

Hydrodynamisch-numerische Simulation der Fernwellenentwicklung im Nordatlantik während der Sturmflutlagen des 19.–21. Januar 1976

VON HANS PETER SCHMITZ und HANS VOLKERT

Zusammenfassung

Die Entstehung und Verlagerung einer „external surge“ wird in einem barotropen Modell des Nordatlantiks simuliert unter Vorgabe der Luftdruckverteilung zwischen dem 19. und 22. Januar 1976.

Die Rechnung benutzt eine verengte Version des kartesischen Gitternetzes in einer stereographischen Projektionsebene, wie es vom Deutschen Wetterdienst in seinem laufenden baroklinen Wettervorhersagemodell BKF verwendet wird. Damit legen wir eine einfache, tägliche, deterministische Vorhersage von external surges zwischen Schottland und Norwegen und im Kanal nahe, die im Anschluß an das BKF laufen sollte.

Summary

The generation and propagation of an external surge was simulated using a tidally averaged numerical barotropic model of the North Atlantic Ocean for the atmospheric pressure conditions between January 19–22, 1976.

The computation uses a compacted version of the stereographic plane Cartesian grid used by the German Weather Service for its baroclinic weather prediction model BKF. In this manner, daily deterministic predictions of external surges between Scotland and Norway, and in the English Channel can be made following up the BKF-model.

Inhalt

1. Einleitung	307
2. Gitternetz und Ausgangsgleichungen	308
3. Randbedingungen und Anfangswerte	310
4. Die Wetterlage	311
5. Ergebnisse	313
6. Schriftenverzeichnis	317

1. Einleitung

Seit der numerischen Simulation der Holland-Sturmflut von 1953 (durch W. HANSEN, 1956) wurde von zahlreichen Autoren die prinzipielle Möglichkeit einer physikalisch-numerischen Nordsee-Sturmflutvorhersage für 24 bis 48 Stunden demonstriert. Doch einem operationellen Verfahren stellen sich auch heute noch Schwierigkeiten in den Weg:

- (a) Die Unsicherheit in der Wettervorhersage bezüglich des Eintretens, der Stärke und Richtung kräftigen Windschubs, insbesondere in genauer zeitlicher Relation zur astronomischen Tide.
- (b) Das Fehlen eines synoptischen Netzes für die Wasserstandsbeobachtungen und deren

Übermittlung rund um die Nordsee, u. a. nützlich zur Bereitstellung realistischer Anfangsbedingungen, an denen es mangelt.

(c) Das Fehlen einer Fernwellenvorhersage für die seeoffenen Grenzen des Nordseemodells im Vorhersagezeitraum.

Der Schwierigkeit a sucht man durch physikalisch vollkommeneren Wettervorhersagemodelle mit Schrittweiten um 100 km zu begegnen. Den Mangel b umging man bislang, teilweise durch die umstrittene Verwendung vorausberechneter Feldgrößen als Anfangsfeld (HEAPS, 1977; DAVIES u. FLATHER, 1977; FLATHER, 1981), teilweise durch den Beginn mit einem zum Luftdruckfeld inversen Residualwasserstand (s. a. DOLATA u. ENGEL, 1979) und verschwindender Residualgeschwindigkeit.

Das hier zur Diskussion stehende Problem c wurde bislang von mehreren Autoren (TIMMERMAN, 1977; HEAPS, 1977; DAVIES u. FLATHER, 1977; DAVIES, 1980) mit Hilfe eines Schelfmodells gelöst, das die meteorologisch erzeugten Wasserstandsänderungen rund um den europäischen Schelf (mit einer größeren Schrittweite als im Nordseemodell) vorausberechnet. Leider benötigt es an seiner zum Ozean offenen Grenze eine Vorhersage von Randwerten, z. B. der Wasserstände oder gleichwertiger anderer Bedingungen, die, weil erdacht, nur entfernt der Realität entsprechen können. Da aber Fernwellen nach Erfahrung (z. B. TIMMERMAN, 1975) und Theorie (SCHMITZ, 1980) relativ hohe Amplituden (erklärbar durch Konvergenzen) am Kontinentalabhang annehmen, können die schelfrandnahen (Entfernung eine Schrittweite) erdachten Randbedingungen des Schelfmodells die Simulation der Fernwellenentwicklung realitätsfremd beeinflussen.

Diesen Mangel sucht das vorgelegte Atlantikmodell durch die beträchtliche Entfernung (> 15 Schrittweiten) seiner seeoffenen Grenze vom europäischen Schelfrand zu vermeiden (SCHMITZ, 1978, 1982; DOLATA u. ENGEL, 1979). Dabei könnte der operationelle Aufwand recht niedrig gehalten werden durch den Anschluß dieses Atlantik-Fernwellenmodells an die numerische Wettervorhersage, wie er hier simuliert wird.

2. Gitternetz und Ausgangsgleichungen

Eingebettet in das Gitternetz des baroklinen Wettervorhersagemodells „BKF“ des Deutschen Wetterdienstes, rechnet das Atlantikmodell in einem kartesischen x,y-Netz mit äquidistanter Schrittweite von 127 km (Abb. 1) innerhalb der stereographischen Projektionsebene (Wetterkartenprojektion) in der geographischen Breite von 60° (mit der y-Richtung nordwärts auf der Länge von 10° E). Das ermöglicht eine direkte Übergabe meteorologischer Daten an das Atlantikmodell an übereinstimmenden Netzpunkten und vermindert Interpolationsfehler für Punkte, welche zwischen den BKF-Netzpunkten liegen.

