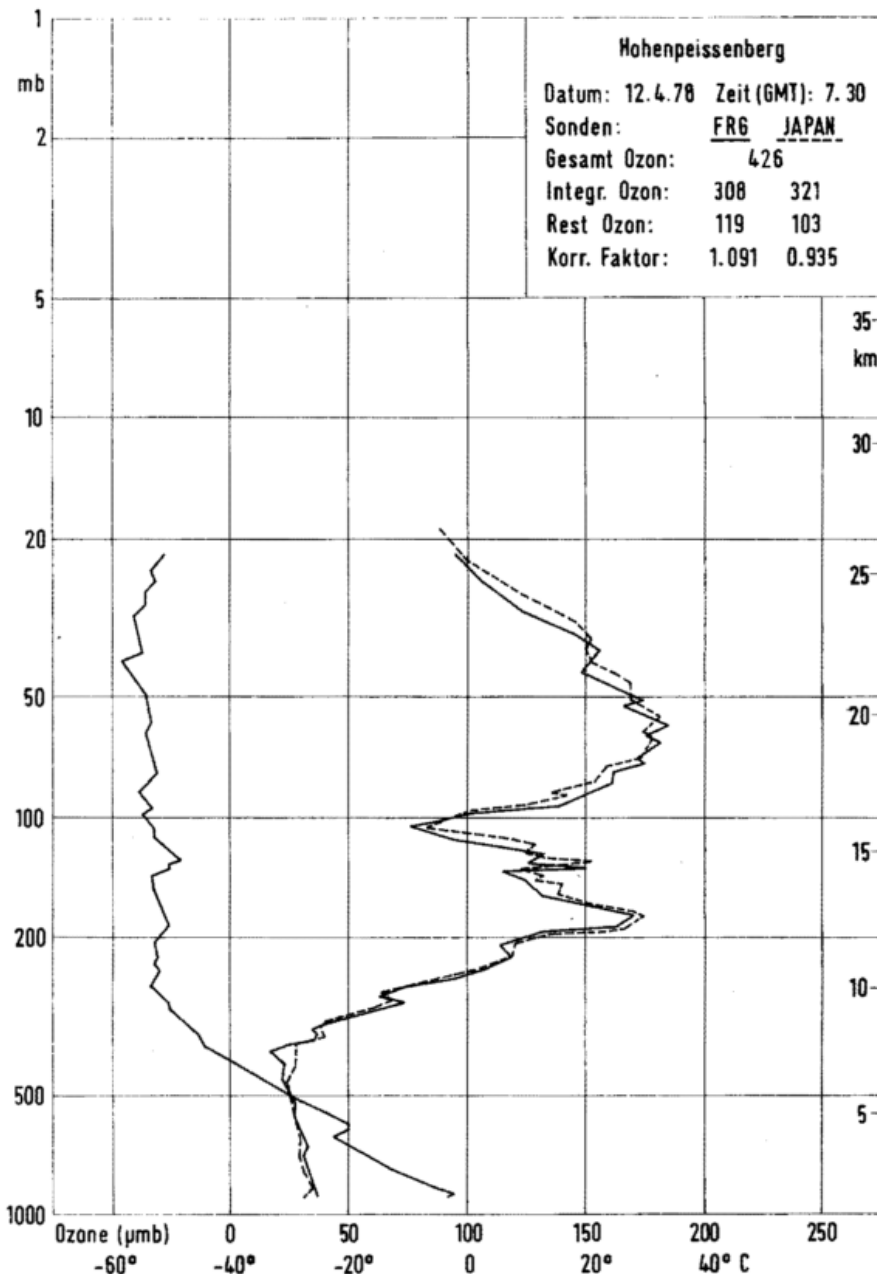


Abb. 2: Ozonogramm eines Doppelaufstieges.

## Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr

### Die Beratung von Hubschraubern beim Einsatz über Flächenbränden

Bei den großen Flächenbränden der Jahre 1975/76 in Niedersachsen erwies sich der Hubschrauber als vielseitiges Instrument zum Einsatz bei Brandkatastrophen, speziell zur Übernahme von Such- und Rettungsaufträgen, zum Löschen aus der Luft und zur Durchführung von Beobachtungs- und Transportaufgaben.

Notwendigerweise erhebt sich die Frage nach dem Flugsicherheitsrisiko und die Forderung nach einer entsprechenden Beratung, wenn Hubschrauber in unmittelbarer Nähe der Brandherde oder direkt über ihnen (etwa über der Flammen- bzw. Feuerwand) operieren; denn die meteorologischen Bedingungen erfahren hier

Veränderungen, welche den Flugzustand *negativ* beeinflussen können.

#### Meteorologische Verhältnisse

Diese sind über der jeweiligen Brandfläche und in ihrer Nähe (bis zu 500 m Entfernung) in keiner Weise mehr mit den sonst aufgrund der allgemeinen Wetterlage anzutreffenden vergleichbar (5):

– Im Kern der Brandherde bzw. direkt über der durch Flammen er-

- kennbaren (bis zu 40 m hohen) Feuerwand werden Temperaturen von 800–1100°C angenommen.
- In etwa 200 m seitlicher Entfernung (in Bodennähe) sind noch Temperaturerhöhungen bis zu 100°C und darüber möglich.
  - In Reaktion mit der weiteren Umgebung resultieren spezielle, stark ausgeprägte Luftzirkulationen mit Strömungsrichtungen, welche erheblich von der ursprünglichen Windrichtung abweichen. Je nach Vorherrschen der lokal angefachten Zirkulation oder der großräumig auftretenden bzw. überlagernden Strömung entsteht bodennah – unmittelbar vor der Feuerwand – durch Sogwirkung ("Entrainment") eine Richtungskomponente zum Feuer hin, während sich oberhalb der Flammenzone Heißluftbereiche mit Aufwinden ("Updrafts") entwickeln, wobei die Größenordnung natürlicher thermischer Aufwinde weit überschritten wird. Turbulenzen sind die Folge.
  - Aufsteigender Rauch verursacht weiträumig eine hochreichende Sichtbehinderung und wächst zusammen oder entwickelt sich zur Cumulus- oder Cumulonimbuswolke (1).
  - Zonen aufsteigender Luft und die Brandwolke selbst sind stark mit Verbrennungspartikeln (Asche, Ruß, Holzstückchen, z.T. noch in glühendem Zustand) angereichert.
  - Bei den intensiven Verbrennungsprozessen, die den Vegetationsbestand bei Flächenbränden erfassen, wird der umgebenden bzw. zuströmenden Luft sehr viel Sauerstoff entzogen und verbraucht (2); H<sub>2</sub>O-Dampf wird neben anderen Verbrennungsprodukten (z.B. CO<sub>2</sub>) erzeugt.

