

Ein Vorschlag für ein Verfahren zur mittelfristigen Wasserstandsvorhersage in der Deutschen Bucht

VON HANS-JOACHIM KÜMPEL UND JOCHEN ZSCHAU*

Zusammenfassung

Empfindliche Neigungsmessungen in der Nähe von Kiel haben einen Zusammenhang zwischen zeitlichen Luftdruckgradienten und Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht aufgezeigt, der sich zur mittelfristigen Wasserstandsvorhersage an der deutschen Nordseeküste zu eignen scheint. Eingehende Untersuchungen wurden an mehreren Datenreihen aus den Jahren 1971 bis 1981 mit besonderer Gewichtung von Sturmflutereignissen durchgeführt. Ein optimiertes Vorhersagemodell wurde gefunden, indem verschiedene Regressionsansätze empirisch nach dem „trial-and-error“-Verfahren variiert wurden.

Das bevorzugte Modell stützt sich zur Darstellung des Windstaus nurmehr auf Wasserstandsänderungen an der Forschungsplattform Nordsee und auf Luftdruckänderungen an einem Ort im Bereich der Deutschen Bucht oder im nördlichen Schleswig-Holstein. Die vollständige Darstellung der Wasserstandskurve wurde exemplarisch für Borkum, Büsum und Helgoland durchgeführt. Es zeichnet sich ab, daß mit dem vorgeschlagenen Verfahren bei nur geringem Aufwand Hoch- und Niedrigwasser mit bisher nicht erreichter Genauigkeit um 6 bis 15 Stunden vor Eintritt dargestellt werden können. In einem Testzeitraum betragen bei 15-, 12-, 9- und 6stündigen Vorhersagelängen die mittleren Darstellungsfehler für Hochwasserhöhen am Pegel Büsum 22,9 cm, 20,7 cm, 18,8 cm und 17,5 cm.

Summary

High resolution tilt signals near Kiel, FRG, revealed a relationship between temporal air pressure gradients and waterlevel fluctuations in the German Bight which might be used for a medium-range forecast of the waterlevel along the German North Sea coast. Detailed investigations were made on waterlevel and air pressure data from 1971 to 1981. Special emphasis was laid on time intervals including storm surge events. Based on multiple regression analyses, an optimized forecast model has been found by empirically varying different regression sets by trial-and-error.

The meteorologically generated surge of the favoured model is best described by mere waterlevel changes at the Research Platform Nordsee and air pressure variations at either some location within the German Bight or in Northern Schleswig-Holstein. Total waterlevel variations have been calculated for three places close to or at the German North Sea coast, namely, Borkum, Büsum, and Helgoland. Despite the simplicity of the model, it seems to provide medium-range forecasts for high- and low tides with a higher precision than is obtained by presently applied methods. For a test period, high tides at Büsum have been reproduced with mean errors of 22.9 cm, 20.7 cm, 18.8 cm, and 17.5 cm from data that was available 15, 12, 9, and 6 hours earlier, respectively.

Inhalt

1. Einführung	116
2. Entwicklung des Vorhersagemodells	117
2.1 Neigungsanomalien vor Sturmfluten	117
2.2 Grundzüge des Vorhersagemodells	119
2.3 Variationen des Regressionsansatzes	121

* Zugleich Veröffentlichung Nr. 268 des Instituts für Geophysik der Universität Kiel.

2.4 Modell der Vorhersage des Windstaus für Büsum	124
2.5 Windstaudarstellung für Borkum und Helgoland	128
2.6 Darstellung der vollständigen Wasserstandskurve	132
3. Das Modell in der Anwendung	136
3.1 Darstellung von Hochwasser	136
3.2 Darstellung von Niedrigwasser	139
3.3 Vergleich mit anderen Vorhersageverfahren	142
3.4 Praxisbezogene Aspekte.	145
4. Schlußbemerkungen	146
5. Schriftenverzeichnis	147

1. Einführung

Angesichts der Häufung schwerer Sturmfluten in der Deutschen Bucht während der letzten 25 Jahre und der Bedrohung, die diese Naturereignisse für Menschen, Tiere und Sachwerte darstellen, bedürfen Anstrengungen zur Verbesserung bestehender oder zur Entwicklung neuer Sturmflutvorhersage-Verfahren keiner Rechtfertigung. Neben dem Wunsch nach zuverlässigen Vorhersagen für Hochwasser gibt es auch ein starkes Interesse an präzisen Niedrigwasservorhersagen, etwa von den Schleusenämtern und von seiten der Schifffahrt.

Verbesserungen gegenüber bestehenden Verfahren können sowohl in kleineren Vorhersagefehlern als auch in längeren Vorwarnzeiten oder in einer vereinfachten Logistik bestehen. Mit dem letzteren ist gemeint, daß z. B. weniger Meßgrößen über weniger Datenleitungen gesammelt werden müssen, oder daß sich die rechnerische Auswertung der Meßgrößen vereinfacht. Je unkomplizierter ein Verfahren die Ermittlung eines Vorhersagewertes zuläßt, umso unanfälliger ist es im allgemeinen gegenüber jeglichen Störungen, und umso mehr ist seine Zuverlässigkeit auch bei erschwerten äußeren Bedingungen gewährleistet. Ferner muß auch der finanzielle Aufwand zum Betreiben eines Vorhersageverfahrens vertretbar sein, beispielsweise im Verhältnis zu baulichen Küstenschutzmaßnahmen.

In den folgenden Abschnitten wird ein neues Wasserstands-Vorhersageverfahren für die Deutsche Bucht vorgeschlagen, das nach Meinung der Autoren eine Reihe von Vorzügen gegenüber bisher angewandten Verfahren aufweist. Der Weg zu diesem Verfahren führte über die Messung kleinster Neigungsänderungen des Erdbodens in 30 bis 60 m Tiefe. Hierüber wurde bereits verschiedentlich berichtet (ZSCHAU, 1977, 1979 a,b; ZSCHAU et al., 1979; KÜMPEL et al., 1979; KÜMPEL u. ZSCHAU, 1979 a,b; KÜMPEL, 1982, 1983). Dies war kein direkter Weg, wie sich herausgestellt hat. Er leitete jedoch Untersuchungen ein, die zur Aufdeckung entscheidender Merkmale des vorgeschlagenen Vorhersageverfahrens führten.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, soll betont werden, daß mit dem neuen Verfahren bisher keine echten Wasserstandsvorhersagen durchgeführt, sondern lediglich im nachhinein simuliert wurden. Das Wort „Vorhersage“ bedeutet daher im folgenden immer die Darstellung zukünftiger Wasserstände aus vergangenen Wasserstands- und Luftdruckbeobachtungen, wobei – wie bei jedem empirischen Verfahren – die Schlußfolgerungen bezüglich der Vorhersagegenauigkeiten streng genommen nur für die untersuchten Testzeiträume gelten. Die Allgemeingültigkeit und damit die praktische Brauchbarkeit des Verfahrens kann sich letztlich erst in einer noch ausstehenden, langfristigen Echtzeit-Anwendung erweisen.

2. Entwicklung des Vorhersagemodells

2.1 Neigungsanomalien vor Sturmfluten

Empfindliche Neigungsmessungen in geringer Tiefe geben Aufschluß über das Deformationsfeld des Erdbodens und über Schwankungen der Lotrichtung, wie sie zum Beispiel von Meeresspiegel- oder regionalen Luftdruckänderungen hervorgerufen werden. In Schleswig-Holstein werden solche Messungen vom Institut für Geophysik der Universität Kiel seit Anfang der 70er Jahre zur Klärung verschiedener geophysikalischer Fragestellungen durchgeführt. Sie zeigen u. a. ein bemerkenswertes Phänomen: Jeweils mehrere Stunden vor dem

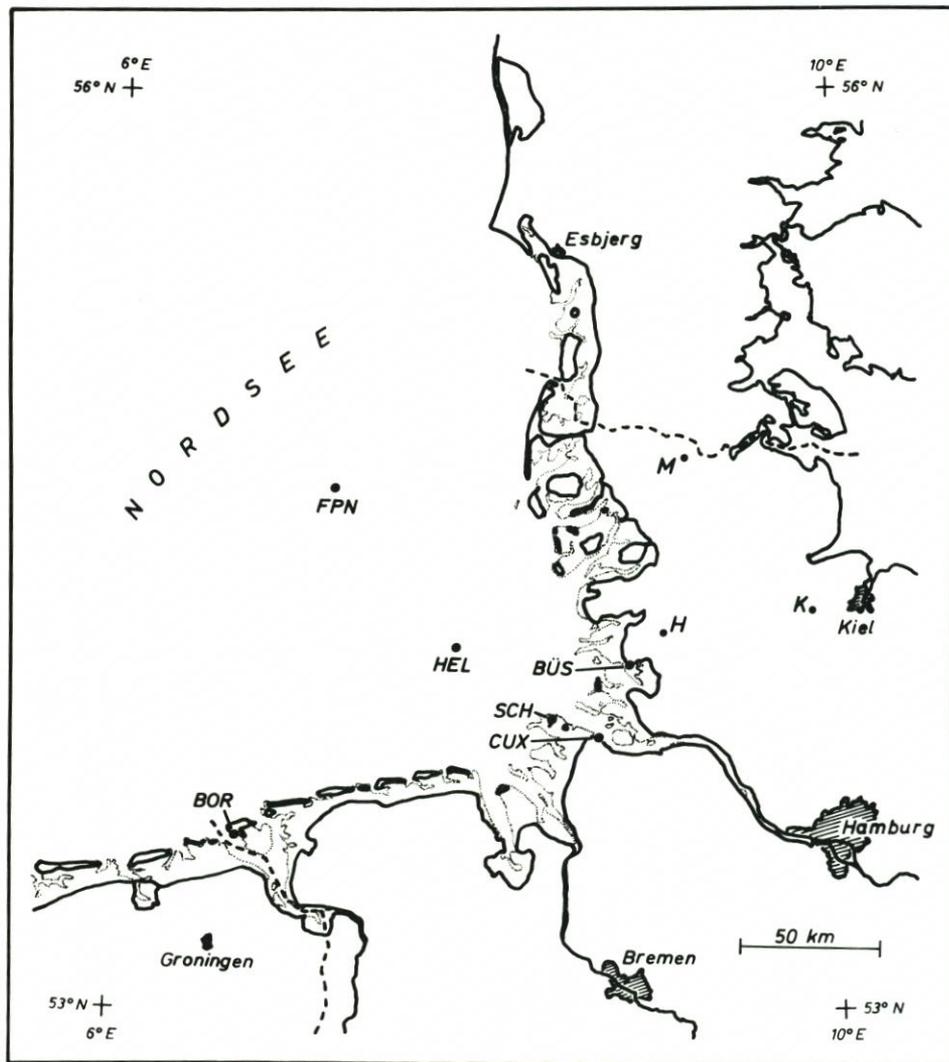


Abb. 1. Lage der Pegel Borkum (BOR), Cuxhaven (CUX), Büsum (BÜS), Helgoland (HEL), Forschungsplattform Nordsee (FPN), der Windmeßstation Scharhörn (SCH) sowie der Neigungsmessstationen Heide (H), Medelby (M) und Kiel-Rehmsberg (K); gepunktet: Wattumrisse bei Niedrigwasser

Eintritt schwerer Sturmfluten registriert der bei Kiel-Rehmsberg (s. Abb. 1) installierte Neigungsmesser auffällige Neigungsanomalien, deren Ursache zunächst ungeklärt war. Eingehend untersucht wurde dieses Phänomen im Rahmen des Projektes „Vertikalpendelmessungen zur Sturmflutvorhersage“ des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen, KFKI (ROHDE, 1979). Im Abschlußbericht konnte festgestellt werden, daß nicht alle Sturmfluten durch Neigungsanomalien gleichermaßen angekündigt werden und daß Luftdruckeffekte die Anomalien verstärken können (KÜMPEL et al., 1979).

Weitere Untersuchungen erfolgten unter Einbeziehung hydrodynamisch-numerischer Modelle im Rahmen eines Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Zur Aufklärung des Phänomens haben schließlich die Auswertung von Neigungsmessungen an den Orten Heide und Medelby (s. Abb. 1) und die Analyse von insgesamt 22 Sturmflutereignissen aus den Jahren 1971 bis 1981 beigetragen. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen (s. a. KÜMPEL, 1982):

(a) Die untersuchten Neigungsanomalien zeigten sich an der Station Kiel-Rehmsberg eindeutig stärker als an den beiden der Nordseeküste näher gelegenen Stationen Heide und Medelby. Daraus ergab sich, daß die Neigungsanomalien nicht allein dem Einfluß von Wasserstandsschwankungen der Nordsee zuzuschreiben waren. Denn sonst hätte der Neigungseffekt bei Kiel am kleinsten sein müssen, da er mit zunehmender Entfernung von der Küste abnimmt. Statt dessen schien ein Effekt verantwortlich zu sein, der für die Station Kiel-Rehmsberg von größerer Bedeutung war als für die beiden Stationen Heide und Medelby und der gleichzeitig in engem Zusammenhang mit dem Sturmflutablauf in der Deutschen Bucht stehen mußte.

Zwei Effekte kamen in Betracht. Zum einen der Einfluß von Wasserstandsänderungen in der westlichen Ostsee: Die meist heftigen SW-Winde auf der Vorderseite eines von Westen heranrückenden Sturmtiefs drücken das Wasser aus der westlichen Ostsee heraus. Auf der Rückseite des Sturmtiefs verursachen NW-Winde einen Wasserstau in der Deutschen Bucht. Ein Neigungsmesser in Schleswig-Holstein schlägt für beide Wasserstandsänderungen in westliche Richtungen aus. Da häufig das Wasserstandsminimum in der westlichen Ostsee eher eintritt als das Windstaumaximum an der Nordseeküste, konnte hieraus ein Neigungsvorlauf, vor allem bei Kiel-Rehmsberg, vor dem Wasserstandsanstieg an der Nordseeküste abgeleitet werden.

Zum anderen kamen meteorologisch bedingte Neigungsänderungen in Betracht, die sich aufgrund lokaler Gegebenheiten an der Station Kiel-Rehmsberg in besonderer Weise auswirkten. Beispielsweise führen hier Luftdruckänderungen mit einer Verzögerung von 10 bis 15 Stunden zu charakteristischen Neigungsänderungen, deren Ursache in der Hanglage der Station in Zusammenhang mit Diffusionsvorgängen und Druckschwankungen im lokalen Grundwasser zu finden sind (ZSCHAU, 1979 b). Nach dieser Vorstellung mußte der mehr oder minder typische Verlauf der Luftdruckänderungen vor und während Sturmfluten die Neigungsanomalien maßgeblich mithervorrufen.

(b) Um die Bedeutung von Wasserstandsschwankungen in der Nord- und Ostsee auf Neigungsmessungen abzuschätzen, wurde die Neigungswirkung einzelner Sturmflutabläufe nach bekannten Verfahren theoretisch berechnet. In zwei Fällen wurden hierzu Wasserstandsverteilungen in der Nord- und Ostsee hydrodynamisch-numerisch ermittelt. Die Rechnungen lieferten für die Zeitpunkte, an denen die Neigungsanomalien auftraten, z. T. deutlich kleinere Neigungseffekte als beobachtet wurden. Unzulänglichkeiten der theoretischen Berechnungen konnten als Grund für die Unstimmigkeiten ausgeschlossen werden.

(c) Kreuzkorrelationen und multiple Regressionen zwischen Neigungsaufzeichnungen, Luftdruckänderungen bei Kiel und Wasserstandsschwankungen am Pegel Büsum gaben

Aufschluß über die Bedeutung des Luftdruckeffektes für die Neigungsanomalien: Es konnte eine Linearkombination aus Neigungsänderungen an der Station Kiel-Rehmsberg (geprägt von Wasserstandsschwankungen der Nord- und Ostsee und von lokalen Luftdruckeffekten, letztere um 10 bis 15 Stunden verzögert) und aus aktuellen, also nicht verzögerten Luftdruckänderungen bei Kiel gefunden werden, die günstige Vorlaufeigenschaften gegenüber Wasserstandsänderungen bei Büsum aufwies, d. h. hohe Kreuzkorrelations-Koeffizienten bei möglichst großem Phasenvorlauf.

Die Neigungsanomalien vor Sturmfluten an der Kieler Station konnten damit durch eine glücklich zu nennende Überlagerung der Einflüsse von Wasserstandsschwankungen der Nord- und Ostsee mit um 10 bis 15 Stunden verzögerten Luftdruckeinflüssen erklärt werden.

Da ein gewisser Teil des Neigungssignals durch geodynamische und meteorologische Einflüsse hervorgerufen wird, welche kaum zu dem günstigen Vorlauf der Neigungsanomalien beitragen dürften, wurde weiter geprüft, ob sich über die Meßreihen der Wasserstandsänderungen in Nord- und Ostsee und der Luftdruckänderungen allein ein befriedigendes Vorhersagemodell für Extrem-Wasserstände in der Deutschen Bucht finden ließ. Dabei wurden besonders die Erfolgsaussichten einer mittelfristigen Vorhersage untersucht, nicht zuletzt weil die bis zu 12 Stunden vor einzelnen Sturmflutereignissen beobachteten Neigungsanomalien hierzu ermutigten.