Von einem Ausschnittsmodell „BKN“ des Deutschen Wetterdienstes mit 127 km Schrittweite, Ostatlantik-Europa erfassend, wäre eine interpolationslose Wetterdatenübergabe an das Fernwellenmodell möglich. Auch die Ausrichtung eines engermaschigen Nordseemodells auf das BKF-Gitter wurde bereits erprobt (RÜHLAND u. SCHMITZ, 1973).

Wegen Rechnung in der stereographischen Projektionsebene mit der dortigen „Bildgeschwindigkeit“ gelten entsprechende Formen der Bewegungs- und Kontinuitätsgleichung (HOLLMANN, 1959), welche im Modell vertikal gemittelt unter Berücksichtigung der kinematischen Grenzflächenbedingung angewandt werden. Die vertikal gemittelten Bildgeschwindigkeiten sind mit Hilfe des lediglich breitenabhängigen Maßstabsfaktors (= Verhältnis entsprechender Horizontalentfernungen in der Projektionsebene und auf der Kugel, wegen konfor-

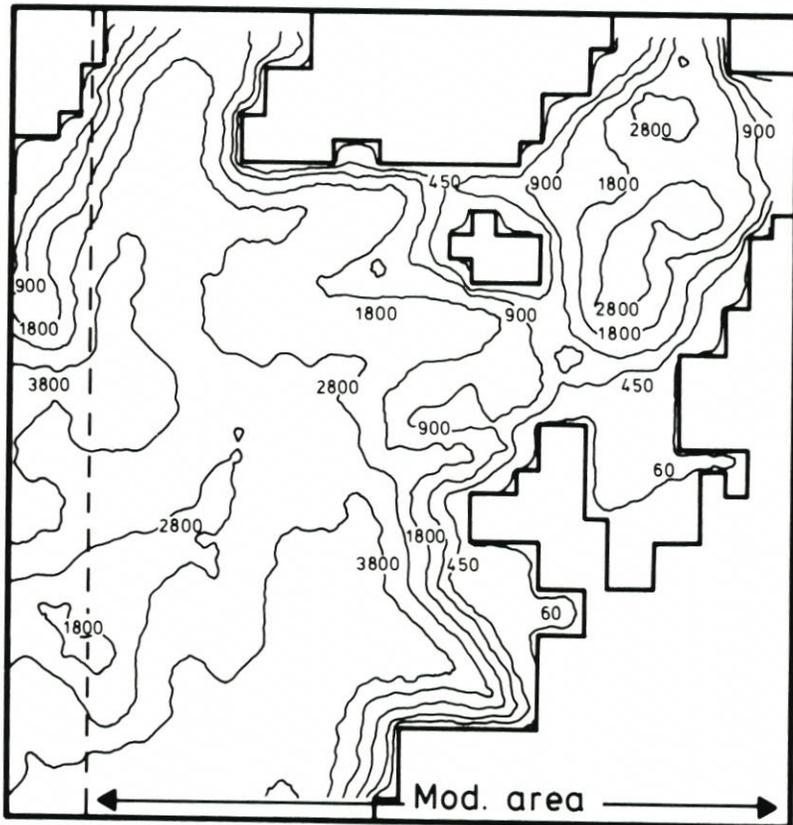


Abb. 2. Tiefenverteilung im Modell mit Tiefenlinien 60, 450, 900, 1800, 2800 und 3800 m

sich physikalisch als behelfsmäßige Parameterisierung der Eddy-Terme rechtfertigen, welche durch die vertikale Mittelung der Bewegungsgleichungen aus den nichtlinearen Termen hervorgehen.

Voraussetzend, daß die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeit und atmosphärisch erzeugten Wasserstandsänderungen im Atlantik klein ist, scheint uns für die Fernwellenvorhersage entlang der Nordsee-Eingänge ein Modell ausreichend, das auf eine Berücksichtigung der Gezeit, z. B. auf Einbeziehung der Hauptteiltiden von Mond und Sonne, verzichtet.

3. Randbedingungen und Anfangswerte

Die Küsten im Gitternetz werden durch Punkte gebildet, an denen das Differenzenverfahren die (hier verschwindenden) küstennormalen Geschwindigkeitskomponenten berechnen würde.

An den seeoffenen Netzgrenzen mit zugelassenen Normalgeschwindigkeiten müßten eigentlich korrekt prognostizierte oder – im Falle dieser Nachrechnung – beobachtete Werte, z. B. der Wasserstände, für den abzudeckenden Vorhersagezeitraum vorliegen. Hiervon abweichende, erdachte Bedingungen implizieren eine Differenz zur Wirklichkeit, zumindest in der Umgebung des seeoffenen Randes. Wirksamer Abstand desselben vom Entwicklungs-

gebiet kräftiger Fernwellen, dem mitteleuropäischen Schelfrand, reduziert dort mögliche unrealistische Einflüsse erdachter Randbedingungen, zu denen es im Vorhersagefall keine Alternative gibt. Aus diesen Gründen scheint uns ein Nordatlantikmodell zur Fernwellenprognose im Nordsee-Eingang wesentlich geeigneter als ein Schelfmodell.