#### Gefahren für den Hubschraubereinsatz

Sie sind mittels folgender Fragestellung zu umreißen:

- Inwiefern existieren gefährliche Auf- oder Abwinde sowie Turbulenzen?
- Besteht Mangel an Sauerstoffzufuhr, und führt dieser zu Triebwerksstörungen bzw. -ausfällen?
- Welche Konsequenzen haben vermehrte Wärmestrahlung und Temperaturerhöhungen der Außenluft für die Besatzung und das Fluggerät und seine Aerodynamik (Triebwerksleistung und Auftrieb)?

#### Bisherige Erfahrungen

Minimum-Flughöhen von Hubschraubern (Turbojet oder Kolbenantrieb) über Flächenbränden oder anderen Brandherden sind in den einschlägigen Vorschriften nicht festgelegt.

Es haben sich Flughöhen von 300 bis 500 ft für alle Hubschraubertypen als zweckmäßig erwiesen; in Abweichung davon sind Luftfahrzeuge des Typs UH-1D vielfach in 250 bis 150 ft geflogen, in Einzelfällen für Such- und Rettungszwecke sogar in 50 ft über der Flammenwand bzw. noch dichter an diese heran.

Als günstig hat sich die Annäherung mit dem Wind, d.h. aus der Luv-Richtung, erwiesen. In vorliegenden Fällen – bei östlicher Strömung – mußte der Anflug von Osten her, evtl. noch von Nord oder Süd, auf keinen Fall aber aus westlichen Richtungen erfolgen.

Das hatte folgende Vorteile:

- der Leebereich, in dem die Wärmeausbreitung zu wesentlich höheren Lufttemperaturen als im Luvbereich geführt haben dürfte, wurde gemieden;
- das Durchfliegen der Brandwolke selbst (Partikelanreicherung, Turbulenzen, Sichtverschlechterung) konnte unterbleiben, weil sie durch den Wind eine starke, seitliche Ablenkung erfuhr;
- kürzere Durchfliegdauer von vertikalen Thermikzonen und Turbulenzen, die nicht an die Rauchwolke gebunden, gleichfalls aber einer gewissen Wegbiegung durch den Wind unterworfen waren.

Tatsächlich wurden extrem starke und gefährliche Turbulenzerscheinungen bei dieser Verfahrensweise durch die Hubschrauberführer nicht registriert; die angetroffenen konnten in allen Fällen ausgesteuert werden.

Über Bereichen, welche die Feuerwand schon passiert hatte, war – mit dem Wind fliegend – sogar eine Flughöhe von unter 50 ft möglich, weil Restbrandherde höchstens noch eine Flammhöhe von 5 bis 8 m entwickelten. Allerdings herrschte hier eine unangenehme und gefährlich erscheinende Sichttrübung bis zu einem Kilometer Flächenbreite. Als Ursache waren vielfach Schwelbrände identifizierbar.

Die berechtigten Befürchtungen, es könnten sich negative Auswirkungen beim Fliegen in unmittelbarer Nähe

der Brandherde durch Sauerstoffmangel einstellen, haben sich nicht bestätigt. Sowohl die in Brandnähe angefachte, spezielle Luftzirkulation als auch die starke Böigkeit der wetterlagenbedingten (Ost-)Strömung waren offensichtlich geeignet, entstehenden Sauerstoffmangel zu kompensieren und eventuelle Überschußfeuchte zu zerstreuen.

Am 4. Juli 1976 wurde der Unfall einer Alouette II registriert, der sich bei Elbergen (Kreis Lingen) in unmittelbarer Nähe eines Waldbrandes ereignete. Aufgrund eines plötzlichen Leistungsabfalls des Triebwerks – so wird vermutet – war eine Fortsetzung des Horizontalflugs des in 100 ft befindlichen Hubschraubers nicht mehr möglich, und eine Autorotationslandung mußte eingeleitet werden.

Die Untersuchungen am Triebwerk der beschädigten Alouette II ergaben keine Hinweise auf Sauerstoffmangel, sondern auf Überhitzungserscheinungen.

Die Wärmestrahlung bei den Flächenbränden wurde als so gravierend empfunden, daß jene Hubschrauber des Typs UH-1D, die in einer Höhe von 50 ft operierten, fast ständig nur mit geschlossenen Seitentüren fliegen konnten. Die Besatzungen mußten sich zum Teil – wegen der Anreicherung der Luft mit Rauch und Verbrennungsgasen – sogar der Atemschutzmasken bedienen. Ferner berichteten alle Luftfahrzeugführer übereinstimmend, daß sie den Eindruck hatten, sich "in ausgesprochen heißen Zonen" zu befinden, und daß erhöhter Leistungsbedarf bei den Triebwerken auftrat, so daß Leistung zu geführt werden mußte. Beispielsweise konnten in 300 bis 500 ft (über Grund) bei Hubschraubern des Typs CH-53 Erhöhungen der Turbinenabgastemperatur von 150°C festgestellt werden; beim Typ UH-1D trat eine Temperaturzunahme von 450°C auf über 600°C ein.

Die größte Gefahr scheint also in der Erhöhung der Lufttemperatur gelegen zu haben; denn die Lufttemperatur beeinflusst sowohl die Triebwerksleistung als auch den aerodynamischen Auftrieb mittelbar über die Luftdichte (4). So haben Leistungsberechnungen zu dem oben genannten Flugunfall ergeben, daß im Falle des Triebwerks (Astazou II) bei Temperaturen von 100°C die Leistung auf ca. 200 PS absinkt; der Minimumbedarf des Hubschraubers beträgt für ca. 1400 kp bei einer Geschwindigkeit von 40 bis 50

kn etwa 170 bis 180 PS. Unter diesen Annahmen war eine nur noch geringe, nicht mehr ausreichende Leistungsreserve übriggeblieben.