2.2 Grundzüge des Vorhersagemodells

Die Hauptursachen für Wasserstandsänderungen in der Nordsee sind Gezeitenkräfte und meteorologische Einflüsse. Letztere werden unter dem Begriff Windstau zusammengefaßt. Die Vorhersage des Windstaus wurde als Hauptproblem bei der Entwicklung unseres Vorhersagemodells angesehen. Es wurde angenommen, daß die astronomisch bedingten Wasserstandsänderungen – die Gezeiten – vom Windstau unabhängig sind.

Diese Anschauungsweise vernachlässigt die nicht unerheblichen Wechselwirkungen zwischen Gezeiten und Windstau. So ist bei Niedrigwasser die Stauwirkung durch auflandigen Wind größer als bei Hochwasser, weil das Abfließen des gestauten Wassers in einer geringermächtigen Wasserschicht erfolgt und damit der Einfluß der Bodenreibung stärker ist. Gezeitenwellen sind zudem lange Wellen, deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit, ebenfalls aufgrund der Bodenreibung, von der Wassertiefe abhängt. Bei hohem Windstau tritt die Gezeit deswegen früher ein als bei niedrigem Windstau. Entsprechendes gilt für andere lange Wellen, wie Schwallerscheinungen als Folge von Fernwellen aus dem Nordatlantik, Querschwingungen der Nordsee und Wellen, die mit Luftdruckschwankungen in Resonanz stehen.

Durch Küstengestalt und Meeresbodentopographie werden die Wechselwirkungen an den Küsten der Deutschen Bucht noch komplizierter. Streicht beispielsweise auflandiger Wind bei Niedrigwasser über größere Flächen trockenengefallener Watten, so ergibt sich ein wiederum geringerer Windstau als bei überspülten Watten, also höherem Wasserstand (TOMCZAK, 1952, 1960). In unserem Vorhersagemodell wurden diese Wechselwirkungen nicht explizit berücksichtigt, d. h., der vorherzusagende Wasserstand wurde durch Addition des vorausberechneten Windstauwertes und der bekannten astronomischen Gezeit ermittelt. Dies schließt aber nicht aus, daß durch die Wahl geeigneter Eingabe-Meßgrößen ein Teil der Wechselwirkungen implizit erfaßt wurde. Auf die mathematische Darstellung der Gezeiten wird in Abschnitt 2.6 näher eingegangen.

Für die Darstellung des Windstaus wurde aufgrund der in Abschnitt 2.1 beschriebenen Erfahrungen ein Vorhersagemodell gesucht, an das folgende Forderungen gestellt wurden:

(a) Die für einen bestimmten Küstenort vorauszusagende Windstaukurve soll sich aus einer Linearkombination laufender Meßreihen ergeben; also nicht aus isolierten Meßwerten, die nur zu bestimmten Zeitpunkten gewonnen werden können, wie etwa Wasserstände bei Niedrig- und Hochwasser. Damit können Vorhersagen kontinuierlich getroffen werden. Es wird angenommen, daß stündlich abgelesene Meßwerte den Frequenzgehalt der beteiligten Meßreihen ausreichend genau wiedergeben. Es soll also gelten:

$$W(t_0 + t_j) = a \cdot A(t \leq t_0) + b \cdot B(t \leq t_0) + c \cdot C(t \leq t_0) + \dots$$

mit W = vorherzusagender Windstau,
 $A, B, C \dots$ = Meßreihen, die zur Vorhersage beitragen,
 $a, b, c \dots$ = geeignete Koeffizienten,
 t_0 = Zeitpunkt, an dem die Vorhersage getroffen wird,
 t_j = Vorhersagelänge

und allen t, t_0, t_j jeweils zur vollen Stunde.

(b) Die Koeffizienten a, b, c, \dots in der Linearkombination des Vorhersagemodells sollen durch multiple lineare Regression optimiert werden. Dies bedeutet eine Ausgleichung der in die Regression einfließenden Daten nach der Methode der kleinsten Quadrate. Hierbei werden die in das Modell eingehenden Meßreihen mit der darzustellenden Windstaukurve für bereits eingetretene Ereignisse verglichen. Der Bestimmungszeitraum für die Koeffizienten soll ein möglichst breites Spektrum von Wasserstandsschwankungen in der Deutschen Bucht umfassen. Da sich die Regressionen lediglich auf Schwankungen der Windstaukurve erstrecken, müssen die regelmäßigen Gezeitenschwankungen aus allen Meßreihen zuvor eliminiert werden.

(c) Nach den Regeln für Regressionsberechnungen sollen alle Terme der Eingabeseite einen signifikanten Beitrag zur Ausgabeseite beisteuern und voneinander weitgehend linear unabhängig sein, d. h. nur wenig miteinander korrelieren. Dies beschränkt die erforderlichen Meßgrößen auf solche, die für eine Vorhersage signifikante und einzigartige Informationen enthalten. Darüber hinaus wird gefordert, daß sich die beteiligten Meßreihen in dem Bestimmungszeitraum stationär verhalten, also keine linearen Trends aufweisen. Wasserstands- und Luftdruckschwankungen sollen hier über einen Zeitraum von mehreren Monaten hinweg als stationär angesehen werden.

Zur Anzahl der Freiheitsgrade bei der Regression ist anzumerken, daß die aufeinanderfolgenden stündlichen Werte der ins Auge gefaßten Meßreihen nicht voneinander unabhängig sind. Daher ist die Anzahl der Freiheitsgrade des auszugleichenden Gleichungssystems – je nach Frequenzgehalt der Meßreihen – geringer als die Differenz aus der Anzahl aller Meßwerte auf der Eingabeseite und der Anzahl der Regressionskoeffizienten. (Eine ausführliche Beschreibung des Regressionsverfahrens, angewandt auf die Bestimmung der maßgeblichen Faktoren für Hochwasser in der Irischen See, findet sich bei AMIN, 1982.)

(d) Mittels eines geeigneten Bewertungskriteriums soll unter verschiedenen Regressionsansätzen eine Auswahl über deren Güte getroffen werden. Das Regressionsverfahren bietet hierzu die Standardabweichung der Fehlerkurve, E , an, d. h. derjenigen Zeitreihe, welche die nicht durch den Regressionsansatz erfaßten Variationen der vorherzusagenden Windstaukurve enthält. Ein anderes Bewertungskriterium stellt der Betrag des multiplen Kreuzkorrelations-Koeffizienten r zwischen den Meßreihen auf der Eingabeseite und den berechneten Vorhersagewerten auf der Ausgabeseite des Regressionsansatzes dar. Sein Betrag ist ein Maß für denjenigen Anteil der Variation der Windstaukurve, der durch den Regressionsansatz erfaßt wird. Der Standardabweichung der Fehlerkurve als dem strengeren Maß für Vorhersagefehler soll als Bewertungskriterium im folgenden der Vorzug gegeben werden.

2.3 Variationen des Regressionsansatzes

Das vorgeschlagene Vorhersagemodell wurde in zwei Schritten entwickelt. Zunächst wurde versucht, diejenigen Parameter herauszufinden, die auf der Eingabeseite des Modells eindeutig zur Darstellung der Windstaukurve bei Büsum beitragen. Ein Parameter ist dabei nicht notwendigerweise eine Meßgröße selbst, sondern u. U. deren zeitlicher Gradient oder der Mittelwert der Meßgröße über eine bestimmte Zeit (z. B. Luftdruck, 12stündige Luftdruckdifferenzen und über 12 Stunden gemittelter Luftdruck). Die Parameter wurden zunächst allein aus den drei Meßgrößen Wasserstand bei Kiel-Strande (stellvertretend für die westliche Ostsee), Wasserstand bei Büsum (stellvertretend für die Deutsche Bucht) und Luftdruck bei Kiel-Rehmsberg gebildet. Im zweiten Schritt wurde untersucht, ob sich eine Verbesserung des Vorhersagemodells erreichen läßt, wenn die geeigneten Parameter beibehalten, die zugrundeliegenden Meßgrößen aber an anderen Meßorten gewonnen werden.

Erster Schritt: Der Bestimmungszeitraum für die zur Windstaudarstellung maßgeblichen Parameter sollte eine möglichst hohe Sturmflutdichte haben. Es wurde daher ein ca. ¼jähriges, zusammenhängendes Zeitintervall aus 12 Teilintervallen konstruiert, das sämtliche 18 Sturmflutereignisse des Zeitraums 1. 1. 1977 bis 30. 9. 1981 mit Wasserständen über 8 m PN am Pegel Büsum umfaßt (Tab. 1). An den Nahtstellen der Teilintervalle wurden die Meßwerte durch ein inverses Hanning-Fenster einander angeglichen, um Sprünge in der zusammenhängenden Wasserstandskurve zu eliminieren. Die so gebildete Zeitreihe enthielt schließlich noch originale stündliche Werte von 86 Tagen; Werte von insgesamt 18 Tagen wurden durch die Angleichung verfälscht.

Abb. 2 zeigt (rechts von der Unterteilung) den Windstauverlauf bei Büsum sowie dessen Aufspaltung in ein 12stündiges, gleitendes Summenmittel und in hochfrequente Restanteile. Letztere sind im wesentlichen halb- und vierteltägige Wasserstandsschwankungen mit Doppelamplituden bis über 1 m als Folge der Wechselwirkungen zwischen Windstau und Gezeiten. Die Windstaukurve (a) wurde durch Subtraktion von je 40 Partialtiden von den originalen Wasserstandsregistrierungen – für die jeweiligen Teilintervalle gesondert – gewonnen. Phasen und Amplituden dieser 40 Tiden, im folgenden auch als harmonische Gezeiten bezeichnet, wurden am Zeitraum 23. 9. – 31. 12. 1977 bestimmt (KÜMPEL, 1982).

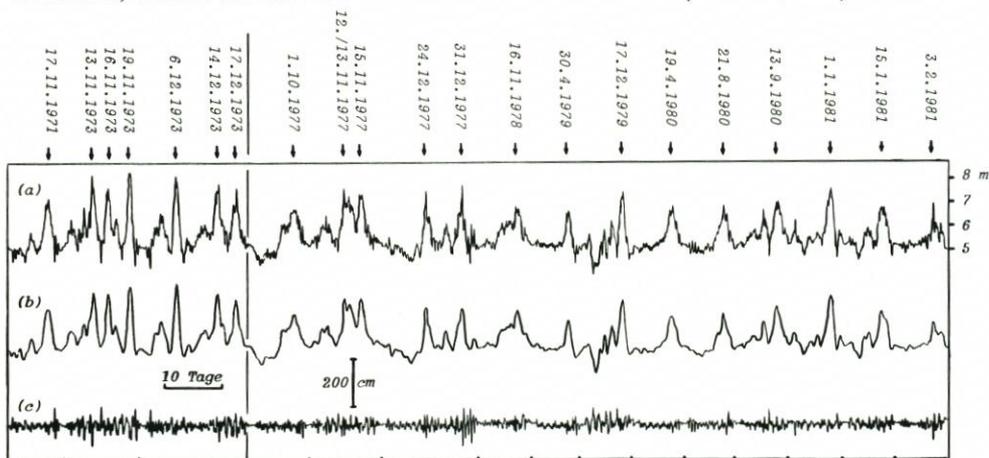


Abb. 2. Wasserstandsänderungen am Pegel Büsum für 15 aneinandergereihte Sturmflutzeiträume von 1971 bis 1981 (vgl. Tabelle 1); (a): nach Abzug von 40 Partialtiden, (b): gleitend über je 12 Stunden gebildetes arithmetisches Mittel zu (a), (c): Differenz (b)–(a)

Tabelle 1. Hochwasser über 8 m PN am Pegel Büsum-Westmolenkopf vom 1.1.1971 bis 30.9.1981. Quellen: Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein (1972, ..., 1980), Wasser- und Schiffsamt Tönning (pers. Mitteilung); 8 m PN entsprechen 1,48 m über MThw der Jahre 1966-1975

Datum	Uhrzeit [MEZ]	Hochwasser [cm] ü. PN	Datum	Uhrzeit [MEZ]	Hochwasser [cm] ü. PN
1971: 17. 11.	0.01	832	1977: 1. 10.	14.56	819
17. 11.	12.26	813	12. 11.	12.59	837
1973: 13. 11.	14.23	903	13. 11.	1.38	848
16. 11.	3.44	918	13. 11.	13.45	834
19. 11.	19.27	909	14. 11.	2.08	806
6. 12.	21.24	934	15. 11.	3.12	881
14. 12.	3.22	919	15. 11.	15.00	833
17. 12.	6.01	834	24. 12.	12.23	858
1974: 16. 1.	5.19	803	31. 12.	2.15	854
5. 12.	4.55	841	1978: 16. 11.	13.18	807
18. 12.	3.03	825	1979: 30. 4.	15.30	828
29. 12.	11.47	827	17. 12.	23.50	841
1975: 25. 1.	23.34	872	1980: 19. 4.	15.40	804
26. 1.	10.47	833	21. 8.	19.55	806
28. 9.	4.40	814	13. 9.	14.38	817
1976: 3. 1.	13.49	1015	1981: 1. 1.	8.25	856
4. 1.	1.55	854	15. 1.	7.17	819
20. 1.	14.38	821	3. 2.	10.10	841
21. 1.	3.04	978			
21. 1.	15.24	844			
22. 1.	4.00	879			

Insgesamt wurden Regressionsansätze für etwa 50 verschiedene Parameterkombinationen getestet. Empirisches Vorwärtstasten nach dem „trial-and-error“-Verfahren führte schließlich zu einem vorläufigen Modell, das auf der Eingabeseite aus drei Parametern besteht:

$$\begin{aligned}
 W_{BÜS}(t_0 + t_j) = & a_j \cdot \overline{W}_{BÜS}(t_0 - 12^h, 12^h) \\
 & + b_j \cdot [W_{BÜS}(t_0) - W_{BÜS}(t_0 - 12^h)] \\
 & + c_j \cdot \begin{cases} 0,2 \cdot [L_K(t_0) - L_K(t_0 + t_j - 20^h)] \text{ für pos. Diff.} \\ 1,0 \cdot [L_K(t_0) - L_K(t_0 + t_j - 20^h)] \text{ für neg. Diff.} \end{cases}
 \end{aligned}$$

mit $W_{BÜS}(t)$ = Windstau am Pegel Büsum (-Westmolenkopf) zur Zeit t

$\overline{W}_{BÜS}(t, T)$ = über T Stunden arithmetisch gemittelter Windstau in Büsum zur Zeit t

$L_K(t)$ = Luftdruck bei Kiel zur Zeit t

t_j = 6^h, 9^h, 12^h (= Vorhersagelängen)

a_j, b_j, c_j = Regressionskoeffizienten zu t_j -stündigen Vorhersagen

Der erste Parameter, im folgenden mit *R e s t s t a u* bezeichnet, ist der über einen halben Tag gemittelte Windstau 12 Stunden vor dem Zeitpunkt t_0 , an dem die Vorhersage erstellt werden soll. Der zweite Parameter beinhaltet die *S t a u e n t w i c k l u n g* im Verlauf der letzten 12 Stunden vor dem Zeitpunkt t_0 . Der dritte Parameter gibt die *L u f t d r u c k e n t w i c k l u n g* über einen Zeitraum wieder, der 20 Stunden vor dem Zeitpunkt des vorherzusagenden Windstauwertes beginnt und am Zeitpunkt t_0 endet. Die Zeitspanne von 20 Stunden bis zum Zeitpunkt des vorherzusagenden Windstauwertes ist dabei nur schwach bestimmt. Sie ergibt sich für 6stündige Vorhersagelängen mit einer Unsicherheit von 5 Stunden, für

12stündige Vorhersagelängen mit einer Unsicherheit von 3 Stunden. Die physikalische Bedeutung dieser drei Parameter wird in Abschnitt 2.4 näher erläutert.

Durch Einbeziehen von Windstaukurven der westlichen Ostsee ließ sich das Modell nicht weiter verbessern.

Der Versuch, statt einer einzigen verschiedene zeitliche Luftdruckdifferenzen in den Regressionsansatz einzubeziehen, um quadratische und höhere Ableitungen des Luftdruckverlaufs zu berücksichtigen, führte ebenfalls nicht zu besseren Darstellungen. Als vorteilhaft – allerdings nur mit geringer Signifikanz – erwies es sich, fallenden Luftdruck (= negative Differenzen) stärker zu gewichten als steigenden Luftdruck. Die Koeffizienten 0,2 für positive Differenzen bzw. 1,0 für negative Differenzen sind als vorläufige Schätzwerte anzusehen.

Die Unabhängigkeit des Vorhersagemodells vom Bestimmungszeitraum wurde an den Sturmflutereignissen der Jahre 1971 bis 1973 (s. Tab. 1 und Abb. 2, links von der Unterteilung) sowie an der für manche Orte der schleswig-holsteinischen Westküste bisher schwersten Sturmflut, der vom 3./4. Januar 1976, getestet. Gegenüber den Vorhersagefehlern beim Datensatz 1977–1981 verschlechterten sich nur die 12stündigen Prognosen geringfügig. Die Flut vom 3./4. 1. 1976 wurde im nachhinein 12 bzw. 9 Stunden vor Eintritt um 100 cm bzw. um 46 cm zu niedrig, 6 Stunden vorher um 26 cm zu hoch eingeschätzt (KÜMPEL, 1982).