Im Bereich der seeoffenen Modellgrenzen (eine Schrittweite), wie z. B. $x = 15$ in Abb. 1, wurde eine im Hinblick auf die Atmosphäreneffekte erweiterte Version (Kompensation der lokalen Druckänderung im Meer durch die advektive) der sog. radiation boundary condition in Charakteristikenform (Kompensation der lokalen Wasserstandsänderung durch die advektive; s. z. B. VASTANO u. REID, 1967) trivial erfüllt durch Vorgabe einer zum beobachteten Luftdruckgradienten inversen Wasserspiegellage während der gesamten Modellzeit. Damit verschwindet der geostrophische Transportanteil am Rand, aber ageostrophische, z. B. wind-schubbedingte Transporte sind zugelassen.

Die Bodenreibung, proportional dem Quadrat der mittleren Geschwindigkeit und umgekehrt proportional der Wassertiefe (z. B. SCHMITZ, 1964), liefert nur im flachen Schelfbereich spürbaren Effekt in den Bewegungsgleichungen.

Der Windschub an der Wasseroberfläche, proportional dem Quadrat der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe und in Richtung derselben, wurde mit einem konstanten Schubspannungskoeffizienten von $1,3 \cdot 10^{-3}$ ermittelt, wengleich nach unserer Meinung ein Routinemodell eine Koeffizientenvergrößerung mit dem Wind bis auf das Doppelte (WU, 1980; AMOROCHO u. DE VRIES, 1980; SMITH, 1981) berücksichtigen sollte.

Sofern das dem Fernwellenmodell vorgeschaltete Wettervorhersagemodell nicht den Wind in 10 m Höhe bereitstellt, ist dieser wie hier aus dem geostrophischen zu ermitteln, z. B. als Normalwind wie SCHMITZ (1967), RÜHLAND u. SCHMITZ (1973), TIMMERMAN (1977) oder aufgrund äquivalenter Relationen, angewandt von DUUN-CHRISTENSEN (1975), DOLATA u. ENGEL (1979). Bei dem hier modellierten Effekt eines Kaltluftvorstoßes über warmem Nordatlantik ist die verwendete einfachste Näherung, der mit einem Faktor 0,65 reduzierte geostrophische Wind, durchaus brauchbar, weil bei der in diesem Falle herrschenden Labilität der anisobare Winkel des Windvektors klein ist und weil infolge mittlerer Oberflächenströmung sowie infolge des Seegangs die Richtung der Schubspannung von der des Windes in 10 m Höhe sowieso ein wenig differieren kann (SCHMITZ, 1983).

Das Modell beginnt mit ruhendem Nordatlantik mit Residuen $\zeta = 0$ und ruhender Atmosphäre. Luftdruck- und Windfeld des 19. 1. 0^h werden allmählich im Laufe von 24^h aufgebaut, um unrealistische Anstöße zur Wellenbildung im Meer zu vermeiden. Ein zum Luftdruckfeld des 19. 1. inverses Residuum allein würde zwar den Anfangsdruckgradienten im Meer Null setzen (DOLATA u. ENGEL, 1979), aber eine spontane Windschubwirkung zulassen.

Im Falle einer operationellen Fernwellenvorhersage könnte man mit einem Hindcasting, entsprechend unserem Vorgehen, das Anfangsfeld herstellen unter Nutzung des zum Prognoseanfang als Beobachtung analysiert vorliegenden Wetters vom vorausgegangenen Zeitraum $-36^h \leq t \leq 0^h$. Die für dieses Zeitintervall zuvor prognostizierten Wetterdaten können Fehler enthalten, welche in das Anfangsfeld der Fernwellenprognose nach DAVIES und FLATHER (1977; s. Einleitung) unnötigerweise hineinwirken.

4. Die Wetterlage

Das Nordatlantikwetter vom 19. zum 22. 1. 1976 wurde durch drei stürmische Zykklonen T_1 , T_2 , T_3 bestimmt (KRUHL, 1976). T_1 entwickelte sich an einer Luftmassengrenze zwischen