Die Aussage des Hubschrauberführers: "Die Maschine hat sehr träge auf die Kommandos reagiert" charakterisiert die Situation. Auch ein Hochziehen des Pitch (kollektiver Rotorblatt-Verstellhebel) hätte hier keine Verbesserung der Lage bewirkt, denn durch erhöhte kollektive Anstellung der Rotorblätter nimmt der Profilwiderstand zu; und in Ermangelung einer Leistungszufuhr (d.h. kein ausreichender Durchsatz der Turbine mehr) tritt eine zusätzliche Sinkbewegung ein (3).

In der fliegerischen Praxis hat es sich als günstig erwiesen, anstelle der Luftdichte die "Dichtehöhe", die sog. "density altitude" zu benutzen. Das ist die Höhe, in der eine gegebene Luftdichte dem Wert der Luftdichte in der Standard-Atmosphäre entspricht.

Bei Temperaturerhöhungen von etwa 25 bis 30°C auf 100°C und mehr müßte auf diese Weise mit der ungewöhnlichen Erhöhung der density altitude in einer Größenordnung von 5 000 bis 10 000 ft (5) gerechnet werden. Derartige Dichtehöhesprünge werden als besonders gefährlich angesehen. Im Falle relativ hoher Zulastung können eine starke Auftriebsverringern und die Minderung der Triebwerkleistung nur dann noch kompensiert werden, wenn das Triebwerk über ausreichende, primäre Leistungsreserven verfügt. Letzteres scheint bei den Hubschraubertypen UH-1D und CH-53 – auch noch in Flughöhen von 50 ft – gewährleistet zu sein, nicht jedoch bei anderen wie beispielsweise der Alouette II, die bei Flughöhen unter 200 ft stark gefährdet ist.

Die Rauchsäule bzw. -wolke selbst oder auch bodennahe Abschnitte mit flächenhafter Verteilung starken Rauchs wurden aus Sichtgründen und wegen gefährlicher Gasbestandteile möglichst gemieden oder nur kurzfristig durchflogen; sie dürften aber mit den aufsteigenden Zonen der jeweils heißesten Luft identisch sein und somit gute Indikatoren für jene Bereiche darstellen, wo die gefährvolle Erhöhung der density altitude ihr Maximum erreichen kann.

#### Empfehlungen

Aus Gründen erhöhter Wärmestrahlung und evtl. gefährlicher Gasbe-

standteile der Luft sollten (bei Flughöhen unter 200 ft in jedem Falle) die Seitentüren geschlossen gehalten und Atemschutzmasken bereitgehalten, erforderlichenfalls auch angelegt werden. Das gilt besonders für den Fall, daß ein Öffnen der Seitentüren unumgänglich ist (beispielsweise bei Windenrettung).

Flughöhen von 300 bis 500 ft erscheinen durchaus noch als günstig. Das generelle Minimum wäre auf 200 bzw. 300 ft je nach Hubschraubertyp festlegbar. Extrem bodennahe Einsätze sollten nur vom Typ UH-1D und dann nur in Ausnahmesituationen durchgeführt werden.

Ein Anfliegen der Brandherde, speziell der Flammenwand, mit dem Wind, d.h. aus der Luv-Richtung, erscheint aus mehreren Gründen zweckmäßig und sicherer.

Zonen starker Rauchentwicklung, die Haupt-Brandwolke selbst und ihre leewärtigen Bereiche sollten in allen Höhenstufen gemieden oder nur auf aller kürzestem Wege durchflogen werden.

Bei der Flugwetterberatung schenke man den Angaben zur density altitude sowie der Wind- und Turbulenzprognose eine verstärkte Beachtung.

Die vorhergesagte Hauptwindrichtung (aufgrund der allgemeinen Wetterlage) ist zudem für die eigentliche, bevorzugte Ausbreitungsrichtung des jeweiligen Flächenbrandes verantwortlich und auch bei den An- und Abflügen (s.o.) entsprechend zu berücksichtigen.

Der Hubschrauberführer muß ferner wissen, daß die lokal zusätzlich angefachten Windzirkulationen – je nach Prädominanz – einer eventuellen seitlichen Raumgewinnung des Brandes keineswegs entgegenstehen, sondern im Gegenteil der Grund für ein

unerwartetes Umschlagen der Flammenwände sein können. Hier wirken bestimmte Formen des Waldbestandes (z.B. Schneisen) sowie die Geomorphologie des Geländes (etwa Taleinschnitte innerhalb der Moränenlandschaft, im Hinblick auf ihren Richtungsverlauf) als "Leitlinien", strömungsverstärkend oder turbulenzfördernd. Auch auf diese Tatsachen ist die Hubschrauberbesatzung bei zutreffendem Einsatzort aufmerksam zu machen.

H. CEYP, Bückeburg

#### Literatur

- (1) CEYP, H.  
Brandwolke wurde zum Gewitter. Neues Arch. f. Niedersachsen 25 (1976) H. 2, S. 164–166.
- (2) KLEIN, T.  
Geophysikalische Aspekte von Wald-, Moor- und Heidebränden unter Berücksichtigung der Brandkatastrophe von Mitte August 1975 in der Lüneburger Heide. Fachl. Mitt. d. GeophysBDBw Nr. 185 (1977).
- (3) KNOBLING, K.  
Aerodynamik und Technik der Hubschrauber. Artikelserie in "Soldat und Technik" 9–11 (1968).
- (4) PLATOW, G.  
Beeinflussung der Triebwerksleistung von Hubschraubern durch die Änderung der Luftdichte, besonders in gebirgigem Gelände. Flugsicherheit Nr. 5 (1976).
- (5) WANKE, E.  
Stellungnahme GeophysBSt Rheine-Bentlage über den Einfluß geophysikalischer Faktoren auf den Flugunfall eines Hubschraubers vom Typ Alouette II am 4. Juli 1976 bei Elbergen/Kreis Lingen.