Zweiter Schritt: Neben den Wasserstandsänderungen bei Büsum wurden jetzt die Wasserstände von den Pegeln Borkum (Südstrand), Helgoland und der Forschungsplattform Nordsee (FPN) sowie von dieser auch die Luftdruckänderungen in die Regressionsansätze einbezogen. Die Konstruktion der Eingabeparameter blieb erhalten.

Als Bestimmungszeitraum für die jeweiligen Regressionskoeffizienten wurde jetzt ein zusammenhängendes Intervall von ca. drei Monaten mit möglichst wechselhaftem Verlauf der Windstaukurve ausgewählt. Damit sollte gewährleistet sein, daß einerseits gewöhnliche Wetterabläufe nicht ganz unberücksichtigt bleiben und andererseits keine Daten durch Angleichung an internen Intervallrändern verfälscht werden (s. o.). Dieser Bestimmungszeitraum war das 100-Tage-Intervall vom 28. Sept. 1977 bis 5. Jan. 1978. Während dieser Zeit wurde bei Sturmflutereignissen die 8-Meter-Marke des Pegels Büsum insgesamt neunmal überschritten (s. Tab. 1). Zwar lief keine der Sturmfluten besonders hoch auf, die Windstaukurven verliefen aber jeweils recht unterschiedlich. So wurde die Sturmflut vom 24. 12. durch eine rasch aus mittleren Breiten des Atlantiks heranziehende Sturmzyklone verursacht, während nur eine Woche später ein ausgedehntes Tiefdrucksystem aus dem isländischen Raum für eine etwa gleichstarke Sturmflut sorgte. Beide Fluten führten zu relativ kurzanhaltendem Hochwasser. Die Sturmflut vom 12./13. 11. 1977 hielt dagegen über mehrere Tidezyklen an. Sie folgte einer einmonatigen Schönwetterperiode mit geringen Windstauwerten, der wiederum eine leichte Sturmflut Anfang Oktober vorausging.

Tabelle 2. Mittelwert \bar{E} von Standardabweichungen der Fehlerkurven zu 6-, 9- und 12stündigen Windstaudarstellungen für Büsum im Zeitraum 28. 9. 77–4. 1. 78; in den Regressionsansätzen werden die Parameter Reststau und Stauentwicklung aus den Windstaukurven der angegebenen Pegel gebildet

		\bar{E} [cm]	Reststau von Pegel:			
			BÜS	BOR	HEL	FPN
Stauentwicklung von Pegel:	BÜS	32,7	34,2	33,1	32,8	
	BOR	32,3	32,7	32,0	31,9	
	HEL	31,6	32,9	31,6	31,6	
	FPN	30,8	31,9	30,7	30,1	

Es wurden 16 Regressionen durchgeführt, bei denen die Parameter Reststau und Stauentwicklung aus sämtlichen Kombinationen der vier oben angeführten Pegelorte gebildet wurden. Da das Bezugsniveau des Pegels an der FPN nicht bekannt ist, wurde der Regressionsansatz, sofern er Meßreihen von der FPN enthielt, um eine durch die Ausgleichung zu bestimmende Konstante d_j erweitert (s. Regressionsgleichungen in Abschn. 2.4 und 2.5).

Vergleicht man die Standardabweichungen der Fehlerkurven aller Ausgleichungen, so zeichnet sich ein Vorhersagemodell als bestes vor allen anderen aus (s. Tab. 2).

Es ist der Ansatz, in dem sowohl der Parameter Reststau als auch der Parameter Stauentwicklung aus der Wasserstandsaufzeichnung an der FPN gebildet werden. Zunehmend größere Fehler ergeben sich für Vorhersagemodelle, bei denen auf der Eingabeseite Meßreihen von Helgoland, von Borkum und zuletzt von Büsum (wie im ersten Schritt) stehen. Verwendet man in dem besten Modell Luftdruckdaten von der FPN statt von Kiel, so verschlechtert sich der in Tabelle 2 angegebene Mittelwert \bar{E} von 30,1 cm auf 31,3 cm.

Es sei darauf hingewiesen, daß die Höhe der in Tabelle 2 aufgelisteten Zahlenwerte für \bar{E} den Ansprüchen an ein Vorhersagemodell nicht genügt. Die Werte für \bar{E} sind hier deswegen relativ hoch, weil die verwendeten Regressionsgleichungen keine Toleranzfenster für die Eintrittszeit der dargestellten Windstaukurven enthalten. Toleriert man geringfügige zeitliche Abweichungen zwischen dargestellten und eingetretenen Windstauwerten, reduzieren sich die Werte für \bar{E} maßgeblich (s. u.).

2.4 Modell der Vorhersage des Windstaus für Büsum

Die erreichte Darstellungsgenauigkeit war so vielversprechend, daß auch Regressionen für 15stündige Vorhersagelängen berechnet wurden. Da sich hierbei für den Parameter Luftdruckentwicklung deutlich die über 6 Stunden gebildeten Luftdruckdifferenzen als optimal erwiesen (beginnend 21 Stunden vor dem Zeitpunkt $t_0 + t_j = t_0 + 15$ h) und bei den kürzeren Vorhersagelängen der früheste Zeitpunkt für die Berücksichtigung des Luftdruckeinflusses bei ungefähr 20 Stunden vor $t_0 + t_j$ lag (mit einer Unsicherheit von 3 bis 5 Stunden), wurde als frühester Zeitpunkt für die Berücksichtigung von Luftdruckwerten im folgenden einheitlich der Zeitpunkt $t_0 + t_j - 21^h$ festgelegt.

Damit ergab sich als bestes Modell für eine mittelfristige Vorhersage der Windstaukurve am Pegel Büsum eine Funktion f_1 der beiden Meßgrößen W_{FPN} und L_K :

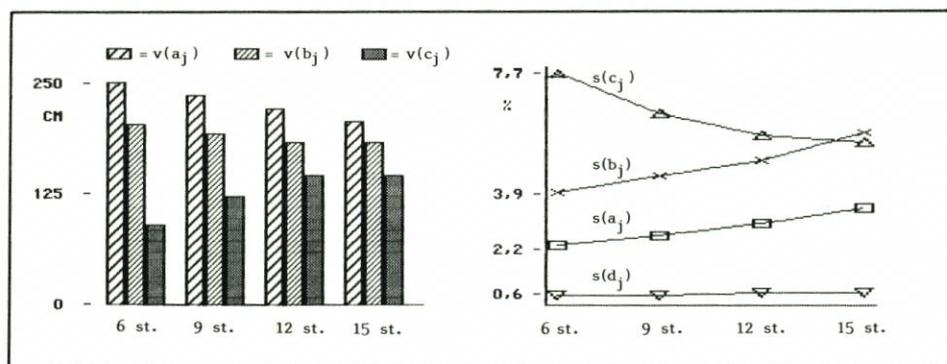
$$\begin{aligned} W_{BÜS}(t_0 + t_j) &= f_1(W_{FPN}, L_K) \\ &= a_j \cdot \bar{W}_{FPN}(t_0 - 12^h, 12^h) \\ &\quad + b_j \cdot [W_{FPN}(t_0) - W_{FPN}(t_0 - 12^h)] \\ &\quad + c_j \cdot \begin{cases} 0,2 \cdot [L_K(t_0) - L_K(t_0 + t_j - 21^h)] & \text{für pos. Diff.} \\ 1,0 \cdot [L_K(t_0) - L_K(t_0 + t_j - 21^h)] & \text{für neg. Diff.} \end{cases} \\ &\quad + d_j \end{aligned}$$

mit $W_{FPN}(t)$ = Wasserstand an der FPN zur Zeit t , für Vorhersagelängen $t_j = 6^h, 9^h, 12^h, 15^h$ und den in Tabelle 3 aufgelisteten Koeffizienten a_j, b_j, c_j und d_j . Zur genaueren Bewertung des Vorhersagemodells zeigt Abb. 3 die Standardabweichungen $s(x_j)$ der Regressionskoeffizienten x_j in Prozent ihres Absolutbetrages sowie die Maximalvariationen $v(x_j)$ der drei zeitabhängigen Glieder in der o. a. Linearkombination.

Die Konstruktion der Parameter, ihre Bedeutung für das beste Vorhersagemodell und die Lage der bevorzugten Meßorte lassen sich im Hinblick auf den physikalischen Gehalt des empirischen Modells folgendermaßen interpretieren:

Tabelle 3. Regressionskoeffizienten a_j , b_j , c_j , d_j , Standardabweichungen E_j der Fehlerkurven und multiple Kreuzkorrelations-Koeffizienten r_j zum Modell $W_{BUS} = f_1(W_{FPN}, L_K)$ für den Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78

t_j	[h]	6	9	12	15
a_j		1,15	1,08	1,01	0,94
b_j		1,16	1,10	1,04	0,94
c_j	[cm/mbar]	-5,77	-8,89	-13,45	-21,35
d_j	[cm]	414	420	424	429
E_j	[cm]	27,5	30,2	32,5	35,5
r_j		0,881	0,854	0,827	0,790

Abb. 3. Maximalvariationen $v(x_j)$ und Standardabweichungen $s(x_j)$ der Regressionskoeffizienten $x_j = a_j$, b_j , c_j , d_j zum Modell $W_{BUS} = f_1(W_{FPN}, L_K)$ für den Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78; $v(d_j) = 0$ cm

(a) Es ist kein Zufall, daß der Reststau über einen halben Tag gemittelt wird und sich die Zeitspanne für die Ermittlung des Parameters Stauentwicklung ebenfalls über einen halben Tag erstreckt. Die M_2 -Gezeit (Periode $12^h 25^{min}$) besitzt von allen Gezeitenwellen in der Deutschen Bucht die weitaus größte Amplitude. Ihr mittlerer Tidehub beträgt bei Büsum 324 cm, bei Borkum und Helgoland je 231 cm (Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein [LWK-SH], 1980, für die Jahre 1966-1975) und bei der FPN ca. 120 cm (eigene Analyse im Zeitraum 28. 9. 1977-5. 1. 78). Obwohl an den oben beschriebenen Regressionen nur Zeitreihen ohne harmonische Gezeitenanteile beteiligt sind, treten wegen der erwähnten Wechselwirkungen zwischen Windstau und Gezeiten in den Windstaukurven der Pegel erhebliche nichtlineare Restanteile der M_2 -Gezeit auf (vgl. Abb. 2). Durch arithmetische Mittelwertbildung über 12 Stunden bzw. durch 12stündige Differenzenbildung (Abb. 4) werden diese schwer vorausberechenbaren halbtägigen Restschwingungen weitgehend unterdrückt (ebenso viertel-, sechstel- und achteiltägige Schwingungen).

(b) Physikalisch sinnvoll erscheint ebenfalls, daß der Reststau um einen Zeitpunkt herum gemittelt wird (um t_0-12^h), an dem der Parameter Stauentwicklung ansetzt (s. Abb. 4). Das Modell würde die Bildung des Reststaus auch noch zu einem sechs Stunden späteren Zeitpunkt zulassen. Dann allerdings wäre in der linearen Verknüpfung von Reststau und Stauentwicklung der gesamte halbtägige Hub eventueller Restgezeiten zwischen t_0-12^h und t_0-6^h enthalten. Die hier gewählte Kombination liefert dagegen einen Schätzwert für den von Restgezeiten befreiten Windstauwert zum Zeitpunkt der Vorhersage.

(c) In der Konstruktion des dritten Parameters, dem der Luftdruckentwicklung, kommt zweierlei zum Ausdruck:

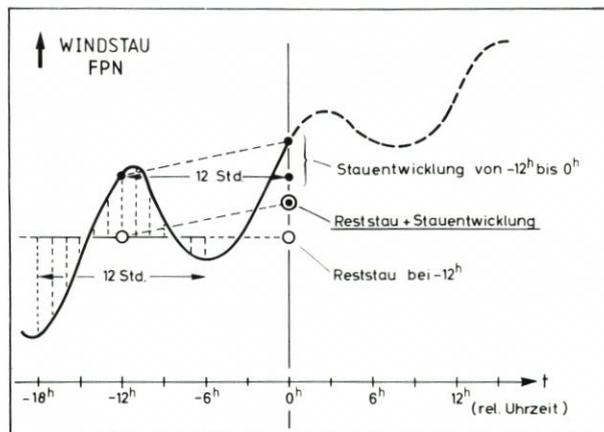


Abb. 4. Elimination von halbtägigen Restschwingungen durch die Parameter Reststau und Stautwicklung (Vorhersagebereich: $t > 0$)

– Luftdruckaufzeichnungen scheinen im statistischen Mittel bedeutende Änderungen der Windstaukurve bis zu etwa 20 Stunden vor deren Auftreten anzukündigen. Während bei kürzeren Vorhersagelängen (9^h , 6^h) sowohl kurzfristige als auch stetige, länger anhaltende Luftdruckänderungen als Anzeichen für Windstauänderungen dienen, werden bei größeren Vorhersagelängen (15^h , 12^h) nur relativ kurzfristige (bis 6- bzw. 9stündige) Luftdruckänderungen durch das Vorhersagemodell berücksichtigt (Abb. 5).

– In der stärkeren Gewichtung des fallenden Luftdrucks spiegelt sich wider, daß sich dieser stärker auf den Windstau in der Deutschen Bucht auswirkt als steigender Luftdruck. Ein Luftdruckabfall im Bereich der südlichen Nordsee steht häufig in Zusammenhang mit ostwärts ziehenden Tiefdrucksystemen bei nördlich gelegenen Kern und damit westlichen Winden über der Deutschen Bucht.

(d) Ein zusätzlicher Parameter für die Berücksichtigung des statischen Luftdruckeinflusses auf Wasserstandsänderungen erscheint überflüssig, da solche Wasserstandsschwankungen schon durch die Parameter Reststau und Stautwicklung erfaßt werden.

(e) Aus Abb. 3 ergibt sich, daß die Parameter Reststau und Stautwicklung etwa gleiches Gewicht haben, dieses aber mit zunehmender Vorhersagelänge zugunsten des Parameters Luftdruckentwicklung verlieren (sichtbar an $v[c_i]$ gegenüber $v[a_i]$ und $v[b_i]$). Die Standardabweichungen $s(x_i)$ sind ein Maß für die Fehlerbreite bzw. Unsicherheit, mit der sich die Regressionskoeffizienten bestimmen lassen. Für alle Vorhersagelängen t_i stehen die Fehlerbreiten der Terme Reststau und Stautwicklung in etwa gleichem Verhältnis zueinander, nehmen mit t_i von 6^h auf 15^h aber um ca. 50 % zu. Letzteres trifft nicht für die Fehlerbreite des Parameters Luftdruckentwicklung zu: der Koeffizient c_i wird mit zunehmendem t_i genauer bestimmbar. Darin zeichnet sich die besondere Bedeutung der Luftdruckentwicklung für die Wasserstandsdarstellung bei mittelfristigen Vorhersagelängen ab.

Insgesamt gesehen, tragen alle drei Parameter einen signifikanten und in ihrer maximalen Variation vergleichbaren Beitrag zur darzustellenden Windstaukurve bei.

(f) Der Vorteil der FPN liegt in ihrer Lage 70 bis 120 km vor den Watten der nord- bzw. ostfriesischen Küste (Abb. 1). Lokale, nichtstationäre Seichtwasserschwingungen treten hier, insbesondere im Vergleich zu Büsum, kaum auf. Da außerdem der Tidehub an der FPN nur etwa 35 % von dem bei Büsum beträgt, weisen die durch Wechselwirkung entstandenen Restschwingungen verhältnismäßig kleine Amplituden auf. Beides sind günstige Vorausset-

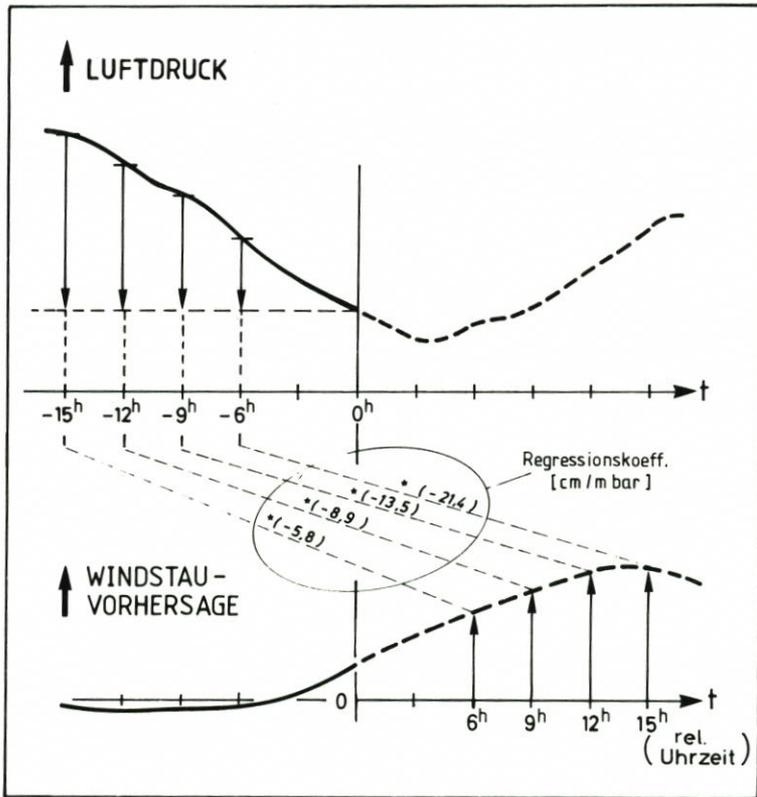


Abb. 5. Der als Parameter Luftdruckentwicklung ermittelte Beitrag zur Windstaudarstellung (Vorhersagebereich: $t > 0$, Regressionskoeffizienten für Büsum)

zungen für die Extrapolation von Windstauwerten. Von geringer Bedeutung ist vermutlich die Tatsache, daß von Westen anlaufende Sturmfluten an der FPN ihren Höchststand eher erreichen als an der nordfriesischen Küste. Dies lehrt die Erfahrung aus den in Abschn. 2.3 beschriebenen Regressionen, wonach die Wasserstandskurven von Helgoland besser zur Darstellung geeignet sind als die von Borkum, obwohl Höchstwasserstände bei Borkum i. allg. früher eintreten als bei Helgoland und beide Orte gleichen Tidehub verzeichnen.