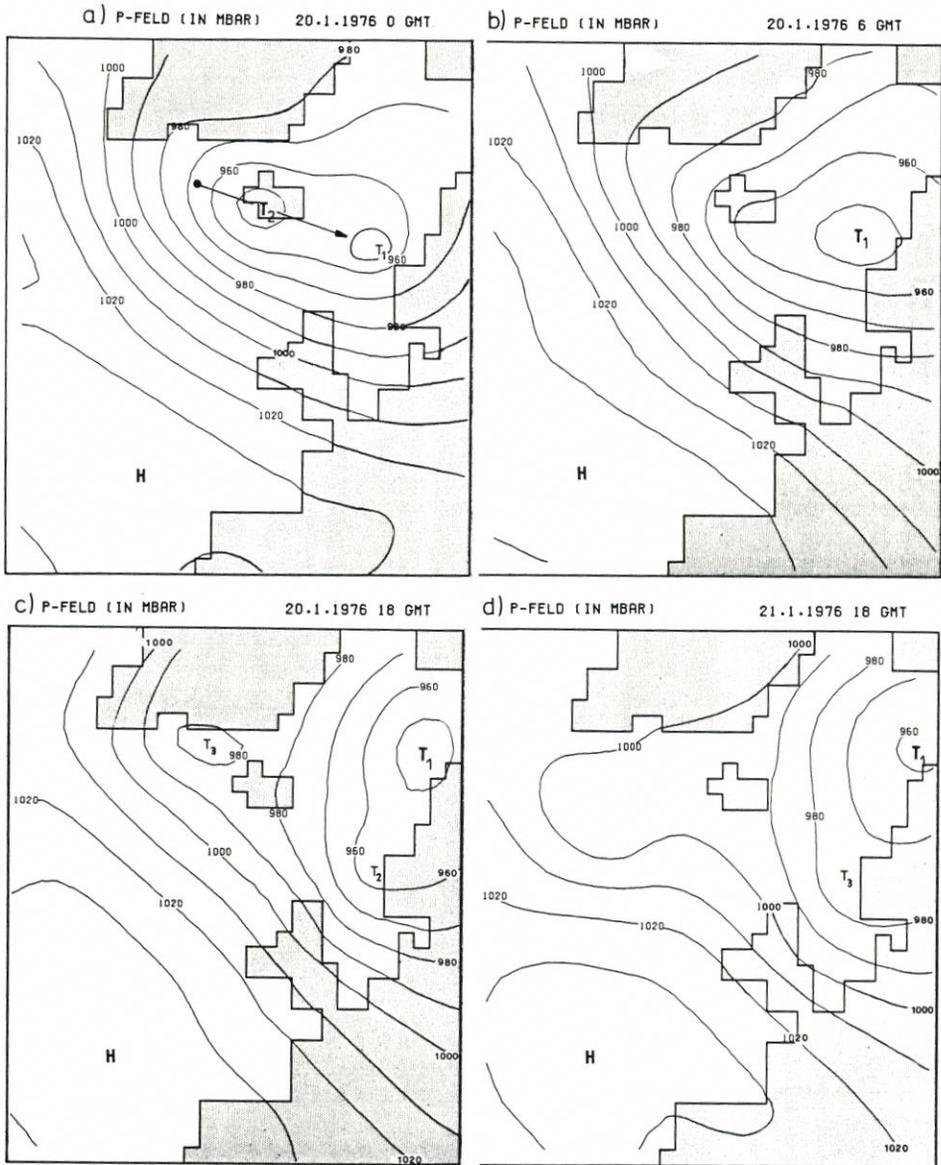


Abb. 3a-d. Luftdruckverteilung vom 19. bis 21. 1. 1976, maschinell gezeichnet aufgrund der vom Modell verwendeten Werte an Gitterpunkten. Bei dem 127-km-Gitter werden analysierbare Isobarenknicke und resultierende Windsprünge an Fronten nicht mehr aufgelöst. Aber diese würde auch die numerische Vorhersage kaum liefern

Grönland und Island (Punkt in Abb. 3a), erreichte Island am 19. 1. 12^h mit einem Kerndruck von 955 mbar, wanderte bis Mitternacht in die südliche Norwegische See unter Druckfall auf 940 mbar (Abb. 3a) und drehte anschließend nach Norden ab (Abb. 3b). Der Warmsektor von T₁ brachte stürmischen Südwest-, der Kaltsektor Nordwestwind bis Bft 9. T₁ erzeugte eine kräftige, in die Nordsee wandernde Fernwelle, deren dortige Ausbreitung durch die nachfolgenden Tiefs begünstigt wurde.

T_2 mit 950 mbar Kerndruck (Abb. 3a) entwickelte sich am 20. 1. bei Island und zog bis zum 21. 1. über die Faröer zum Skagerrak (Abb. 3c) auf südlicherer Bahn als T_1 . Es verstärkte den mit T_1 vorausgegangenen Nordweststurm in der Nordsee auf Bft 10 in der Nacht vom 20. zum 21. 1.

T_3 , zwischen Grönland und Island entstanden, wanderte ähnlich wie T_2 (Abb. 3c, 3d) und brachte weiterhin Nordweststurm, der in der Nacht vom 21. zum 22. 1. in der Nordsee Bft 9 erreichte.

5. Ergebnisse

Unter dem Kern von T_1 steigt der Wasserspiegel um 40 cm an (Abb. 4), während in der weiteren Umgebung eine Tendenz zur Absenkung besteht, östlich des Golfs von Biscaya sogar eine auf -30 cm. Diese geht auf die nahezu stationäre Antizyklone zurück, welche sich dort während des gesamten Vorhersageintervalls mit einem Kerndruck von 1030 bis 1035 mbar hält. Da dem Anfangsfeld ein horizontal gemittelter Luftdruck von 1002,8 mbar zugeordnet wurde, entspricht das Residuum ζ von $-32 \leq \zeta \leq -27$ cm unter dieser Antizyklone weitgehend dem inversen Wasserstand.