## Aus der Weltorganisation für Meteorologie (WMO)

### UNEP/WMO-Fachtagung über klimabezogene Umweltüberwachung in Genf, 10.–14. April 1978

Auf Einladung des Direktors des Umweltprogramms der Vereinten Nationen (UNEP) und mit Unterstützung der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) fand vom 10. bis 14. April 1978 in Genf ein Expertentreffen über

klimabezogene Umweltüberwachung statt. An dem Treffen nahmen 18 Vertreter aus 16 WMO-Mitgliedsstaaten teil; UNEP, WMO, WHO und UNESCO hatten Beobachter entsandt. Aus der Bundesrepublik Deutschland nahmen

Dipl.-Met. H. G. Matthäus (Deutscher Wetterdienst) und Dr. J. Pankrath (Umweltbundesamt) an der Tagung teil.

### Ergebnisse

Die grundlegenden Komponenten eines Systems der klimabezogenen Umweltüberwachung müssen an den folgenden 6 Umweltfaktoren orientiert sein:

- Intensität und spektrale Verteilung der von der Sonne ausgesandten Strahlung,
- Geometrie von Umlaufbahn und Rotationsachse der Erde,
- Geschwindigkeit der Erdrotation,
- Masse und Zusammensetzung der Erdatmosphäre,
- Beschaffenheit der Erdoberfläche, Verteilung von Land und Meer und
- Albedo.

Die extraterrestrischen Einflußgrößen mit Ausnahme der Sonnenstrahlung (Solarkonstante) können wegen ihrer sehr langsamen Variation vorerst außeracht bleiben.

Bei der Diskussion über mögliche Systeme der klimabezogenen Umweltüberwachung wurde offenbar, daß der landläufige Begriff vom Klima als durchschnittlichem Wetter hier nicht ausreicht; eine Differenzierung des Klimabegriffs scheint notwendig. Das Klima muß als physikalisches Mehrkomponentensystem mit unterschiedlichen Zeitscales (etwa  $10^{-1}$  bis  $10^5$  Jahre), die die Wettersysteme charakterisierenden Scales beträchtlich übersteigen, begriffen werden. Ferner sollten Klimaänderungen und Klimaschwankungen nicht als etwas von der Norm Abweichendes, sondern als charakteristische Wesenheiten des Klimas in Zeitscales, die von einigen Jahren bis zu Jahrtausenden reichen, aufgefaßt werden. Gleichsam als Arbeitshypothese für die Diskussionen wurde die klimabezogene Umweltüberwachung vorwiegend unter 2 Zielsetzungen gesehen:

- Zu einem besseren Verständnis der natürlichen, zeitlichen und räumlichen Klimaveränderlichkeit und ihrer Auswirkungen auf die gesamte Biosphäre zu gelangen;
- eine bessere Abschätzung des anthropogenen Inputs, d.h. der durch die Tätigkeit des Menschen in das Klimasystem eingebrachten Einflußgrößen zu erreichen.

Die Verwirklichung derartiger Zielsetzungen könnte zur Planung und Sicherstellung der zukünftigen Nahrungsmittel- und Energieproduktion, ferner zur Entwicklung wirksamer Umweltschutzpraktiken, erheblich beitragen.

Die Tagungsteilnehmer waren darin einig, daß die Kenntnis des Mechanismus der natürlichen Klimaveränderlichkeit eine wesentliche Voraussetzung zur Erforschung anthropogen verursachter Klimaänderungen mittels physikalisch-statistischer Klimamodelle ist. Dies schließt geeignete parametrisierte Diagnose- und Prognosemodelle zur Voraussage von quantitativen Klimaänderungen ein.

Für den Begriff des Monitoring, also der Überwachung, wurde eine Arbeitshypothese definiert: Danach ist Überwachung die wiederholte Beobachtung bzw. Messung eines Systems von Variablen für einen vorgegebenen Zweck. Die Überwachung des Verhaltens von klimatologischen Größen kann daher als Entscheidungshilfe zur Prüfung der Gültigkeit gewisser Modellannahmen dienen. Die Überlegungen zur Überwachung von Klimavariablen müssen im Kontext mehrerer Faktoren, in erster Linie wissenschaftlicher Exaktheit und Aussagekraft, Wirtschaftlichkeit und Praktikabilität gesehen werden.

Der erste Schritt zur Errichtung eines weltweiten Systems klimabezogener Umweltüberwachung sollte eine Bestandsaufnahme ähnlicher Aktivitäten anderer international koordinierter Programme sein, um bereits vorhandene Erkenntnisse sinnvoll zu nutzen. Dabei ist in erster Linie an das World Climate Programme (WCP), an das als globales Wetterüberwachungssystem angelegte Großprojekt World Weather Watch (WWW) bzw. an die darin integrierten Subsysteme Global Observing System (GOS), Global Telecommunication System (GTS) und Global Data Processing System (GDPS) gedacht. Die Zusammenarbeit mit anderen Organisationen und Projekten, z.B. WHO, FAO, UNESCO, ICSU, IGOSS u.a. ist ebenfalls wünschenswert.

### Datenbasis

Die Datenbasis ist der fundamentale Bestandteil des klimabezogenen Überwachungssystems. Sammlung, Qualitätskontrolle, Speicherung und zweckorientierte Verarbeitung von Klimadaten haben daher in diesem System

höchste Priorität. In diesem Zusammenhang griffen mehrere Teilnehmer das frühere WMO-Vorhaben der Schaffung eines weltweiten Systems zur Sammlung, Speicherung und Wiederausgabe (Collection, Storage and Retrieval) von meteorologischen Daten auf und regten an, die WMO um baldige Errichtung eines solchen Systems zu ersuchen.

Die Tagungsteilnehmer kamen überein, daß die WWW zur Klimaüberwachung in zweifacher Hinsicht beitragen könnte:

- durch Sammlung, Verteilung und Archivierung der über das GTS einlaufenden Echtzeitdaten;
- durch Unterstützung bei der Beschaffung von klimabezogenen Umweltüberwachungsmeßnetzen. Beim Ausbau der Meßnetze ist dem Strahlungsmeßnetz Vorrang einzuräumen.