(g) Es ist bemerkenswert, welches Gewicht dem an einem einzigen Ort registrierten zeitlichen Luftdruckgradienten in dem Vorhersagemodell zukommt. Die schlechtere Qualität der 1977 an der FPN gewonnenen Luftdruckaufzeichnung gegenüber derjenigen von Kiel ist vermutlich der Grund dafür, daß sich mit der in Kiel registrierten Meßreihe etwas kleinere Darstellungsfehler ergeben. Bei einer Weiterentwicklung des Modells empfiehlt es sich, die Bedeutung von Kombinationen aus zeitlichen und räumlichen Luftdruckgradienten zu untersuchen.

(h) Physikalisch nicht erklärbar ist das Anwachsen der konstanten Niveaushiftung d , mit zunehmender Vorhersagelänge (ca. $1,5 \text{ cm/Std}$). Es handelt sich wahrscheinlich um einen numerischen Effekt der Ausgleichung, dessen Systematik noch an anderen Zeiträumen überprüft werden sollte.

2.5 Windstaudarstellung für Borkum und Helgoland

Die offensichtlichen Vorzüge der Lage der FPN für die Darstellung der Windstaukurve bei Büsum ließ den Versuch gerechtfertigt erscheinen, mit einem ähnlichen Modell Windstaukurven anderer Orte zu beschreiben. Die entsprechenden Regressionsansätze für Windstaudarstellungen der Pegel Borkum und Helgoland für einen zukünftigen Zeitpunkt $t_o + t_j$ sind:

$$\begin{aligned} W_{BOR}(t_o + t_j) &= f_2(W_{FPN}, L_K) \\ &= a'_j \cdot \bar{W}_{FPN}(t_o - 12^h, 12^h) \\ &\quad + b'_j \cdot [W_{FPN}(t_o) - W_{FPN}(t_o - 12^h)] \\ &\quad + c'_j \cdot \begin{cases} 0,2 \cdot [L_K(t_o) - L_K(t_o + t_j - 21^h)] & \text{für pos. Diff.} \\ 1,0 \cdot [L_K(t_o) - L_K(t_o + t_j - 21^h)] & \text{für neg. Diff.} \end{cases} \\ &\quad + d'_j \end{aligned}$$

sowie

$$\begin{aligned} W_{HEL}(t_o + t_j) &= f_3(W_{FPN}, L_K) \\ &= a''_j \cdot \bar{W}_{FPN}(t_o - 12^h, 12^h) \\ &\quad + b''_j \cdot [W_{FPN}(t_o) - W_{FPN}(t_o - 12^h)] \\ &\quad + c''_j \cdot \begin{cases} 0,2 \cdot [L_K(t_o) - L_K(t_o + t_j - 21^h)] & \text{für pos. Diff.} \\ 1,0 \cdot [L_K(t_o) - L_K(t_o + t_j - 21^h)] & \text{für neg. Diff.} \end{cases} \\ &\quad + d''_j \end{aligned}$$

mit $W_{BOR}(t)$ = Windstau am Pegel Borkum (Südstrand)

und $W_{HEL}(t)$ = Windstau am Pegel Helgoland.

Ausgleichungen für den Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78 liefern die in den Tabellen 4 und 5 aufgelisteten bzw. in den Abbildungen 6 und 7 gezeigten Werte.

An den Standardabweichungen der Fehlerkurven und den multiplen Korrelationskoeffizienten fällt beim Vergleich mit Tabelle 3 auf, daß die mittelfristigen Windstaudarstellungen für Borkum und Helgoland besser gelingen als für Büsum. Dies ist verständlich, weil die Gesamtvariation der Wasserstandsänderungen bei Borkum und Helgoland jeweils kleiner ist als bei Büsum. So betragen die Differenzen zwischen höchstem Tidehochwasser und niedrigstem Tideniedrigwasser im Zehn-Jahreszeitraum 1966 bis 1975 für Büsum 817 cm, für Borkum und Helgoland dagegen nur 619 bzw. 612 cm (LWK-SH, 1980). Auf die Unterschiede im mittleren Tidehub wurde bereits hingewiesen. Es ergibt sich für Borkum und Helgoland die gleiche Güte der Windstaudarstellung. Die konstanten Niveauunterschiede

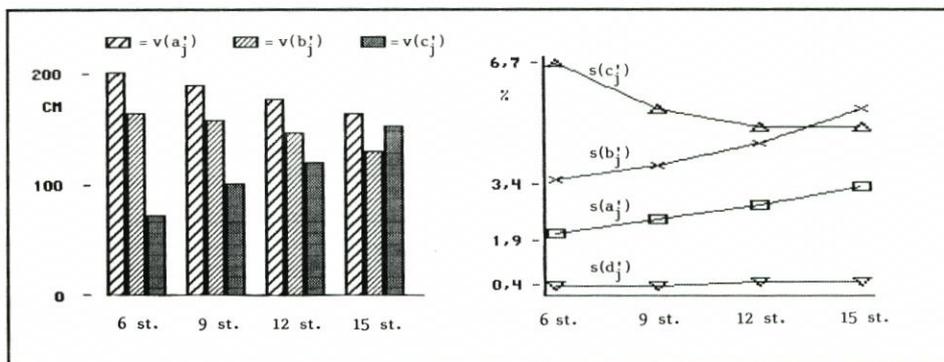


Abb. 6. Maximalvariationen $v(x'_j)$ und Standardabweichungen $s(x'_j)$ der Regressionskoeffizienten $x'_j = a'_j, b'_j, c'_j, d'_j$ zum Modell $W_{BOR} = f_2(W_{FPN}, W_K)$ für den Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78; $v(d'_j) = 0$ cm

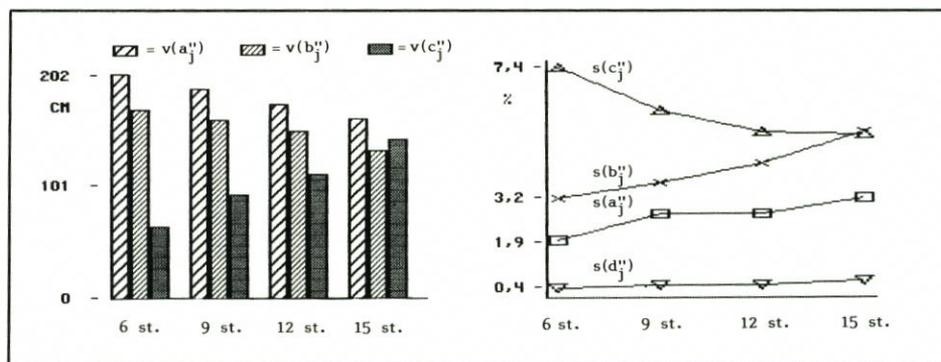


Abb. 7. Maximalvariationen $v(x_j)$ und Standardabweichungen $s(x_j)$ der Regressionskoeffizienten $x_j^* = a_j, b_j, c_j, d_j$ zum Modell $W_{HEL} = f_3(W_{FPN}, L_K)$ für den Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78; $v(d_j) = 0$ cm

zum Wasserstand an der FPN nehmen in beiden Fällen wieder mit wachsender Vorhersage-länge zu. Die Standardabweichungen der Fehlerkurven sind um den Faktor 1,4 geringer als bei Büsum.

Die Gewichtung der einzelnen Parameter stellt sich mit der gleichen Systematik dar wie für Büsum, auch was die Fehlerbreite ($s[x_j^*], s[x_j^{**}]$) der Regressionskoeffizienten betrifft. Als hauptsächlicher Unterschied zwischen den Abbildungen 6 und 7 fällt die etwas stärkere Gewichtung des Parameters Luftdruckentwicklung bei Borkum im Vergleich zu Helgoland auf ($v[c_j^*]$ bzw. $v[c_j^{**}]$).

Abb. 8 zeigt die multiplen Kreuzkorrelations-Funktionen zwischen berechneten und eingetretenen Windstaukurven für alle drei Modelle. In den Kurven finden sich die Korrela-

Tabelle 4. Wie Tab. 3, jedoch für die Darstellung des Windstaus bei Borkum durch das Modell $W_{BOR} = f_2(W_{FPN}, L_K)$

t_j	[h]	6	9	12	15
a_j^*		0,92	0,86	0,80	0,75
b_j^*		0,93	0,89	0,83	0,74
c_j^*	[cm/mbar]	-4,72	-7,36	-11,13	-17,72
d_j^*	[cm]	426	430	434	438
E_j^*	[cm]	19,5	21,3	23,5	26,3
r_j^*	[cm]	0,902	0,882	0,854	0,815

Tabelle 5. Wie Tab. 3, jedoch für die Darstellung des Windstaus bei Helgoland durch das Modell $W_{HEL} = f_3(W_{FPN}, L_K)$

t_j	[h]	6	9	12	15
a_j^{**}		0,93	0,87	0,81	0,75
b_j^{**}		0,98	0,92	0,86	0,77
c_j^{**}	[cm/mbar]	-4,17	-6,81	-10,52	-16,87
d_j^{**}	[cm]	399	403	408	412
E_j^{**}	[cm]	19,1	21,6	23,8	26,7
r_j^{**}	[cm]	0,908	0,880	0,853	0,816

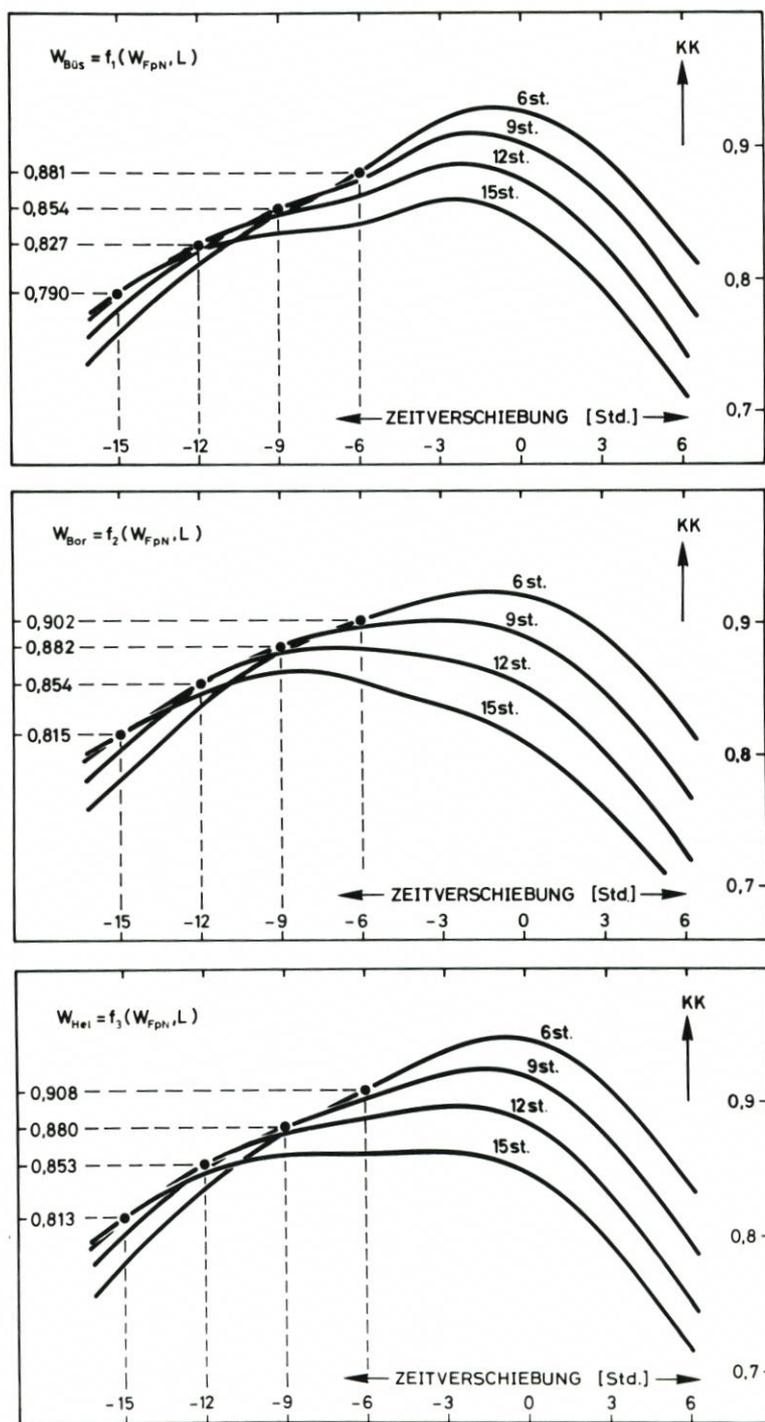


Abb. 8. Kreuzkorrelations-Funktionen für berechnete und eingetretene Windstaukurven der Pegel Büsum, Borkum und Helgoland, bezogen auf den Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78 (Vorhersagebereich = negative Zeitverschiebungen, KK = Kreuzkorrelations-Koeffizient)

tionskoeffizienten r_1 , r'_1 und r''_1 der Tabellen 3, 4 und 5 wieder. Für jede Vorhersagelänge τ_i (bzw. Zeitverschiebung -6 , -9 , -12 , -15 Stunden) weist gerade dasjenige Modell den größten Wert in der Korrelationsfunktion auf, das für diese Vorhersagelänge optimiert wurde. Größere Korrelationskoeffizienten ergeben sich zwar für geringere Zeitverschiebungen, doch stellen diese nicht die jeweils bestmöglichen der für entsprechend verkürzte Vorhersagelängen entwickelbaren Modelle dar.

Für die Zeitverschiebung von 0 Stunden müßten bestdargestellte und eingetretene Windstaukurve nahezu identisch sein. Bei gleichbleibendem Regressionsansatz würde die Bedeutung des Luftdruckterms fast ganz verschwinden, während die Summe aus Reststau und Stauentwicklung beinahe in Autokorrelation mit der vorherzusagenden Windstaukurve (und zwar mit einem Korrelationskoeffizienten von fast 1,0) treten würde.

Das Maximum der Korrelationsfunktionen ist für Büsum und Helgoland stärker ausgeprägt als für Borkum. Dies weist darauf hin, daß die Summe aus Reststau und Stauentwicklung an der FPN dem Windstau bei Helgoland und Büsum ähnlicher ist als dem Windstau bei Borkum, in Übereinstimmung mit den etwas geringeren Regressionskoeffizienten für den Parameter Stauentwicklung in Tabelle 4 gegenüber denjenigen in den Tabellen 3 und 5.

Die relativ hohen Kreuzkorrelations-Koeffizienten, die sich bei der Anwendung des für Büsum entwickelten Modells auf die Windstaukurven von Borkum und Helgoland ergeben, lassen den Schluß zu, daß sich entsprechende Modelle auch für andere Küstenorte im Bereich der Deutschen Bucht aufstellen lassen. Nimmt man einen linearen Zusammenhang zwischen Standardabweichung der Fehlerkurve und mittlerem Tidehub an, so bekommt man einen Anhalt für die jeweils zu erwartenden Standardabweichungen (Abb. 9).