Der Bewegung von T_1 und dem weiter südlich nachziehenden Tief T_2 folgend, breitet sich die anfängliche „surge“ unter T_1 ostwärts aus (Abb. 5) und bedeckt am Nachmittag des 20. 1. die gesamte Norwegische See und die Nordsee (Abb. 6 u. 7).

Im Faröer-Shetland-Bereich entwickelt sich ein deutlicher Transport in Richtung auf den Nordsee-Eingang. Es ist der Beginn eines Fernwelleneffekts in der Nordsee, der am 20. 1. (Abb. 5 u. 6) intensiver wird. Zur gleichen Zeit findet man eine recht kräftige südwärtige

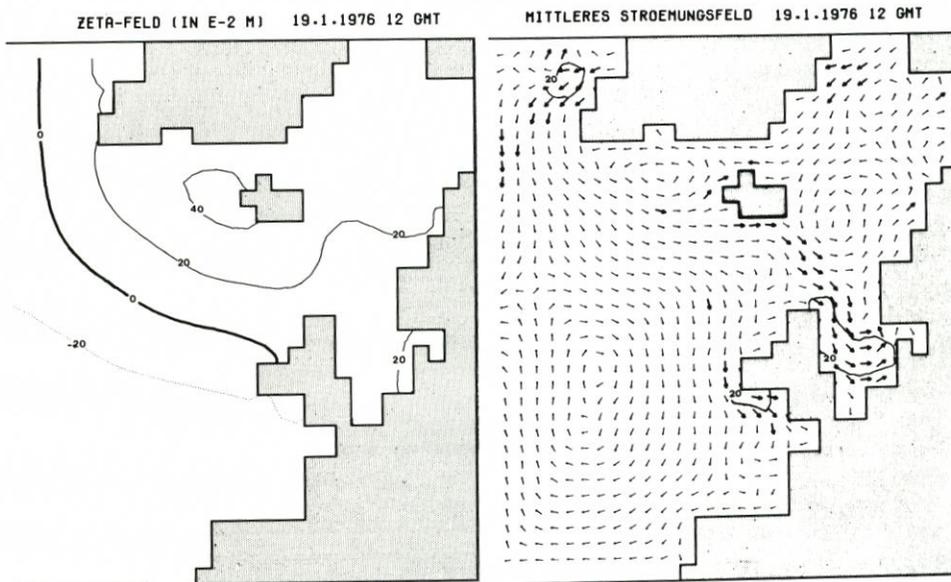


Abb. 4-9. Berechnete Residualwasserstände ζ und vertikal gemittelte Geschwindigkeiten v im Meer, dargestellt durch Isotachen und

kräftige Pfeile mit $|v| \geq 100$ mm/s,
mittlere Pfeile mit $100 > |v| \geq 10$ mm/s,
dünne Pfeile mit $|v| < 10$ mm/s.

Die Ziffern an den Isotachen geben $|v|$ in mm/s an.