### Ozeanische Untersuchungen

Geht man davon aus, daß 71% der Erdoberfläche ständig von Wasser bedeckt sind, so ist unmittelbar einleuchtend, daß der Austausch von maritimen Klimadaten einen hohen Anteil am gesamten für die Klimaüberwachung benötigten globalen Datenaustausch hat. Die *Internationale Ozeanographische Kommission (IOC)* wird hierbei eine koordinierende Funktion übernehmen. Das IOC-Arbeitskomitee für den *Internationalen Ozeanographischen Datenaustausch (IODE)* hat für die Sammlung, Archivierung und den Austausch dieser Daten zu sorgen. Das erste Ergebnis gemeinsamer Anstrengungen auf dem Gebiet der Beschaffung klimarelevanter maritimer Umweltdaten ist das *Marine Environmental Data Information Deferral System (MEDI)*; an seiner Planung und Entwicklung wirkten u.a. mit: IOC, WMO, FAO, die *Internationale Atomenergiebehörde (IAEA)*, der *Internationale Rat für Meeresforschung (ICES)* und UNEP.

### CO<sub>2</sub>

Die durch atmosphärische Zunahme des CO<sub>2</sub> evtl. bedingten Klimaänderungen wurden lebhaft diskutiert. Sie könnten in der Mitte des nächsten Jahrhunderts eine erhebliche Auswirkung auf das Klima haben. Die gegenwärtigen Schätzungen des CO<sub>2</sub>-bedingten Trends eines weltweiten Anstiegs der Mitteltemperatur belaufen sich auf

3°C bis zum Jahre 2050 (mit einem Unsicherheitsfaktor von ca. 2). In die globale Überwachung der CO<sub>2</sub>-Zunahme ist das WMO-Basismessnetz für Luftverunreinigung, das in anthropogen relativ ungestörten Gebieten errichtet wurde, einzubeziehen.

#### Satelliten

Die Klimaüberwachung mittels Satelliten ist sehr kostenintensiv. Einem wirksamen Klimaüberwachungssystem müßten eine Reihe von miteinander gekoppelten, gleichartigen Satelliten mit langer Lebensdauer zugrundeliegen. Ein derartiges System könnte weder finanziell noch technologisch von WMO und UNEP allein getragen werden, sondern erfordert die internationale Koordinierung von WMO und UNEP mit anderen Staaten und internationalen Organisationen, z.B. dem *Komitee für Weltraumforschung (COSPAR)* der ICSU. Das Haupthindernis für die Verwirklichung eines klimaüberwachenden Satellitensystems ist also die Bereitstellung der erforderlichen Mittel für Errichtung und Betrieb. Am Anfang könnte die klimatologische Nutzung der Daten geostationärer Wettersatelliten stehen.

Auch hinsichtlich anderer, in das System der globalen Klimaüberwachung aufzunehmender Parameter und vermeintlicher oder tatsächlicher Indikatoren für Klimaänderungen entwickelten sich angeregte Diskussionen, so z.B. über hydrologische Prozesse, Variationen der Solarkonstante und die C<sup>14</sup>-Produktion als Indikator hierfür, Veränderungen der Kryosphäre, die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere den CO<sub>2</sub>-Gehalt und die Ozonverteilung in der Stratosphäre, Schwankungen der Vulkanaktivität und Veränderungen der Landoberfläche infolge Nutzung durch den Menschen.

#### Zukünftige Aktivitäten

Zukünftige Aktivitäten müssen in enger Anlehnung an die zur Erfüllung des *Klimaweltprogramms (WCP)* erforderliche Datenbasis geplant werden.

Die Teilnehmer beschloßen, daß ein Katalog der in den kommenden Jahren in Angriff zu nehmenden Tätigkeiten aufgestellt wird. Dieser Katalog soll UNEP und WMO bei der Entwicklung von Plänen für klimabezogene Umweltüberwachung als Rahmenrichtlinie dienen. Die zukünftigen Aktivitäten sol-

len auf die beiden Schwerpunkte Datensammlung und Klimaüberwachung ausgerichtet sein.

Die Teilnehmer waren sich über die Notwendigkeit der Schaffung eines weltweiten Datensammelsystems auf der Grundlage der bestehenden synoptischen und klimatologischen Meßstationen an Land und auf See sowie der Niederschlags- und Strahlungsmessstationen einig. Damit soll die Basis für die systematische Bereitstellung von atmosphärischer Information für die Erforschung des Klimas, seiner Veränderlichkeit und seiner Anwendungsmöglichkeiten geschaffen werden. Ein solches System soll auch Prüfkriterien der Datenqualität und -homogenität enthalten, um den Genauigkeitsanforderungen der Klimaforschung an die Daten zu genügen.

Die bisher vorhandenen meteorologischen Daten reichen zur Gewinnung

gesicherter Erkenntnisse über frühere Klimaschwankungen nicht aus; hier sind zusätzliche Informationen nötig. Sie sollen von den sog. "proxy data" geliefert werden, d.h. von nichtinstrumentellen, nichtmeteorologischen Klimazeugen, z.B. Änderungen der Küstenformen, Gletschervorstößen bzw. -rezessionen, Dünenwanderungen, Sedimentationen, Verteilung der Asche von Vulkanausbrüchen, Auftauchen und Verschwinden von Tier- und Pflanzenpopulationen und den gegenwärtig wieder hoch im Kurs stehenden Baumringen.

Die Datensammlung soll auch historische Klimaereignisse einbeziehen; als vorrangig werden Untersuchungen von Baumringen, die unter vergleichbaren Bedingungen gewonnen wurden, angesehen.

(Auszug aus einem Bericht von H. G. MATTHÄUS, Offenbach)

---

## Tagungen

---

### Bericht über die 15. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Grindelwald (Schweiz) vom 19. bis 23. September 1978

Die Reihe der Internationalen Tagungen für Alpine Meteorologie, die turnusmäßig alle zwei Jahre in einem der Alpenländer stattfinden, wurde mit der 15. Tagung, zu der die Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt eingeladen hatte, vom 19. bis 23. September 1978 in Grindelwald fortgesetzt. Die Tagung wurde am 19. September vom Direktor der Zentralanstalt, Dr. G. SIMMEN, eröffnet.