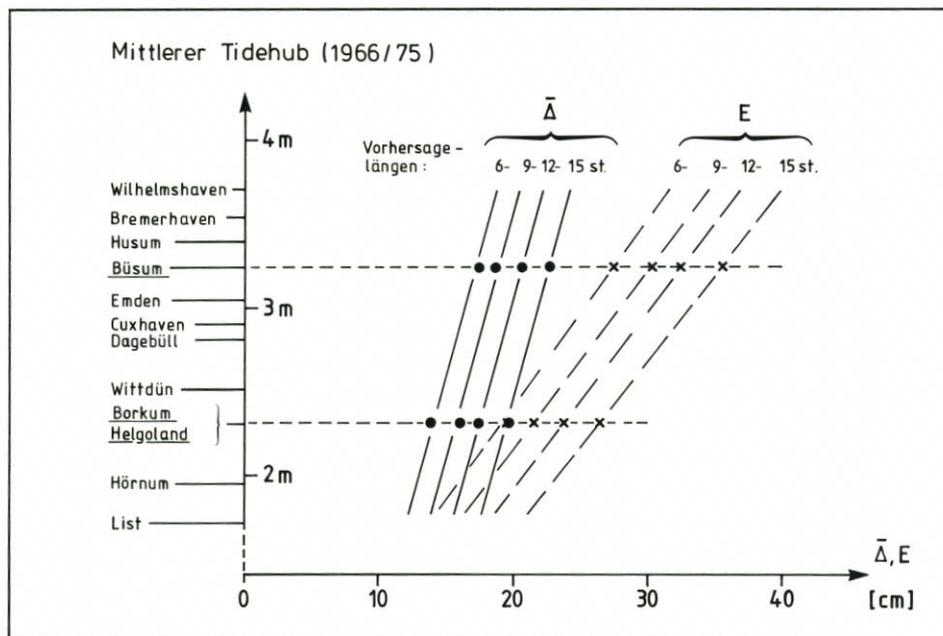


Abb. 9. Geschätzte Standardabweichungen E der Fehlerkurven für Windstaudarstellungen und mittlere Fehler $\bar{\Delta}$ bei der Darstellung von Hochwasserhöhen für verschiedene Küstenorte der Deutschen Bucht; die Kreuze und Punkte sind Erfahrungswerte aus dem Zeitraum 28. 9. 77-5.1. 78; die Angaben für $\bar{\Delta}$ gelten mit, die für E gelten ohne Tolerierung von Abweichungen in der Eintrittszeit zwischen berechneten und beobachteten Wasserständen

dem Vorhersagezeitpunkt t_0 endet, berechnet und bis zum Zeitpunkt des vorherzusagenden Wasserstandes ($t_0 + t_i$) extrapoliert werden. Dabei würde es ausreichen, wenn die Gezeitenamplituden und -phasen nur etwa einmal wöchentlich durch neuerliche FOURIER-Analyse einer um eine Woche verschobenen Beobachtungsreihe aktualisiert werden. Diese Vorgehensweise bietet sich zur Bereinigung der FPN-Pegelaufzeichnung von Gezeiten an, bevor

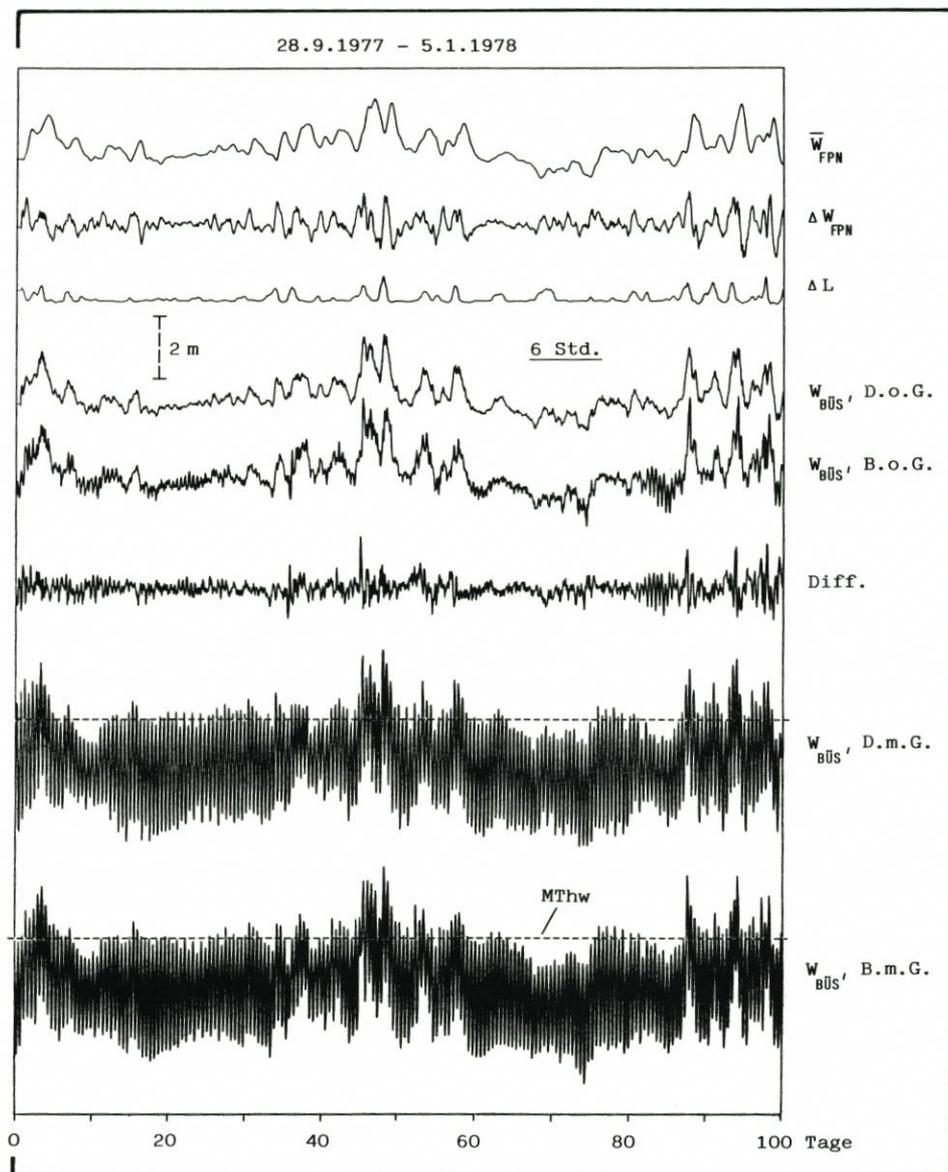


Abb. 11. Wasserstandskurven bei 6stündiger Vorhersagelänge für Büsum; es bedeuten: $\overline{W}_{\text{FPN}}$ = Reststau an der FPN; ΔW_{FPN} = Stauentwicklung an der FPN; ΔL = Luftdruckentwicklung; $W_{\text{BÜS}}$, D.o.G. = Wasserstandsdarstellung ohne Gezeiten; $W_{\text{BÜS}}$, B.o.G. = Wasserstandsbeobachtung ohne Gezeiten; Diff. = Diff. der Wasserstandskurven ohne Gezeiten; $W_{\text{BÜS}}$, D.m.G. = Wasserstandsdarstellung mit Gezeiten; $W_{\text{BÜS}}$, B.m.G. = Wasserstandsbeobachtung mit Gezeiten

Reststau und Stautentwicklung in der oben beschriebenen Weise ermittelt werden. Zur Bildung der vollständigen Vorhersagewerte an den Küstenorten empfiehlt sich dagegen, deren Tideanteile nach dem von TOMCZAK vorgeschlagenen Weg zu berechnen. Dann nämlich könnte auf die Übertragung der fortlaufenden Wasserstandsdaten von diesen Orten zur Auswertezentrale verzichtet werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden aus praktischen Gründen und in Anlehnung an das Verfahren von ROSSITER Tideanteile jeweils als Summe von Gezeitenwellen signifikanter

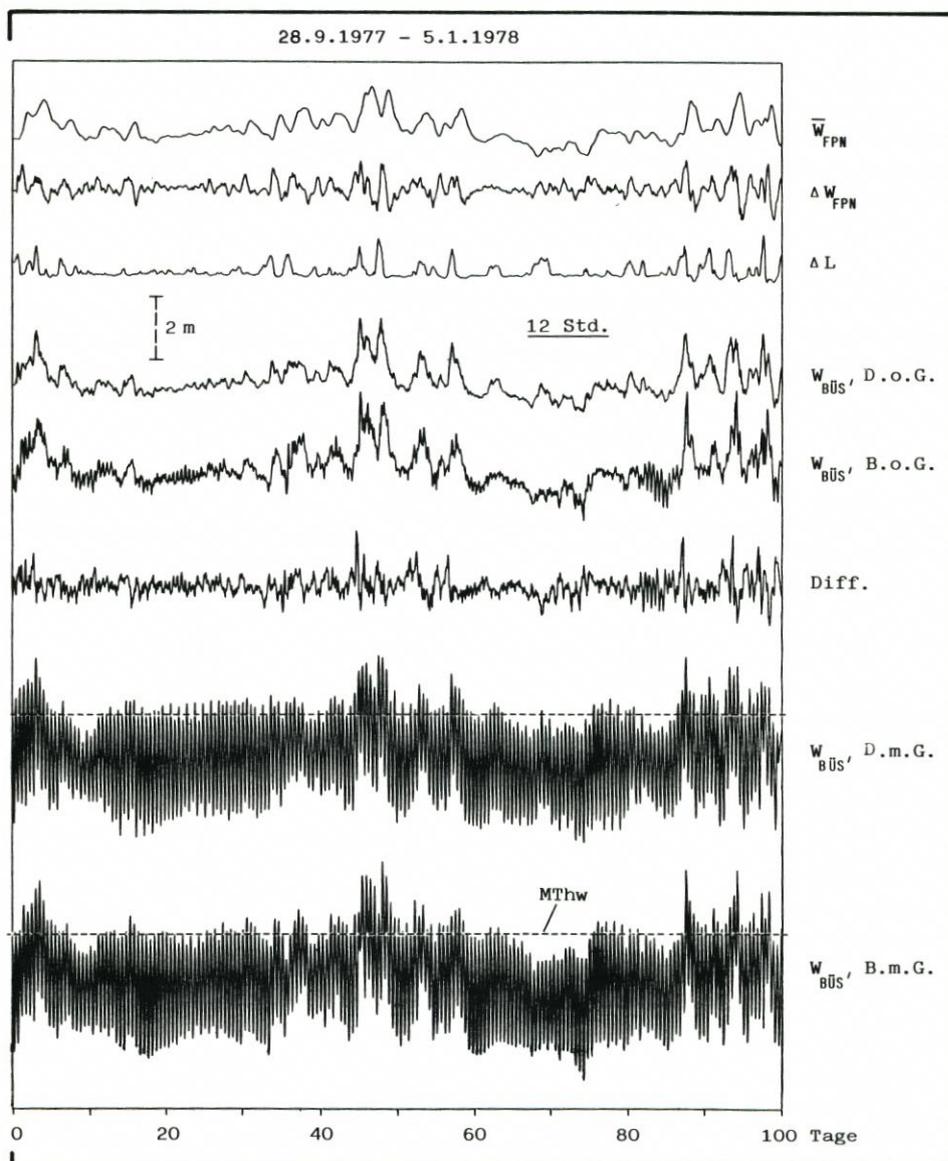


Abb. 12. Wasserstandskurven bei 12stündiger Vorhersagelänge für Büsum; zur Bedeutung der einzelnen Kurven siehe Abb. 11

Amplituden über dem Bestimmungszeitraum 28. 9. 77 – 5. 1. 78 behandelt. Im einzelnen wurden hierzu Amplituden und Phasen von 40 Gezeitenwellen (11 ganz-, 19 halb-, 2 drittel- und je 4 viertel- und sechsteltägige Wellen) aus den Pegelaufzeichnungen bei Borkum, Büsum, Helgoland und der FPN durch FOURIER-Analyse bestimmt. Eine Aufstellung der Amplituden und Frequenzen dieser Gezeitenwellen findet sich bei KÜMPEL (1982). Die Ungenauigkeiten, die man bei dieser Vorgehensweise in Kauf nimmt, liegen für die Gezeitenamplituden im Zentimeterbereich.

In den Abbildungen 11, 12 und 13 ist gezeigt, wie sich die vollständigen Wasserstandskurven bei 6- und 12stündiger Vorhersagelänge für Büsum bzw. bei 9stündiger Vorhersagelänge für Borkum darstellen. Die abgebildeten Zeitreihen sind von oben nach unten:

- der Reststau als über 12 Stunden gemittelter Windstau an der FPN (\bar{W}_{FPN}), 12 Stunden vor dem Vorhersagezeitpunkt t_0 ,
- die aktuelle Windstauentwicklung als 12stündige Differenz des Windstaus an der FPN (ΔW_{FPN}),

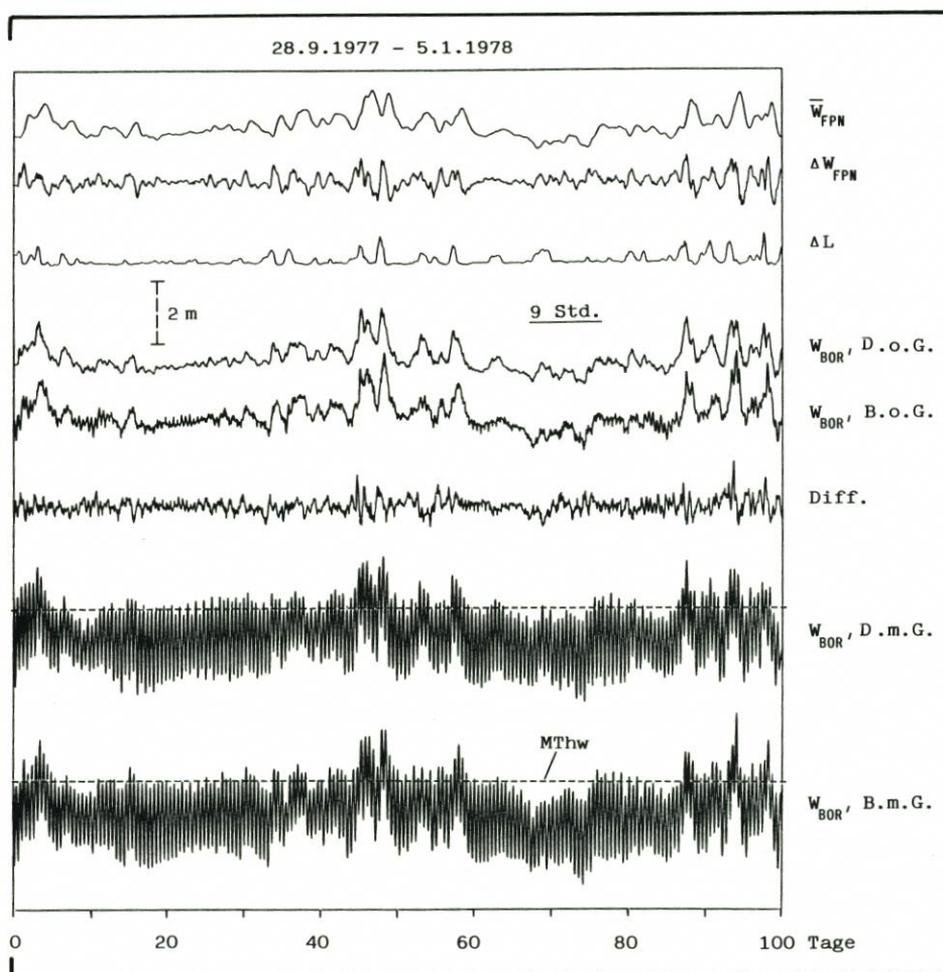


Abb. 13. Wasserstandskurven bei 9stündiger Vorhersagelänge für Borkum; zur Bedeutung der einzelnen Kurven siehe Abb. 11

- die für steigenden und fallenden Luftdruck unterschiedlich gewichtete Luftdruckentwicklung als mehrstündige ($21^h - t_j$) Differenz des örtlichen Luftdrucks in Kiel (ΔL),
- die Summe der drei oberen Zeitreihen, die in den Abbildungen in dem für das jeweilige Modell gültigen Größenverhältnis dargestellt sind, als Darstellung der Wasserstandskurve ohne Gezeiten ($W_{xxx, D.o.G.}$),
- die entsprechende Wasserstandsbeobachtung ohne Gezeiten ($W_{xxx, B.o.G.}$),
- die Differenz der beiden letzten Zeitreihen unter Berücksichtigung der für eine Vorhersage maßgeblichen Zeitverschiebung, ohne Toleranzen für die Eintrittszeit der Vorhersagen,
- die Darstellung der Wasserstandskurve mit Gezeiten ($W_{xxx, D.m.G.}$) als Summe der vierten Zeitreihe von oben und 40 durch FOURIER-Analyse bestimmter Gezeitenwellen,
- die entsprechende Wasserstandsbeobachtung mit Gezeiten ($W_{xxx, B.m.G.}$), d. h. die Originalaufzeichnung des jeweiligen Pegels.