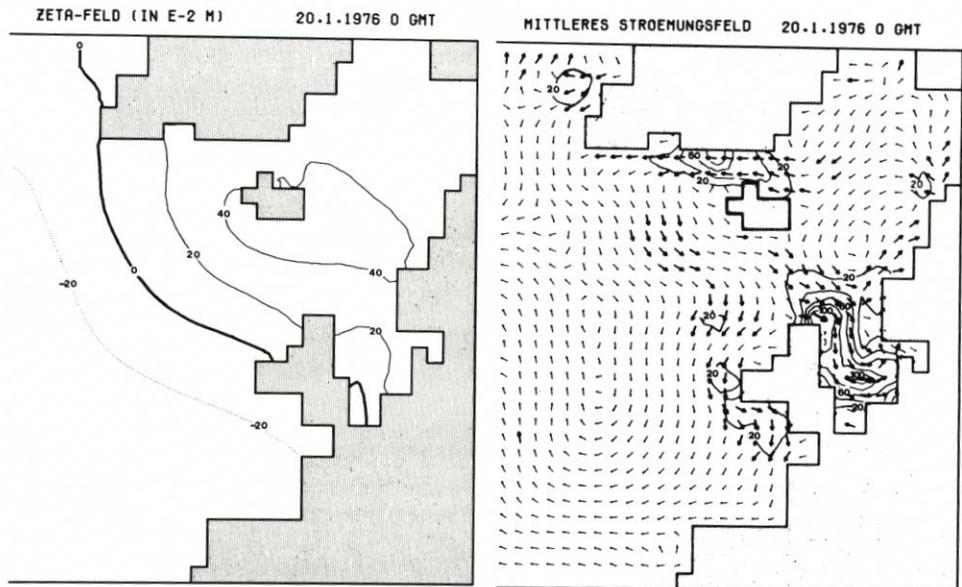


Abb. 5

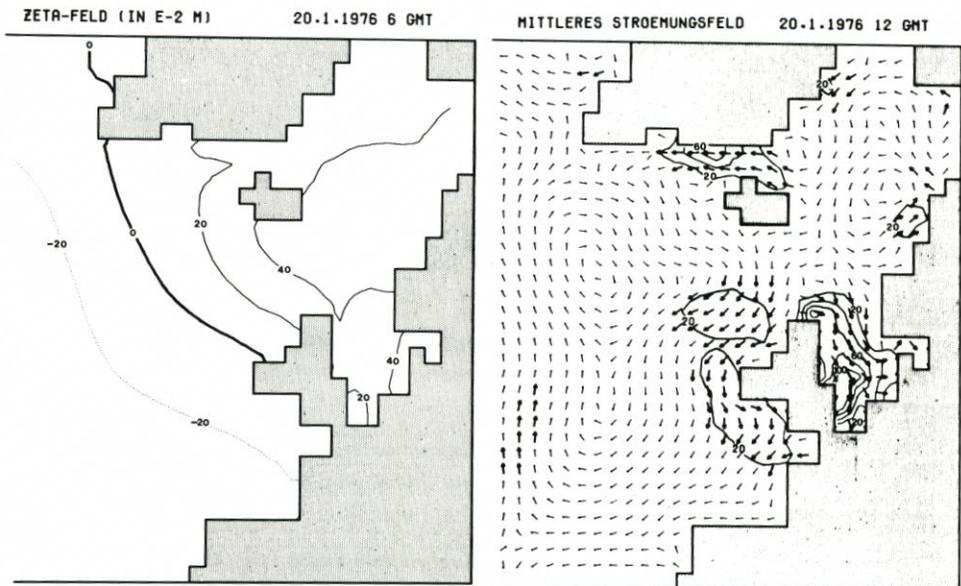


Abb. 6

Strömung in der Dänemarkstraße, außerdem Strömungen mit Südkomponente weit südwestlich von Island und westlich der Britischen Inseln, welche zwar zum 21. 1. 6^h schwächer werden, aber unter Einwirkung des Tiefs T_3 bis zum Abend wieder zunehmen.

Da die internen Effekte von Luftdruck und Windschub in der Nordsee simultan mit der Ausbreitung der Fernwelle berechnet wurden, muß – entsprechend der Windschubrichtung (Abb. 3b u. 3c) – die Wasserstandsanhhebung an der britischen Ostküste (Abb. 4 u. 5) vornehmlich ein Fernwelleneffekt sein. Der zugehörige Wassertransport findet überwiegend

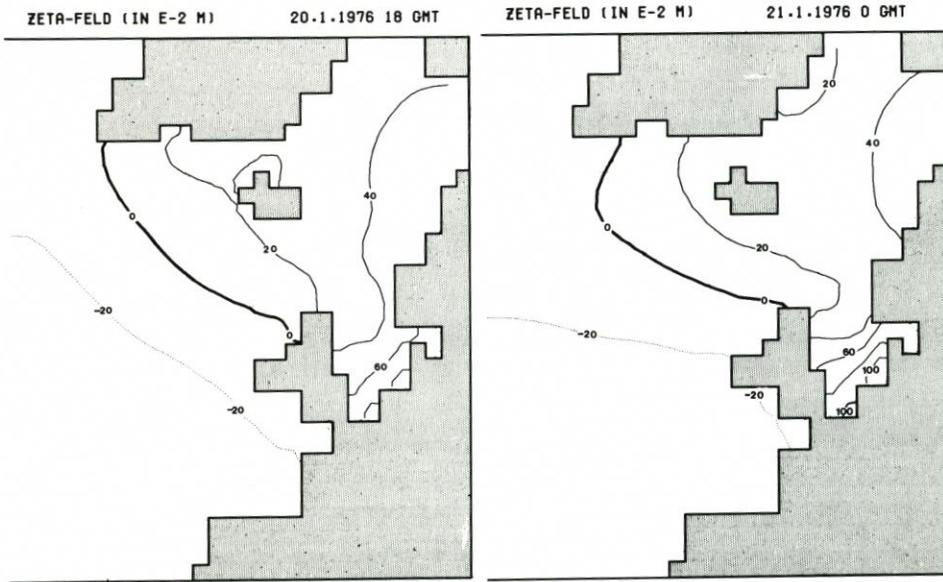


Abb. 7

im Vorfeld der schottischen und englischen Küste statt (Abb. 4 u. 5); das entspricht bisherigen Beobachtungen und früheren Modellrechnungen (SCHMITZ, 1965a; TIMMERMAN, 1977) zur Fernwellenausbreitung in der Nordsee mit adäquaten engeren Gitternetzen.

Trotz seines für die Nordsee zu groben Gitters liefert das Modell in den Hoofden, in der Deutschen Bucht und an der jütländischen Küste eine deutliche interne Wasserstandsanhhebung von über 1 m (Abb. 7 u. 8), welche aufgrund der Windschubwirkung vom Tief T_2 (Abb. 3c) auf die flachen Küstengewässer, unterstützt durch den vorausgegangenen Zustrom