Bereits bei der Eröffnung fiel die glänzende Organisation auf, mit der die Tagung vorbereitet und durchgeführt wurde; sie lag in den Händen von Dr. GUTERMANN, dem Leiter der Forschungsabteilung des schweizerischen Wetterdienstes. So wurde die Eröffnungsansprache, die abschnittsweise wechselnd in den drei schweizerischen Landessprachen sowie in englisch gehalten wurde, simultan in jeweils zwei anderen Sprachen auf eine Lichtbildwand projiziert. Ferner wurden täglich Informationsblätter (in drei Sprachen) herausgegeben, die jeweils das auf den neuesten Stand gebrachte Vortragsprogramm und auch Hinweise auf sonstige Angelegenheiten und Veranstaltungen enthielten. Auch die Tatsache, daß der Tagungsbericht,

der die meisten Vorträge in extenso enthielt, bereits bei der Eröffnung gedruckt vorlag\*), war Zeichen einer bemerkenswerten organisatorischen Leistung.

Der schweizerische Wetterdienst benutzte die Gelegenheit der Tagung zugleich zu einer eindrucksvollen Selbstdarstellung, insbesondere auf dem Gebiet der Automatisierung. So war eine automatische Wetterstation neben dem Tagungsgebäude aufgebaut und an das Netz der automatischen Stationen angeschlossen. Bisher sind 28 derartige Stationen in Betrieb, insgesamt soll das Netz im Endausbau 60 Stationen umfassen. Der Preis für eine Station wurde mit etwa 80 000 SFr angegeben. Die Stationen werden von einem zentralen Computer gesteuert und alle 10 Minuten abgefragt. Im Vorraum des Sitzungssaals war ein Fernseh-Monitor aufgestellt, auf dem die neuesten Meßergebnisse, wahlweise jedes Element getrennt, dargestellt wurden. Zugleich

\*) als "Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Nr. 40 (1978), Tagungsbericht I. Teil!"

war in diesem Raum ein Fernseh-Terminal des neuen, bei Genf aufgestellten Radargeräts des Schweizer Wetterdienstes aufgestellt, der – ebenfalls mit einer Erneuerungsrate von 10 Minuten – jeweils das neueste digitalisierte Radarbild in farbiger Darstellung brachte. Da während der Tagung überwiegend gutes Wetter herrschte, wurden stattdessen häufiger auf Magnetband aufgezeichnete Niederschlagswetterlagen vorgeführt. Ein zweites Radargerät gleicher Art soll demnächst in Zürich aufgestellt werden.

Das Vortragsprogramm der Tagung war in folgende Gebiete gegliedert:

1. Theoretische Meteorologie, numerische Methoden
2. Alpine Synoptik und Hochgebirgsmeteorologie
3. Neuere Beobachtungsmethoden
4. Wind und Luftreinhaltung
5. Allgemeine Klimatologie und Bioklimatologie
6. Temperatur und Strahlung
7. Niederschlag, Hydrometeorologie und Glaziologie.

Beim ersten Themenkreis fiel auf, daß der größte Teil der Vorträge von jugoslawischen Meteorologen gehalten wurde. U.a. wurde über ein feinmaschiges atmosphärisches Modell berichtet, mit dem das Verhalten eines Strahlstroms und eines Frontensystems im Bereich der mitteleuropäischen Gebirge simuliert wurde. Ein anderer Vortrag befaßte sich mit den Auswirkungen unterschiedlicher Anordnung der horizontalen Flächen in einem Mehrschichten-Modell. In diesen Themenbereich fiel auch ein Vortrag von M. KURZ (DWD), der aufgrund zweier Beispiele die Intensität der Lee-Zyklogenese über Oberitalien mit Hilfe von Vorticity- und Omega-Gleichung diskutierte.

Aus dem zweiten Themenbereich ist insbesondere ein Vortrag eines Innsbrucker Meteorologen über Erfahrungen mit grobmaßstäblichen Alpenwetterkarten zu nennen, die mit Isobarenabständen von 1 mbar analysiert wurden und demzufolge sehr viele Einzelheiten zeigten, sowie die Vorträge von O. GASSER (GeophysBDBw) und K.-J. TENTER (DWD), die beide Sichtflugwetterbedingungen im Alpenraum statistisch ausgewertet hatten.

Zum dritten Thema "Neuere Beobachtungsmethoden" waren nur 3 Vorträge angemeldet worden. Dazu gehörte ein Vortrag von J. RIEDL und R. ANIOL (DWD) über quantitative Radar-Nie-

derschlagsmessungen im Ammergebirge, in dem gezeigt wurde, daß bei Bestimmung entsprechender Reduktionsfaktoren auch für Gebiete, in denen der Radarstrahl durch Hügelketten teilweise abgeschattet wird, quantitative Aussagen für die Niederschlagsintensität möglich sind. Ein anderer Vortrag befaßte sich mit SODAR-Messungen.

Innerhalb des Themas "Wind und Luftreinhaltung", zu dem insgesamt 12 Vorträge gehalten wurden, berichtete R. HARTMANNGRUBER (DWD) über den Tagesgang des bodennahen Ozons an Bergstationen, der deutlich mit dem vertikalen Austausch parallel läuft.

Im Themenbereich "Allgemeine Klimatologie und Bioklimatologie" war ein Vortrag einer jugoslawischen Meteorologin im Hinblick auf aktuelle Diskussionen über Klimaschwankungen von besonderem Interesse: sie zeigte, daß es eine hohe Korrelation zwischen mittlerer Bewölkung und Mitteltemperatur (zumindest im Alpenraum) gibt, wenn man übergreifende 30jährige Mittelwerte verwendet. Im gleichen Bereich berichteten G. JENDRITZKY und W. SÖNNING (DWD) über die quantitative Erfassung des thermischen Wirkungskomplexes in der Klimatherapie.

Zum Thema "Temperatur und Strahlung" berichteten u.a. M. REINHARDT und H. WILLEKE (DFVLR) über eine Prä-Alpex-Untersuchung im Inntal, bei der sie mit drei Motorseglern horizontale Temperatur- und Feuchteverteilungen bei Berg- und Talwindzirkulationen ermittelten.