Aus den Abbildungen geht hervor, daß die Reststaukurven \overline{W}_{FPN} glatter sind als die Kurven der Stauentwicklung ΔW_{FPN} , was aufgrund der Konstruktion dieser Parameter zu erwarten ist. Die Kurven der Luftdruckentwicklung ΔL wirken unten nahezu abgeschnitten. Der Grund hierfür ist die um den Faktor 5 geringere Gewichtung positiver Luftdruckdifferenzen gegenüber negativer. Luftdruckabfall erzeugt negative Differenzen, die - da sie mit den negativen Regressionskoeffizienten c_j , c'_j , c''_j multipliziert werden - positiven Windstau hervorrufen. An den Abbildungen 11 und 12 wird deutlich, wie mit wachsender Vorhersagelänge die ΔL -Kurven hochfrequenter werden, weil die Luftdruckdifferenzen über zunehmend kürzere Zeiträume gebildet werden, und wie deren Variation aufgrund größer werdender Bedeutung für die Windstaudarstellung anwächst.

Die aus den drei oberen Zeitreihen dargestellten Windstaukurven erscheinen glatter als die beobachteten. Der Unterschied ist bei Büsum stärker als bei Borkum, weil hier Tidehub und Restschwingungen größer sind. Das Fehlen von Restgezeiten in den auf diese Weise berechneten Windstaukurven wirkt sich für mittelfristige Wasserstandsvorhersagen an der Küste der Deutschen Bucht günstig aus, weil die Windstaukurven nur die überwiegend regionalen Wasserstandsschwankungen enthalten.

Die vollständigen Wasserstandskurven (jeweils zweite von unten) enthalten die bekannten astronomischen Tiden, um die Vorhersagelänge t_j nach links verschoben. Durch Addition eines konstanten Niveauunterschiedes (d_j , d'_j , d''_j aus den Tab. 3, 4, 5) werden die vollständigen Wasserstandskurven mit den originalen Pegelaufzeichnungen vergleichbar. Die Hochwasser aus der dargestellten Wasserstandskurve bei 12stündiger Vorhersagelänge für den Pegel Büsum (Abb. 12) stellen also die simulierten Vorhersagen der um einen halben Tag weiter rechts abgebildeten Hochwasser der originalen Pegelaufzeichnung dar. Entsprechend gelten für Abb. 11 und Abb. 13 6- und 9stündige Verschiebungen, die allerdings aufgrund des engen Zeitmaßstabs nicht zu erkennen sind.

3. Das Modell in der Anwendung

3.1 Darstellung von Hochwasser

Der Vergleich berechneter und eingetretener Hochwasser läßt sich anhand der Abbildungen 11, 12 und 13 schwer vollziehen. Außerdem kann er nicht mit einer Toleranz für Abweichungen in der Eintrittszeit der verglichenen Hochwasser durchgeführt werden. Die Häufigkeiten zeitgerechter und zeitverschobener Hochwasserdarstellungen sind in Tabelle 6 wiedergegeben.

Die meisten Wasserstandsdarstellungen sind zeitgerecht. Abweichungen von mehr als ± 1 Stunde treten selten auf. Bei den negativen Abweichungen um 2 bzw. 3 Stunden (früherer Hochwassereintritt als vorhergesagt) handelt es sich jeweils um Sturmflut-Hochwasser, so um die Sturmfluten vom 24. und 31. 12. 77 bei Büsum, um die vom 24. 12. bei Helgoland und um die vom 13./14. 11. 77 bei Borkum. Die Häufigkeit der Abweichungen scheint indes nicht von der Vorhersagelänge abzuhängen. Bei Borkum besteht eine Tendenz zu früheren Hochwassereintrittszeiten, während bei Büsum und Helgoland Abweichungen um $+1$ und -1 Stunde etwa gleichhäufig vorkommen. Hierauf soll im nächsten Abschnitt noch eingegangen werden. Insgesamt ergibt sich, daß die eingeführten Vorhersagemodelle Hochwasser bis auf wenige Ausnahmen mit einer Unsicherheit in der Eintrittszeit von ± 1 Stunde ankündigen. Akzeptiert man diese Unsicherheit in der Vorhersagezeit, verringern sich die in den Tabellen 3, 4 und 5 angegebenen Standardabweichungen für die Fehlerkurven und ebenso die Darstellungsfehler drastisch (s. u.). Im Vergleich zu normalen Hochwassern treten Sturmflut-Hochwasser häufiger 1 bis 2 Stunden früher ein als berechnet.

In den Abbildungen 14 und 15 sind berechnete und eingetretene Hochwasserhöhen für die Pegel Büsum und Borkum gegenübergestellt. Es sind alle Hochwasser über 6 m PN (=

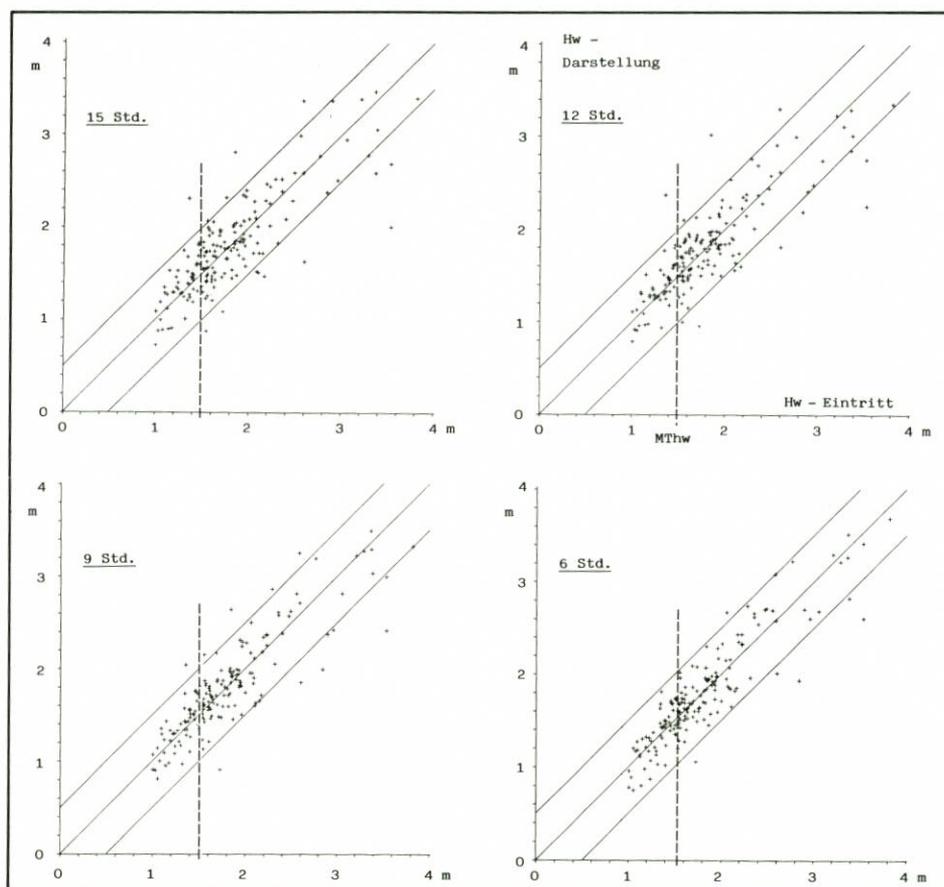


Abb. 14. Vergleich berechneter und eingetretener Höhen von Hochwassern über 1 m NN am Pegel Büsum im Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78 (Angaben bzgl. NN)

1 m NN) berücksichtigt. Die Punkte geben die jeweiligen Hochwasserhöhen zur vollen Stunde an (die echten Scheitelwasserstände können bis zu 10 cm höher sein); Abweichungen in der Eintrittszeit der Hochwasser werden toleriert. Bei vollkommener Vorhersage lägen alle Punkte auf der durch den Ursprung gehenden, mit 45° ansteigenden Geraden.

Man erkennt, daß die Streuung der Punkte mit der Vorhersagelänge abnimmt und daß die Streuung insgesamt bei Büsum stärker ausfällt als bei Borkum. Beim Pegel Büsum fallen von 172 Punkten 15, 13, 13 und 6 Punkte, beim Pegel Borkum von 118 Punkten 9, 5, 4 und ein Punkt bei 15-, 12-, 9- bzw. 6stündigen Vorhersagelängen außerhalb des ± 50 cm breiten Streifens um die mittlere Gerade (entsprechend 4, 4, 4 und 2 Punkte von 69 Punkten beim Pegel Helgoland). Die Punkte, die am weitesten vom vorhergesagten Wert abweichen, gehören zu den Hochwassern vom 18. 11., 24. 12. und 31. 12. 77 mit Eintrittshöhen von 2,60 m und zweimal 3,53 m NN am Pegel Büsum sowie zu dem Hochwasser vom 24. 12. mit einer Eintrittshöhe von 3,17 m NN am Pegel Borkum. Auch wenn die Streuung der Punkte für größere Eintrittshöhen zuzunehmen scheint, werden die meisten Sturmflut-Hochwasser mit einem geringeren Fehler als ± 50 cm dargestellt.

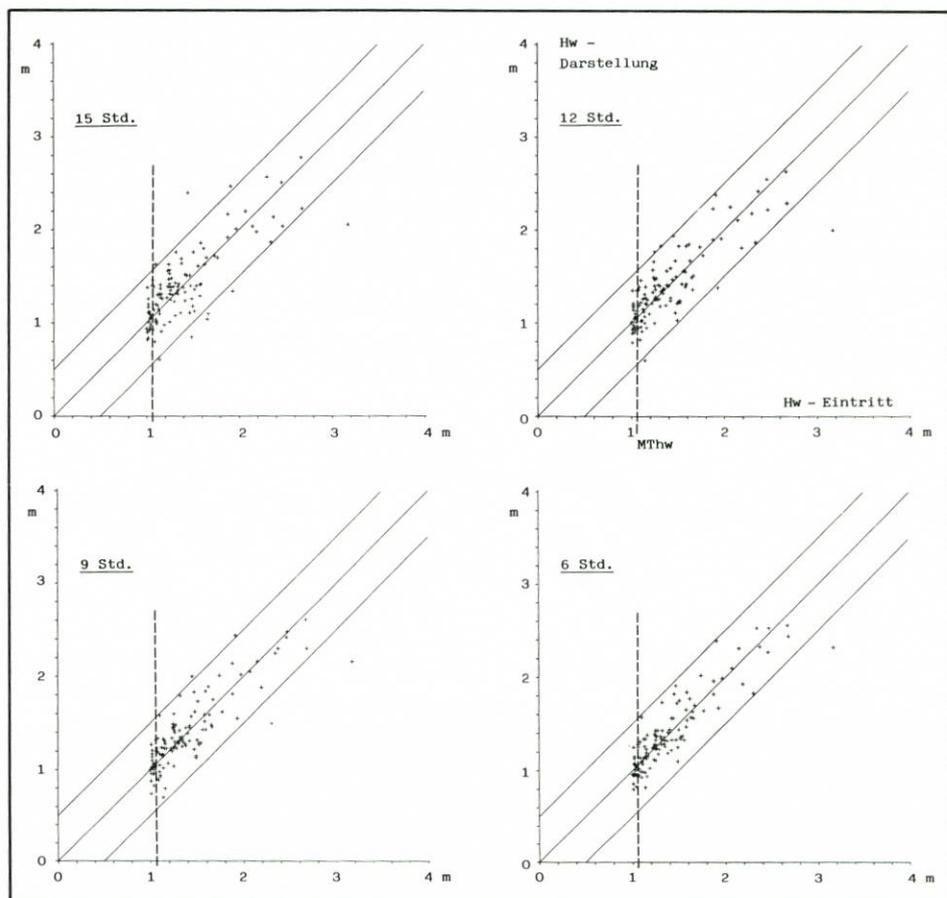


Abb. 15. Vergleich berechneter und eingetretener Höhen von Hochwassern über 1 m NN am Pegel Borkum im Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78 (Angaben bzgl. NN)

Tabelle 6. Häufigkeiten zeitgerechter und zeitverschobener Hochwasserdarstellungen sowie mittlere Darstellungsfehler $\bar{\Delta}$ für verschiedene Vorhersagelängen t_j im Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78 (nur Hochwasser über 6 m PN)

	Δt_j	-3^h	-2^h	-1^h	0^h	$+1^h$	$+2^h$	$+3^h$	$\bar{\Delta}$ [cm]
Büsum	15^h	–	2	28	120	22	–	–	22,9
	12^h	1	1	19	126	25	–	–	20,7
	9^h	–	1	26	124	21	–	–	18,8
	6^h	–	1	30	117	24	–	–	17,5
Borkum	15^h	–	–	32	77	9	–	–	19,8
	12^h	–	–	26	82	10	–	–	17,6
	9^h	–	1	22	84	11	–	–	16,2
	6^h	–	1	29	77	10	1	–	13,9
Helgoland	15^h	–	–	12	48	8	1	–	22,0
	12^h	–	–	9	50	10	–	–	20,3
	9^h	–	–	8	53	8	–	–	18,6
	6^h	–	1	7	53	8	–	–	15,1

Die mittleren Fehler $\bar{\Delta}$ bei der Darstellung von Hochwasserhöhen unter Tolerierung von Abweichungen in der Eintrittszeit sind ebenfalls in Tabelle 6 wiedergegeben. Bei Annahme eines linearen Zusammenhangs zwischen Δ und Tidehub lassen sich die Darstellungsfehler für andere Küstenorte aus Abb. 9 entnehmen.

3.2 Darstellung von Niedrigwasser

Ebenso wie für Hochwasser wurden auch für Niedrigwasser berechnete und eingetretene Höhen miteinander verglichen. Für die drei bearbeiteten Pegelaufzeichnungen enthält Tabelle 7 die Abweichungen von den berechneten Niedrigwasser-Eintrittszeiten. Es zeigt sich wieder eine starke Häufung für zeitgerechte Darstellungen. Abweichungen von mehr als ± 1 Stunde

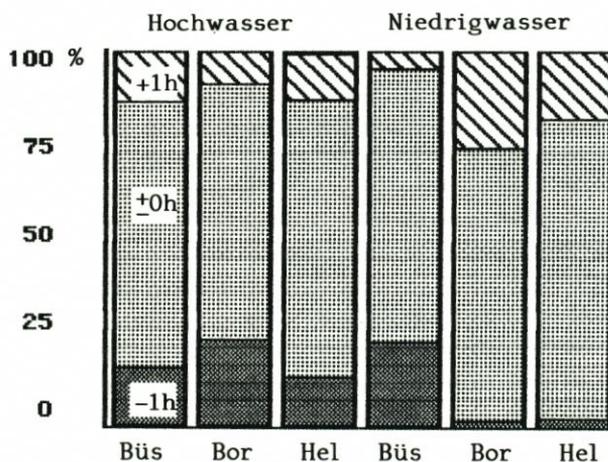


Abb. 16. Prozentuale Häufigkeit von zu früh ($-1h$) und zu spät ($+1h$) dargestellten Hoch- bzw. Niedrigwassern im Vergleich zu zeitgerechten Darstellungen für die Pegelorte Büsum, Borkum und Helgoland ohne Unterscheidung der Vorhersagelänge im Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78

kommen nur bei Büsum, und dort weder in Zusammenhang mit Sturmfluten noch mit extremen Niedrigwassern vor. Wiederum scheint die Häufigkeit von Abweichungen in der Eintrittszeit nicht von der Vorhersagelänge abzuhängen.