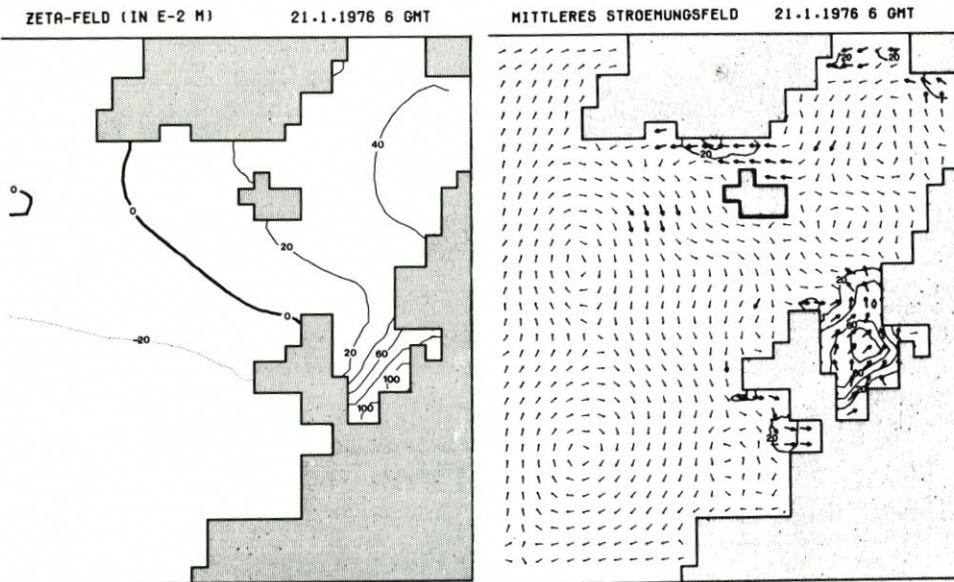


Abb. 8

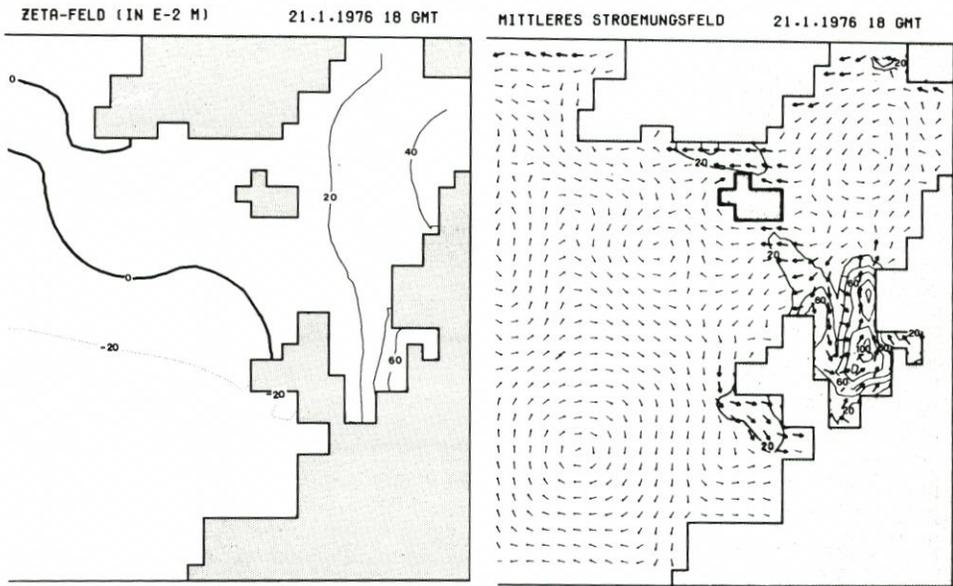


Abb. 9

von Wassermasse aus Nordwesten (Abb. 5 u. 6), erklärbar ist. Fast gleichzeitig – in den Morgenstunden des 21. 1. – weisen die Strömungen zwischen Schottland und Norwegen eine überwiegend nordwärtige Komponente auf. Diese für ein Nordsee-Sturmflut-Vorhersagemodell bedeutungsvolle Ausstromtendenz wird zeitweilig wieder umgekehrt am Abend des 21. 1. infolge des Vorüberzugs von T_3 (Abb. 9 u. 3d), welcher im Modell einen Windstauereffekt in den Hoofden und in der Deutschen Bucht bis zu 70 cm am Morgen des 22. 1. verursacht; das entspricht dem letzten Sturmflutereignis in dieser Serie (KRÜHL, 1976).

Zur Modellkontrolle müßten Beobachtungen vom Nordsee-Eingang verfügbar sein. Man ist jedoch auf Wasserstandsvergleiche mit Küstenpegeln angewiesen wie dem in Abb. 10, der den realistischen Gang der Wasserbilanz in der Deutschen Bucht andeutet.

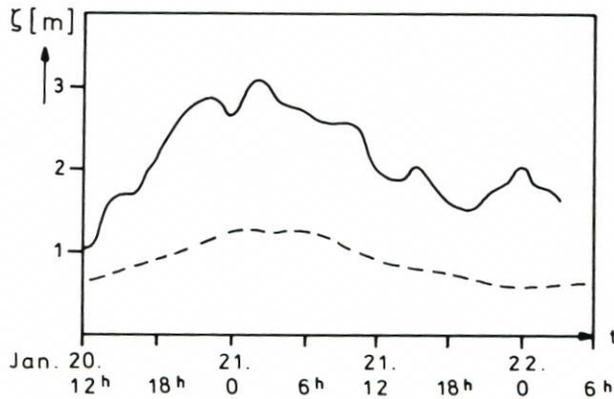


Abb. 10. Wasserstand (gestrichelt) im Modell bei $x = 41$, $y = 22,5$ in Abb. 1 (Helgoland) und Residuum vom Pegel Cuxhaven (ausgezogen)