Bei der Behandlung des letzten Themas "Niederschlag, Hydrometeorolo-

gie und Glaziologie" fiel auf, daß auf diesem Gebiet häufig von mathematisch-statistischen Modellen zur Beschreibung der Klimaverhältnisse Gebrauch gemacht wurde. So wurde u.a. von einem französischen Meteorologen ein statistisches Modell vorgestellt, das es erlaubt, aus den Messungen weniger Stationen die quantitative Verteilung des Schneefalls in den französischen Alpen zu bestimmen. Von anderen Autoren wurden Wahrscheinlichkeitsverteilungen für Monatssummen des Niederschlags bzw. für Schneefall-Extremwerte berechnet. Von deutscher Seite wurde über Verteilungskarten für Niederschlag, Verdunstung und Abfluß (bearbeitet von BAUMGARTNER, REICHEL und G. WEBER), mit denen die Wasserbilanz für die gesamten Alpen erfaßt wird, berichtet.

Zum Abschluß der Tagung wurde von den Professoren DÜTSCH und LAUSCHER eine Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse der Vorträge gegeben. Dabei wurde insbesondere von Prof. Dütsch auf die zunehmende Anwendung von theoretischen Verfahren, besonders die Entwicklung von numerischen Modellen, auch in der alpinen Meteorologie hingewiesen. Diese Entwicklung werde gefördert durch das geplante GARP Mountain Subprogramme (ALPEX), dem auf der nächsten alpin-meteorologischen Tagung ein gebührender Platz eingeräumt werden soll.

Diese nächste Tagung wird auf Einladung des französischen Wetterdienstes vom 23. bis 27. September 1980 in Aix-le-Bains stattfinden.

W. BUSCHNER, Offenbach

---

## Problem- und Diskussionsecke

---

### Zur Ausbildung und Prüfung der Referendare im DWD

Die Laufbahn-, Ausbildungs- und Prüfungsordnung vom 1.7.1974 ist die Grundlage, nach der zur Zeit die Ausbildung und Prüfung zum Beamten des höheren Dienstes im DWD organisiert und durchgeführt wird. Sie besteht aus einer Reihe von Vorschriften, in denen bis ins einzelne die Verfahrensweise insbesondere bei der Begutachtung, Benotung und Beurteilung im Vorberereitungsdienst und in der Abschluß-

prüfung geregelt wird, in dem Bestreben, weitgehende Objektivität zu wahren und Manipulationen jeder Art auszuschließen. Das kann man nur unterstützen. Dennoch soll hier versucht werden, die Referendarausbildung und besonders das Prüfungsverfahren einmal kritisch aus der Sicht der Referendare darzulegen. Keine Organisation, bei deren praktischer Durchführung es wesentlich auf die menschliche

Zusammenarbeit (in der Ausbildung) und Urteilsfindung (bei der Prüfung) ankommt, ist frei von Schwächen.

Dieser Aufsatz ist das Diskussionsergebnis einer Reihe von DWD-Mitarbeitern verschiedener Abschlußjahrgänge. Er hat zum Ziel, den an der Laufbahn des höheren Dienstes interessierten Studienabgängern einen Überblick über den Ablauf und die Problematik der auf sie zukommenden Referendaraus- und Prüfung zu geben. Gleichzeitig sollen aber auch Ausbilder und Prüfer angesprochen werden. Einige der Probleme werden hier in der Hoffnung diskutiert, Verbesserungen zu erreichen.

### Ausbildung

Mit der Ausbildung der Referendare ist der Ausbildungsleiter im Zentralamt beauftragt. Während der zweijährigen Ausbildungszeit besucht der Referendar in nicht festgelegter Folge eine Reihe von Orten – über die gesamte Bundesrepublik verstreut – an denen jeweils einer oder mehrere Ausbildungsabschnitte absolviert werden. Die Aufenthaltsdauer reicht dabei von wenigen Tagen bis zu sechs Monaten. Als Beispiel sei hier der Ausbildungsplan der Referendargruppe 1975/76 aufgeführt:

- 07.01.75–29.06.75 Wetterdienstschule, Neustadt
- 30.06.75–28.07.75 Instrumentenamt München bzw. Hamburg  
Urlaub
- 18.08.75–24.08.75 Agrarmeteorologisches Praktikum, Geisenheim
- 25.08.75–28.09.75 Klimaabteilung, Offenbach
- 29.09.75–05.10.75 Abteilungen Forschung und Fernmeldedienst, Offenbach
- 06.10.75–18.01.76 Schule für Wehrgeophysik, Fürstenfeldbruck
- 19.01.76–29.02.76 Verwaltungslehrgang, Mannheim
- 01.03.76–15.03.76 Flughafen Frankfurt
- 15.03.76–28.03.76 Aerologische Forschungs- und Erprobungsstelle Stuttgart
- 29.03.76–25.04.76 Abteilung Synoptik u. Wetteramt Frankfurt, Offenbach
- 26.04.76–30.05.76 Seewetteramt Hamburg
- 31.05.76–01.08.76 Praktische Arbeit im Geophys. Beratungsdienst der Bundeswehr, z.B. an einer Beratungsleitstelle
- 02.08.76–31.10.76 Praktische Arbeit im DWD, z.B. an einem Wetteramt
- 01.11.76–31.12.76 Abschlußlehrgang mit Prüfung, Offenbach

Im Gegensatz zu der an den Universitäten geübten Praxis wird in mehreren Ausbildungsabschnitten die Übermittlung des Lernstoffs sehr schulmäßig betrieben. Dies wird von einem Teil der Referendare – gerade zu Beginn in Neustadt – mit gewisser Überraschung zur Kenntnis genommen. Bei der Größe der Gruppen (zehn und mehr Personen) gibt es hier wohl keine überzeugende Alternative. Man muß im Gegenteil feststellen, daß an den schulmäßig betriebenen Ausbildungs-

plätzen (Neustadt, Fürstenfeldbruck) die Kommunikation zwischen Ausbildern und Referendaren besonders intensiv ist. Hier ist auch der Verwaltungskursus in Mannheim zu nennen, der überwiegend als zu kurz im Verhältnis zum angebotenen Stoff empfunden wird und evtl. auf Kosten anderer Abschnitte verlängert werden könnte. Andererseits ist an denjenigen Dienststellen, wo niemand hauptamtlich mit der Referendaraus- und Prüfung beauftragt ist, das Eingehen der Ausbilder auf Fragen und Probleme der einzelnen Referendare nicht im erforderlichen Maß möglich. Besonders an den Dienststellen mit Routinedienst fühlt sich der Referendar gelegentlich sogar als lästig oder im Wege stehend.