Anders als in Tabelle 6 ergibt sich für alle Pegel eine ungleiche Verteilung positiver und negativer Abweichungen (s. Abb. 16). Bei den Hochwasser-Eintrittszeiten fielen nur am Pegel Borkum die häufigeren negativen Abweichungen auf. Der Grund für die Unsymmetrien liegt vermutlich in der unvollkommenen Darstellung des Tideanteils als Summe aus 40 Gezeitenwellen. Folgende Überlegungen legen dies nahe:

Während die Steigauern für die aus den Kalenderjahren 1959/60 bestimmten mittleren Spring- und Nipptidekurven am Pegel Büsum mit $6^{\text{h}06^{\text{min}}}$ und $6^{\text{h}44^{\text{min}}}$ und die entsprechenden Falldauern mit $6^{\text{h}13^{\text{min}}}$ bzw. $5^{\text{h}57^{\text{min}}}$ angegeben werden (LWK-SH, 1980), betragen die mittleren Steig- und Falldauern im Zeitraum 29. 9. 77–5. 1. 78 bei einer Tide, die aus 40 Gezeitenwellen besteht, $6^{\text{h}02^{\text{min}}}$ bzw. $6^{\text{h}23^{\text{min}}}$. Bei der aus Einzelwellen zusammengesetzten Tide fällt die mittlere Steigdauer also kürzer aus als nach der Form der mittleren Spring- und Nipptidekurven zu erwarten ist, die mittlere Falldauer entsprechend länger. Dies führt bei

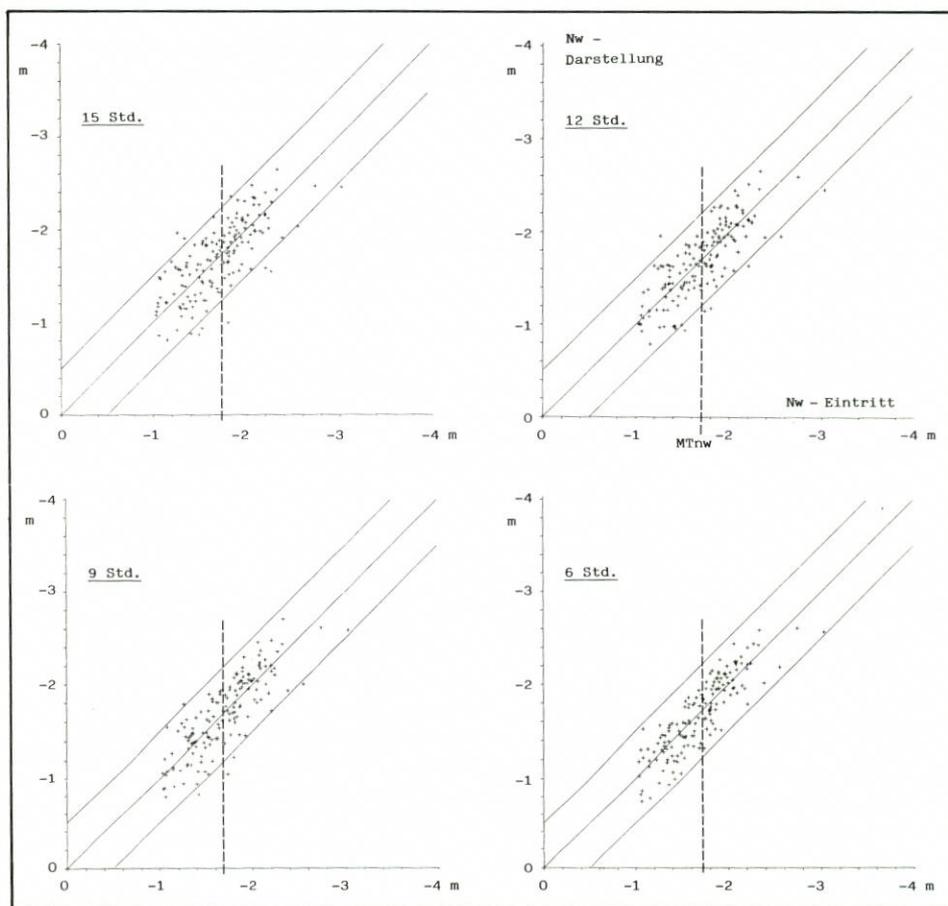


Abb. 17. Vergleich berechneter und eingetretener Höhen von Niedrigwassern unter -1 m NN am Pegel Büsum im Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78 (Angaben bzgl. NN)

zeitgerechter Darstellung der Hochwasser dazu, daß Niedrigwasser im Mittel um einige Minuten zu spät dargestellt werden.

Eine entsprechende Argumentation erklärt, warum Hochwasser am Pegel Borkum eher etwas früher, Niedrigwasser aber eher etwas später eintreten als berechnet. Sollten genauere Untersuchungen ergeben, daß die Unstimmigkeiten tatsächlich auf der Darstellungsart des Tideanteils beruhen (und nicht auf Besonderheiten des Tideverlaufs in dem hier bearbeiteten Zeitraum), so werden die Abweichungen geringer, wenn die wahrscheinlichste Tidekurve nach TOMCZAK (1960) aus den mittleren Spring- und Nipptidekurven und den vorausberechneten Hoch- und Niedrigwasserzeiten und -höhen interpoliert wird.

Aus den Abbildungen 17 und 18 läßt sich für die Pegel Büsum und Helgoland die Güte von Niedrigwasserdarstellungen abschätzen. Es sind wiederum die Niedrigwasserhöhen zur vollen Stunde bei Tolerierung von Abweichungen in der Eintrittszeit gegenübergestellt. Obwohl die MTnw-Marke häufig um bis zu 1,3 m unterschritten wird, sind Darstellungsfehler von mehr als ± 50 cm selten.

Beim Pegel Büsum fallen von 152 Punkten 10, 7, 5 und 0, beim Pegel Helgoland von 143 Punkten 3, 3, 0 und 0 Punkte bei 15-, 12-, 9- bzw. 6stündigen Vorhersagelängen außerhalb des ± 50 cm breiten Bereichs um die mittlere Gerade (von 112 Punkten am Pegel Borkum

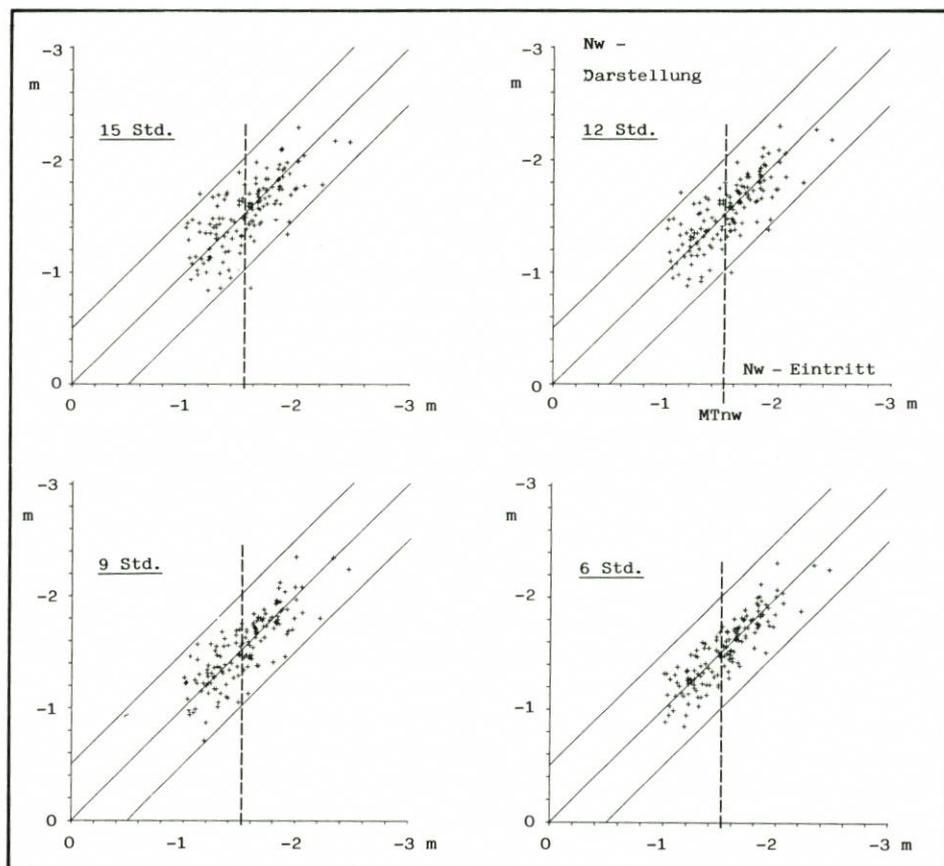


Abb. 18. Vergleich berechneter und eingetretener Höhen von Niedrigwassern unter -1 m HN am Pegel Helgoland im Zeitraum 28. 9. 77-5. 1. 78 (Angaben bzgl. Helgoländer Null, HN, d. i. etwa NN +30 cm)

Tabelle 7. Häufigkeiten zeitgerechter und zeitverschobener Niedrigwasserdarstellungen sowie mittlere Darstellungsfehler $\bar{\Delta}$ für verschiedene Vorhersagelängen t_j im Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78 (nur Niedrigwasser unter 4 m PN)

	Δt_j	-3^h	-2^h	-1^h	0^h	$+1^h$	$+2^h$	$+3^h$	$\bar{\Delta}$ [cm]
Büsum	15^h	–	1	33	110	8	–	–	22,0
	12^h	–	1	31	112	8	–	–	19,8
	9^h	–	–	37	107	8	–	–	18,7
	6^h	–	2	35	109	6	–	–	16,6
Borkum	15^h	–	–	4	81	27	–	–	18,4
	12^h	–	–	2	78	32	–	–	17,3
	9^h	–	–	2	82	28	–	–	15,1
	6^h	–	–	1	83	28	–	–	14,2
Helgoland	15^h	–	–	4	114	25	–	–	18,1
	12^h	–	–	2	119	22	–	–	15,5
	9^h	–	–	3	113	27	–	–	14,3
	6^h	–	–	6	107	30	–	–	12,8

entsprechend 4, 1, 0 und 0 Punkte). Offenbar lassen sich Niedrigwasser durch die eingeführten Vorhersagemodelle nicht minder genau abschätzen als Hochwasser. Die mittleren Abweichungen bei der Darstellung von Niedrigwasserhöhen ohne Berücksichtigung der Eintrittszeit ergeben sich aus Tabelle 7.

3.3 Vergleich mit anderen Vorhersageverfahren

Es ist wünschenswert, die Güte des oben beschriebenen Verfahrens mit der anderer Verfahren zu vergleichen, insbesondere mit der des vom Deutschen Hydrographischen Institut (DHI) verwendeten Verfahrens. Ein strenger Vergleich etwa von Vorhersagefehlern zweier unterschiedlicher Verfahren setzt voraus, daß einerseits den empirischen Konstanten beider Verfahren identische Bestimmungszeiträume zugrundeliegen und andererseits die Vorhersage- bzw. Darstellungsfehler demselben, möglichst umfangreichen Datensatz (in Zeit und Ort) entstammen. Die erste Forderung kann für einen Vergleich des hier vorgestellten Verfahrens mit dem des DHI nicht erfüllt werden. Das Verfahren des DHI ist in seinen Grundzügen seit über 50 Jahren in Gebrauch und in dieser Zeit immer weiter verbessert worden (ANNUTSCH, 1978). Es liegen ihm daher vieljährige Beobachtungen des Wettergeschehens und des Wasserstandsverlaufs in der Deutschen Bucht zugrunde. Die FPN hat ihren Forschungsbetrieb dagegen erst im Jahre 1975 aufgenommen. Alle Wasserstandsregistrierungen von dort sind daher noch recht jung. Dennoch sollen beide Verfahren einander gegenübergestellt werden. Da das DHI mindestens zweimal täglich amtliche Wasserstandsvorhersagen bekannt gibt, ist es leicht, zumindest einen zeitlich übereinstimmenden Datensatz für den Vergleich von Vorhersagefehlern zu finden.

Das DHI-Verfahren stützt sich im wesentlichen auf dreistündliche Vorhersagen von Windstärke und Windrichtung durch den Wetterdienst. Mit diesen Angaben wird aus statistisch erarbeiteten Tabellen ein Wert für den Stau bei Hochwasser bzw. durch Anbringen von zusätzlichen Korrekturfaktoren für den Stau bei beliebiger Tidephase abgelesen. Hinzu kommen Korrekturen für statistische Luftdruckänderungen und vorübergehende Wasser-

standsschwankungen. Die Tide wird aus den mittleren Spring- und Nipptidekurven nach den Vorausberechnungen für Hoch- und Niedrigwasserzeit und -höhe rechnerisch interpoliert.

Der Vergleich der Vorhersagefehler soll an den besonders kritischen Sturmflut-Hochwassern mit Höhen über 8 m PN am Pegel Büsum und den Hochwassern vor und nach diesen Sturmfluten durchgeführt werden. Das DHI ermittelt „voraussichtliche Abweichungen“ der bevorstehenden Tidehochwasser vom MThw, und zwar entweder für die gesamte deutsche Nordseeküste oder differenziert für die ostfriesische und die nordfriesische Küste, die Mündungsgebiete von Weser und Elbe sowie für Emden, Bremen und Hamburg. Nach derzeitiger Praxis werden die Angaben im Anschluß an die Nachrichtensendungen um 9.00 bzw. 22.00 Uhr vom Norddeutschen Rundfunk und von Radio Bremen, gelegentlich auch von anderen Hörfunkanstalten verbreitet; nur bei akuter Sturmflutgefahr erfolgen die Vorhersagen in kürzeren Zeitabständen. Da sich der mittlere Tidezyklus über etwas mehr als einen halben Tag erstreckt, ergeben sich laufend wechselnde Vorhersagelängen für die über den Rundfunk ausgestrahlten Prognosen – und nur diese sollen zu dem Vergleich herangezogen werden. Für die Sturmflut-Hochwasser im Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78 variieren die DHI-Vorhersagelängen zwischen 6 und 9 Stunden (Häufung bei 7 und 8 Stunden). Den Wasserstandswerten für Büsum, berechnet nach dem hier eingeführten Modell, sollen die DHI-Prognosen für die nordfriesische Küste gegenübergestellt werden (bzw. die Prognosen für die deutsche Nordseeküste, falls keine genaueren Angaben gemacht wurden).

In Abb. 19 sind die verglichenen Daten zusammengestellt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind aufeinanderfolgend eingetretene Hochwasserhöhen (= waagerechte Balken) durch gestrichelte Linien miteinander verbunden. Die Enden der schraffierten Säulen geben die vorhergesagten bzw. berechneten Höhen wieder. Liegen die Enden oberhalb der waagerechten Balken, sind die Prognosen zu hoch, liegen sie unterhalb, so sind sie zu niedrig. Die schraffierten Flächen sind somit ein Maß für die (positiven oder negativen) Fehler des jeweiligen Verfahrens. Für Vorhersagen von mehr als 1 m über MThw gibt das DHI in der Regel einen Bereich für die Eintrittshöhe von 50 cm an, für Vorhersagen darunter von 25 cm. Die jeweils halben (!) Bereiche sind als unschraffierte Enden der Säulen bei den DHI-Vorhersagen im obersten Teil der Abbildung eingetragen.

Im Vergleich der mittleren Fehler $\bar{\Delta}$ erweist sich das hier entwickelte Modell als überlegen. Selbst 15stündige Prognosen treffen im Mittel genauer zu als die 6- bis 9stündigen DHI-Vorhersagen. Für 7- bis 8stündige Vorhersagelängen liefert das neue Verfahren über 40 % kleinere Fehler als das DHI-Verfahren. In Abb. 19 wird ebenfalls sichtbar, daß Prognosen von Sturmflut-Hochwassern oft zu niedrig ausfallen, solche des nachfolgenden Hochwassers dagegen oft zu hoch. Besonders deutlich wird dieses „Nachhinken“ von Vorhersagen, das beiden Verfahren eigen ist, an den steilen Sturmfluten vom 24. und 31. 12.

Welches sind die Gründe für das gute Abschneiden des hier entwickelten Modells? Im Unterschied zum DHI-Verfahren berücksichtigt es direkt die Luftdruckentwicklung statt indirekt über die im wesentlichen aus Luftdruckwerten abgeleiteten Windfeldvorhersagen. Für mittelfristige Wasserstandsprognosen erscheint dies vorteilhafter, weil Windfeldvorhersagen für hohe Windgeschwindigkeiten nur über etwa drei Stunden mit hinreichender Genauigkeit gegeben werden können. Ferner wird in dem hier vorgeschlagenen Verfahren durch die Parameter Reststau und Stauentwicklung den in der Deutschen Bucht befindlichen Wassermassen und ihrer Bewegung stärker Rechnung getragen, und dies weitgehend ungestört durch Restschwingungen und Seichtwassertiden.

Zur Entlastung des DHI-Verfahrens sei angeführt, daß erstens die DHI-Vorhersagen für die gesamte deutsche oder nordfriesische Küste gelten und nicht auf Büsum „zugeschnitten“ sind, und daß sie zweitens Echtzeit-Voraussagen sind, während in Abb. 19 das hier einge-

fürte Modell an Daten aus dem Bestimmungszeitraum selbst gemessen wird. Allerdings haben wir für das vorläufige Vorhersagemodell nach Schritt 1 (s. Abschn. 2.3) nur geringe Genauigkeitseinbußen bei Anwendung auf Sturmflut-Datensätze, die nicht dem Bestimmungszeitraum entstammen, festgestellt.