6. Schriftenverzeichnis

- AMOROCHO, J. u. DE VRIES, J. J.: A new evaluation of the wind stress coefficient. *J. Geophys. Res.*, 85, 1980.
- DAVIES, A. M.: Application of numerical models to the computation of the wind-induced circulation of the North Sea during JONSDAP '76. „Meteor“-Forsch.-Ergebnisse. Ser. A., No. 22, Berlin-Stuttgart, 1980.
- DAVIES, A. M.: Three-Dimensional Modelling of Surges. In: *Floods due to High Winds and Tides* (Ed. D. H. Peregrine), London-New York, 1981.
- DAVIES, A. M. u. 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. *DHZ*, 30, 1977.
- DOLATA, L. u. ENGEL, M.: Sturmflutvorhersagen mit mathematisch-physikalischen Modellen. *Die Küste*, 34, 1979.
- DUUN-CHRISTENSEN, J. T.: The representation of the surface pressure field in a two-dimensional hydrodynamic numeric model for the North Sea, the Skagerrak and the Kattegat. *DHZ*, 28, 1975.
- FLATHER, R. A.: Practical surge prediction using numerical models. *Floods due to High Winds and Tides* (Ed. D. H. Peregrine), London-New York, 1981.
- HANSEN, W.: Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. *Tellus*, 8, 1956.
- HANTEL, M.: Ein lineares zeitabhängiges Einschichtenmodell der windgetriebenen Meeresströmungen für den äquatorialen Indischen Ozean. Dissertation, Univ. Bonn, 1968.
- HANTEL, M.: A numerical investigation of the linear primitive equations applied to the wind-driven circulation of the northwestern Indian Ocean between 16°N-16°S. *Ann. Meteorol. N. F. Nr. 4*, 1969.
- HEAPS, N. S.: Development of storm-surge models at Bidston. Rpt. No. 53, Institute of Oceanographic Sciences, Bidston Observatory, Birkenhead, U.K., 1977.
- HIDAKA, K. u. TSUCHIYA, M.: On the Antarctic Circumpolar Current. *J. Mar. Res.*, 12, 1953.
- HOLLMANN, G.: Transformation der Grundgleichungen der dynamischen Meteorologie in Koordinaten der stereographischen Projektion zum Zwecke der numerischen Vorhersage. *Betr. Physik Atm.*, 31, 1959.
- KRUHL, H.: Die Sturmflutwetterlagen im Januar 1976. *Die Küste*, 30, 1976.
- MARTINSEN, E. A., GJEVIK, B. u. RÖED, L. P.: A numerical model for long barotropic waves and storm surges along the western coast of Norway. *J. Physical Oceanogr.*, 9, 1979.
- RÜHLAND, D. u. SCHMITZ, H. P.: Vorausberechnung winderzeugter Wasserspiegellagen in der Nordsee im Anschluß an die numerische Wettervorhersage. *Betr. Physik. Atm.*, 46, 1973.
- SCHMITZ, H. P.: Modellrechnungen zu winderzeugten Bewegungen in einem Meer mit Sprungschicht. *DHZ*, 17, 1964.
- SCHMITZ, H. P.: Modellrechnungen zur deep-water-surge-Entwicklung - das external surge Problem. *DHZ*, 18, 1965a.
- SCHMITZ, H. P.: Ein Differenzgleichungssystem zur Ermittlung instationärer Bewegungen in einem Meer mit geringer Turbulenzreibung. *DHZ*, 18, 1965b.
- SCHMITZ, H. P.: Eine numerische Approximation der monsunerzeugten Zirkulationen im Arabischen Meer. *DHZ*, 20, 1967.
- SCHMITZ, H. P.: Vorhersageverfahren und ihre Probleme. *Promet*, 8, H. 4, 1978.
- SCHMITZ, H. P.: The combined effect of bottom topography, wind stress, and air pressure gradient on the generation of internal and external surges. *Betr. Physik Atm.*, 53, 1980.
- SCHMITZ, H. P.: Numerical forecast of storm surges in the North Sea following the numerical weather prediction. *Proc. Sympos. on Current Problems of Weather Prediction*, Vienna, June 23-26, 1981; *Aust. Met. Soc., Central Inst. Met. Geodyn., Am. Met. Soc., Publ. No. 253 der Zentralanst. Met. Geodyn.* Wien, 1982.
- SCHMITZ, H. P.: A three dimensional Prandtl layer conception for air currents over moving rough water surfaces. *DHZ*, 36, 1983.
- SMITH, S. D.: Comment on „A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces“. *Journ. Geophys. Res.*, 86, No. C 5, 4307, 1981.
- TIMMERMAN, H.: On the importance of atmospheric pressure gradients for the generation of external surges in the North Sea. *DHZ*, 28, 1975.

- TIMMERMAN, H.: Meteorological effects on tidal heights in the North Sea. Mededelingen en Verhandelingen, No. 99, Koninklijk Nederlands Met. Inst., De Bilt, 1977.
- VASTANO, A. C. u. Reid, R. O.: Tsunami response for islands: Verification of a numerical procedure. J. Marine Res., 25, Nr. 2, 1967.
- WU, J.: Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions – a revisit. J. Physical Oceanogr., 10, 1980.