Nach Durchlaufen eines solchen Ausbildungsabschnitts (auch eines kurzen von wenigen Wochen oder gar Tagen) wird vom jeweiligen Ausbildungsbeamten ein Führungs- und Benotungszeugnis abverlangt, in dem neben dienstlichem und außerdienstlichem Verhalten auch über so diffizile Eigenschaften wie "Auffassungsgabe", "Urteilsfähigkeit" oder "Selbständigkeit" geurteilt werden soll. Dabei ist der einzelne Referendar in einer Gruppe von z.T. mehr als zwanzig Teilnehmern in den spärlichen Diskussionen vielleicht kein einziges Mal zu Wort gekommen!

Der Sinn solcher Charakterbeurteilungen bleibt den Referendaren und eingeständenermaßen auch vielen Ausbildungsbeamten nur schwer verständlich.

Anders verhält es sich mit den Leistungsbeurteilungen. Natürlich sind auch sie nach einem kurzen Ausbildungsabschnitt von recht zweifelhaftem Wert; es wird z.B. pauschal und einheitlich geurteilt, weil der Ausbildungsbeamte eine Differenzierung

überhaupt nicht guten Gewissens vornehmen kann. Andererseits können die Lehrer und Ausbilder nach mehrmonatigen Abschnitten normalerweise recht zuverlässige Beurteilungen abgeben, insbesondere nach Abschnitten, in denen tägliche Übungen (z.B. Kartenzeichnen, Wetterbesprechungen, Vorträge) stattfinden. Dazu zählen wiederum die Wetterdienstschule mit dem Abschnitt "Synoptischer Dienst", die Schule für Wehrgeophysik und unter Umständen noch die Verwaltungsschule. Auch die Abschnitte an einem Arbeitsplatz des DWD und in der Klima-abteilung fallen in diese Kategorie, jedoch kann hier trotz ihrer Länge keine im Vergleich gerechte Benotung erwartet werden, da Anforderungen und Maßstab bei den verschiedenen Ausbildern (jeder Referendar wird hier einzeln betreut) erfahrungsgemäß sehr variieren.

### Verbesserungsvorschläge

1. Die Reihenfolge der Ausbildungsabschnitte sollte feststehen und hinsichtlich des Lernstoffs sinnvoll geordnet sein, so daß die Ausbildungsbeamten sich auf die Vorkenntnisse der Referendare einstellen können. Insbesondere sollten hier keine kurzfristigen Änderungen vorgenommen werden. Gleichzeitig sollten dabei so wenig Ortswechsel wie möglich auftreten, das erspart den Referendaren die ständige Wohnungssuche und dem DWD eine Menge Trennungsgeld.
2. Die Charakter- und Leistungsbeurteilungen bei Ausbildungsabschnitten von weniger als zweimonatiger Dauer sollten abgeschafft werden.

Die unter den Referendaren oft geforderte drastische Kürzung des Vorbereitungsdienstes wird hier bewußt nicht näher diskutiert. Diese Forderung stellt sich in jeder Gruppe neu, es gibt jedoch eine nicht geringe Zahl von Referendaren, die die in Frage kommenden Ausbildungsabschnitte im Wechsel mit den verbleibenden sehr lernintensiven Abschnitten für unbedingt erforderlich halten oder als sehr angenehm empfinden.

Zusammenfassend kann positiv festgehalten werden, daß die Betreuung während der Ausbildungszeit von der großen Mehrheit der Referendare als überwiegend zufriedenstellend empfunden wird. Die durch den häufigen Wohnungswechsel oft auftretenden

In Fortsetzung von Heft 4'78 erscheinen in Heft 1'79 zum Hauptthema "Sturmfluten und Seegang" noch folgende Beiträge:

3 Seegang und Seegangsvorhersage

- 3.1 H. Walden: Die Entwicklung des Seegangs
- 3.2 H.P. Schmitz: Energieübergang und -ausbreitung in Oberflächenwellen
- 3.3 H. Carlson: Die JONSWAP-Experimente von Sylt
- 3.4 K. Richter: Seegangsvorhersageverfahren
- 3.5 H. Kruhl: Seegangskarten

4 Routenberatung für die transatlantische Schifffahrt

- 4.1 H.P. Schmitz: Routenberatung als ökonomisches und wissenschaftlich-technisches Problem
- 4.2 H. Kruhl: Die Anwendung von Seegangskarten in der Schiffsroutenberatung
- 5 H.P. Schmitz: Wünschenswerte Weiterentwicklung in der Sturmflut- und Seegangsvorhersage

**Anschriften der Autoren der Beiträge für das Thema dieses Heftes:**

Dipl.-Oz. R. Annutsch  
Deutsches Hydrographisches Institut  
Bernhard-Nocht-Str. 78  
2000 Hamburg 4

Prof. Dr. G. Fischer  
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg  
Bundesstr. 55  
2000 Hamburg 13

Prof. Dr. N.S. Heaps  
Institute of Oceanographic Studies  
Bidston Observatory  
Birkenhead/Cheshire  
Merseyside L 43 7RA, U.K.

Dr. H. Kruhl  
Bunzlauer Weg 1  
2057 Reinbek/Hamburg

Prof. Dr. H.P. Schmitz  
Institut für Geophysikalische Wissenschaften der FU Berlin  
Thielallee 50  
1000 Berlin 33

---

**Manuskriptsendungen werden erbeten an:**

Deutscher Wetterdienst  
Hauptschriftleitung "promet"  
Frankfurter Straße 135  
6050 Offenbach a.M.