Grundzüge eines ebenfalls empirischen Sturmflutvorhersage-Verfahrens für die deutsche Nordseeküste haben CHRISTIANSEN und SIEFERT (1979) entwickelt. Die Autoren benutzen zur Vorhersage des Scheitelwasserstandes bei Cuxhaven den am Pegel Borkum bei Hochwasser gemessenen Windstau und die Entwicklung des Windfeldes innerhalb der Deutschen Bucht

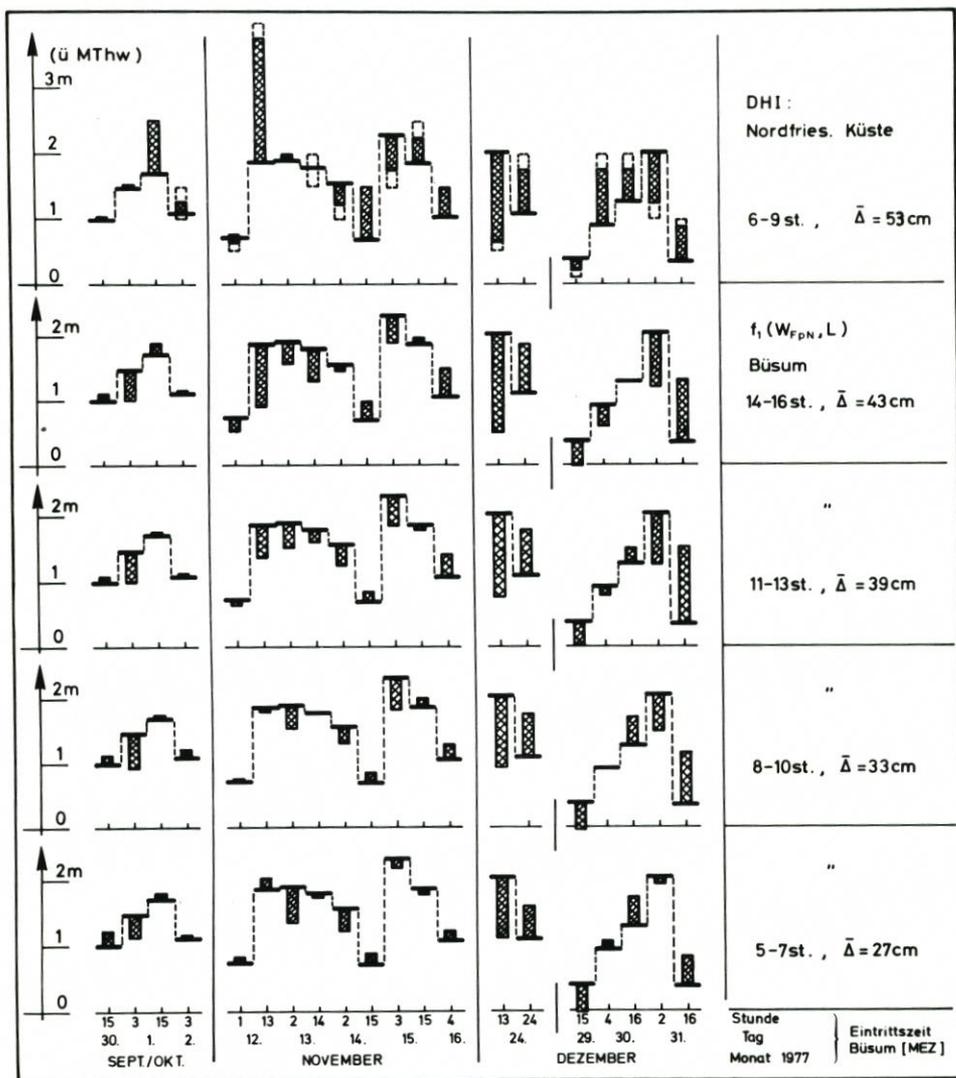


Abb. 19. Vorhersagefehler für „kritische“ Tidehochwasser nach amtlichen DHI-Voraussagen (oben, 6- bis 9stündig) und Darstellungsfehler nach dem Modell $W_{BÜS} = f_1(W_{FPN}, L)$ (darunter, 15-, 12-, 9- und 6stündige Vorhersagelängen); waagerechte Balken = Eintrittshöhe der Hochwasser; schraffierte Säulen = Vorhersage- bzw. Darstellungsfehler; $\bar{\Delta}$ = mittlere Fehler für die zur vollen Stunde verglichenen Hochwasserhöhen

aus Windbeobachtungen auf Scharhörn (s. Abb. 1). Damit lassen sich 3stündige Vorhersagen mit maximalen Fehlern von ± 25 cm erreichen. Ähnlich genaue, aber bis zu 7stündige Vorhersagen können nur für Elbe, Weser und Ems oberhalb deren Mündungsgebiete getroffen werden (SIEFERT, 1979). 5- bis 6stündige Prognosen für die nordfriesische Küste basieren auf zusätzlichen statistischen Angaben über Form und Höhe historischer Windstaukurven. Die Vorhersagefehler für Scheitelwasserstände liegen hier im Mittel bei ± 25 cm mit Ausreißern bis zu 80 cm.

Ein direkter Vergleich mit dem hier vorgestellten Verfahren wurde nicht durchgeführt. Bemerkenswert ist jedoch, daß das Modell $W_{BOR} = f_2(W_{FPN}, L)$ gute mittelfristige Windstaudarstellungen für Borkum liefert, also gerade für den Pegel, den CHRISTIANSEN und SIEFERT als den Ausgangspegel für die Extrapolation des Windstaus in Cuxhaven verwenden. Nach den Erfahrungen aus dieser Arbeit würde man zu präziseren Vorhersagen für Cuxhaven kommen, wenn man den Windstauverlauf an der FPN auf die Küstenorte der Deutschen Bucht extrapolieren würde.

Mit dem Ziel, längerfristige Sturmflutvorhersagen für die offene Küste zu erstellen, werden seit mehreren Jahren umfangreiche hydrodynamisch-numerische Modellrechnungen durchgeführt (z. B. DOLATA u. ENGEL, 1979; HEWER, 1980). Diese Rechnungen erlauben, einzelne Sturmflutabläufe im nachhinein zu analysieren oder wertvolle Kenntnisse über Maximalhöhen von Sturmfluten zu gewinnen. Seit wenigen Jahren werden sie an englischen Küsten zur aktuellen Wasserstandsvorhersage eingesetzt (HEAPS, 1983). Im Vergleich zu den oben beschriebenen Verfahren erfordern hydrodynamisch-numerische Methoden allerdings einen wesentlich größeren Dateninput und rechnerischen Aufwand. Daher sind sie bislang für den praktischen Vorhersagebetrieb nur begrenzt einsetzbar. Es liegt jedoch nahe, den hier gefundenen empirischen Ansatz mittels hydrodynamisch-numerischer Berechnungen auf seinen physikalischen Gehalt hin zu untersuchen und eventuelle Erweiterungen des Modells gezielt zu testen.

3.4 Praxisbezogene Aspekte

Eine Reihe von Vorzügen besitzt das oben entwickelte Vorhersagemodell auch aus praktischen Gesichtspunkten. Lediglich eine einzige Datenleitung, nämlich von der FPN zu einer Auswertezentrale, ist erforderlich. Laufende Meßwerte sind allein der Wasserstand an der FPN und der Luftdruck. Man kann davon ausgehen, daß letzterer ohne Genauigkeitseinbußen statt in Kiel auch an der FPN oder an einem anderen im nördlichen Schleswig-Holstein gelegenen Ort, an dem sich z. B. die Auswertezentrale befinden könnte, gemessen werden kann. Für die Realisierung des neuen Modells bieten sich zwei Möglichkeiten an:

- (a) Der Wasserstand wird in etwa zweiminütiger Folge an der FPN gemessen und digital gewandelt. Die hohe Meßrate ist notwendig, damit aus den digitalen Daten repräsentative stündliche Wasserstandswerte gewonnen werden können. Die zweiminütigen Meßwerte werden als Datenpaket mindestens einmal pro Stunde zur Auswertezentrale (auf dem Festland) gesandt. Dies kann per Telefonleitung, Funk oder Satellitenübertragung erfolgen. Im letzteren Fall würde eine Sendeeinheit auf der FPN die Daten zu einem geostationären Satelliten (z. B. METEOSAT oder einem seiner Nachfolger) übermitteln, von wo sie entweder über die Empfangsstation des „European Space Operation Centre“ (ESOC) im Odenwald oder über eine eigene Empfangsantenne zur Zentrale nach Norddeutschland gelangen könnten (HOUEY u. ZSCHAU, 1982).

Hier könnten aus diesen Daten und aus örtlichen Luftdruckwerten stündlich die Parame-

ter Reststau, Stauentwicklung und Luftdruckentwicklung gebildet werden. Die Parameter werden mit den Regressionskoeffizienten des jeweils zutreffenden Modells multipliziert und summiert. Schließlich werden zu der so erhaltenen Windstauvorhersage die vorausberechneten Tideanteile für jeden Küstenort, für den eine Vorhersage erfolgen soll, und die Konstanten für Unterschiede im Bezugsniveau zur FPN hinzu addiert. Das Zusammensetzen der Daten könnte zweckmäßigerweise ein programmierbarer Kleinrechner vornehmen, kann aber ohne Schwierigkeiten auch von einer eingearbeiteten Person manuell ausgeführt werden.

- (b) Alternativ könnten die Vorhersagen nach dem gleichen Schema auf der FPN selbst erstellt werden, beschriftet mit Luftdruckwerten von der FPN. Die Vorhersagen könnten einmal stündlich über Telefonleitung, Funk oder Satellit zum Festland gesendet werden.

Da beide Möglichkeiten mit ein- und derselben Datenleitung von der FPN zum Festland operieren könnten, ließen sich mit geringem finanziellem Aufwand leicht beide Systeme verwirklichen. Der Vorteil: Man hätte zwei unabhängige Berechnungen der Vorhersagen mit Korrekturmöglichkeiten bei Auswertefehlern.

4. Schlußbemerkungen

Für das hier vorgestellte Verfahren gilt, was auch CHRISTIANSEN und SIEFERT (1979) für das von ihnen entwickelte Sturmflutvorhersage-Verfahren resümieren: „Obgleich das Vorhersageverfahren auf physikalisch sinnvollen und größtenteils bekannten Zusammenhängen beruht, ist es ein empirisches Verfahren. Alle Informationen, die folgende Sturmfluten liefern, müssen daher im Sinne einer ständigen Überprüfung und ggf. Erweiterung des Verfahrens einbezogen werden.“

In der jetzigen Form liegen die Besonderheiten des neuen Verfahrens in der empirischen Verknüpfung dreier Parameter aus nur zwei laufenden Meßreihen, die an einem einzigen Ort – an der FPN – registriert werden können. Die drei Parameter lassen sich physikalisch als Reststau, Windstauentwicklung und zeitliche Luftdruckentwicklung im Bereich der Deutschen Bucht deuten. Die Idee, aus Luftdruckaufzeichnungen Anhaltspunkte über bevorstehende Sturmfluten zu gewinnen, ist nicht neu. THIEL (1964) hat bereits empirische Zusammenhänge zwischen den räumlichen Luftdruckgradienten über der Nordsee und der zu erwartenden Sturmfluthöhe in der Deutschen Bucht beschrieben, ohne allerdings Angaben über die Zuverlässigkeit des Verfahrens zu machen.

Die Vorzüge des von uns vorgeschlagenen Vorhersagemodells bestehen in der Genauigkeit, mit der Hoch- und Niedrigwasserstände für beliebige Küstenorte der Deutschen Bucht bis zu 15 Stunden vor Eintritt dargestellt werden können, sowie in seiner operativen Einfachheit. Die Unsicherheit in der Eintrittszeit der berechneten Wasserstände beträgt ± 1 Stunde. Die mittleren Vorhersagefehler sind für Küstenorte mit geringem Tidehub kleiner als für Orte mit größerem Tidehub. In dem Testzeitraum nehmen die mittleren Fehler für Borkum bei 15- bis 6stündigen Vorhersagelängen von 20 bis 14 cm ab, für Büsum von 23 bis 17 cm. Die verhältnismäßig kurzen Datensätze, an denen das Modell entwickelt wurde (Sturmflutereignisse Jan. 77 – Sept. 81 und Zeitraum 28. 9. 77–5. 1. 78), rechtfertigen sich durch das breite Spektrum von Wasserstandsschwankungen, das sie enthalten.

Einige mögliche Änderungen am Modell, die zu weiteren Verbesserungen führen könnten, wurden bislang nicht geprüft. Diese sind:

- eine für Hoch- und Niedrigwasserhöhen getrennte Modelloptimierung,

- die Verwendung von 5- oder 10minütigen statt 1stündigen Datenpunkten der beteiligten Meßreihen,
- die Bildung der Parameter Reststau und Stauentwicklung über die M_2 -Periode 12^h25^{min} oder über die mittlere Tidelänge statt über genau 12 Stunden,
- die Berücksichtigung von Wechselwirkungen zwischen Windstau und Tide,
- eine Darstellung des Tideanteils aus der Form der mittleren Tidekurven statt als Summe aus 40 Gezeitenwellen,
- die Einbeziehung räumlicher Luftdruckgradienten,
- eine „Rückkopplung“ durch laufenden Vergleich vorhergesagter und eingetretener Wasserstände.

Von diesen Punkten würden lediglich die beiden letzteren durch Hinzunahme neuer Datenleitungen mit operativem Mehraufwand verbunden sein.

D a n k s a g u n g

Wesentliche Teile dieser Arbeit wurden durch Mittel der Bundesländer Schleswig-Holstein, Hamburg, Niedersachsen und Bremen sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Die Wasser- und Schifffahrtsämter Kiel, Lübeck, Tönning und Emden, die Wasser- und Schifffahrtsdirektion Kiel, das Wetteramt Schleswig, die Reedereigemeinschaft Forschungsschifffahrt Bremen, das Deutsche Hydrographische Institut, Hamburg, und der Norddeutsche Rundfunk haben unkompliziert und hilfsbereit Meßdaten und verschiedene andere Unterlagen zur Verfügung gestellt. Die gesamte Datenverarbeitung wurde an der PDP10-Anlage des Rechenzentrums der Universität Kiel durchgeführt, die Regressionsberechnungen mit Hilfe eines Programms des „Foundation Mathematical Centre, Amsterdam“ (VAN GELDEREN, 1980). Vielen Mitarbeitern des Kieler Instituts für Geophysik, insbesondere Frau L. BITTNER, Frau K. HELBIG, Frau J. PETTKE, und Herrn G. LOHR sei für ihre Mithilfe gedankt. Außerdem danken wir den Mitarbeitern des Deutschen Hydrographischen Instituts für einige begriffliche Korrekturen am Manuskript.

5. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- AMIN, M.: On analysis and forecasting of surges on the west coast of Great Britain. *Geophys. J.R.astr.Soc.*, 68, 1982.
- ANNUTSCH, R.: Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. *Wetterkarte des Dt. Wetterdienstes*, C7315B, Nr. 27-35, 1978.
- CHRISTIANSEN, H. u. SIEFERT, W.: Grundzüge eines neuen Sturmflutvorhersage-Verfahrens für die deutsche Nordseeküste. *Die Küste*, 34, 1979.
- DOLATA, L. F. u. ENGEL, M.: Sturmflutvorhersagen mit mathematisch-physikalischen Modellen. *Die Küste*, 34, 1979.
- GELDEREN, M. VAN: A user program for multiple linear regression analysis, version 5H(246). Foundation Mathematical Centre, Amsterdam, 1980.
- HEAPS, N. W.: Storm surges, 1967-1982. *Geophys. J.R.astr.Soc.*, 74, 1983.
- HEWER, R.: Untersuchungen zur Entwicklung von Extremsturmfluten an der deutschen Nordseeküste auf der Basis hydrodynamisch-numerischer Modelle. Diplomarbeit, Institut f. Meereskunde, Universität Hamburg (unveröff.), 1980.
- HOUET, H. u. ZSCHAU, J.: Environmental data relay via satellite Meteosat; an example of the application of geophysical data collection. *Terra cognita*, 2, 1982.
- KÜMPEL, H.-J.: Neigungsmessungen zwischen Hydrologie und Ozeanographie. Dissertation, Universität Kiel, 1982.
- KÜMPEL, H.-J.: The possible use of tiltmeters in forecasting storm surges within the German Bay, North Sea. *Proceed. 9th Int. Symp. Earth Tides*, New York 1981, 1983.
- KÜMPEL, H.-J. u. ZSCHAU, J.: Das Gezeitenvertikalpendel in der Sturmflutvorhersage. *Wasser u. Boden*, 31, 1979a.

- KÜMPEL, H.-J. u. ZSCHAU, J.: Crustal tilt induced by storm surges, Dt. Geod. Kom., B, 231, 1979b.
- KÜMPEL, H.-J., ZSCHAU, J. u. MEISSNER, R.: Projekt Sturmflutvorhersage mit Vertikalpendeln des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen. Abschlußbericht des Inst. f. Geophysik, Universität Kiel, contrib. no. 222, 1979.
- ROHDE, H.: Die Forschungsarbeiten des KFKI. Die Küste, 34, 1979.
- ROSSITER, J. R.: A method for extracting storm surges from tidal records. Dt. Hydrogr. Z., Jg. 12, 117, 1959.
- SIEFERT, W.: Sturmflutanalyse und -vorhersage über die Windstaukurven. Die Küste, 34, 1979.
- THIEL, G.: Die Sturmflut der Nord- und Ostsee vom 16. und 17. Februar 1962. Dt. Hydrogr. Z., Jg. 17, 4, 1964.
- TOMCZAK, G.: Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. Dt. Hydrogr. Z., Jg. 5, 2/3, 1952.
- TOMCZAK, G.: Über die Genauigkeit der Sturmflutvorhersage für die deutsche Nordseeküste. Dt. Hydrogr. Z., Jg. 13, 1, 1960.
- ZSCHAU, J.: Sturmflutvorhersage mit Vertikalpendeln. Christiana Albertina Univ. Kiel, 7, 1977.
- ZSCHAU, J.: Prediction of storm surges from marine loading tilt measured inland from the sea. Proceed. 8th Int. Symp. Earth Tides, Bonn 1977, 787-804, 1979a.
- ZSCHAU, J.: Air pressure induced tilt in porous media. Proceed. 8th Int. Symp. Earth Tides, Bonn 1977, 418-433, 1979b.
- ZSCHAU, J. u. KÜMPEL, H.-J.: Prediction of storm surges using vertical pendulums. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 13, 1979.
- ZSCHAU, J., KÜMPEL, H.-J., MEISSNER, R. u. CAROW, U.: Eine neue geophysikalische Methode zur Vorhersage von Sturmfluten. Die Küste, 34, 1979.