

KURATORIUM FÜR FORSCHUNG
IM KÜSTENINGENIEURWESEN
POSTFACH 44 67 - TEL. (04 31) 33 94 - 708
2300 KIEL 1

18. Nov. 1991

17. 13. Dez. 1991

4/3
572

ABSCHLUSSBERICHT
ZUM KFKI - FORSCHUNGSPROJEKT :
"WASSERSTANDSENTWICKLUNG
IN DER DEUTSCHEN BUCHT"
- TEXTBAND -

BR Dr.-Ing. J. Jensen
Dipl.-Ing. H.-E. Mügge
Dipl.-Oz. W. Schönfeld
Dipl.-Ing. G. Visscher

Hamburg
August 1991

029537 Lit.-1

<u>INHALT</u> (Textband)		Seite
	Vorwort	1
1.	Einleitung	3
2.	Datenaufbereitung	6
2.1	Auswahl der Pegel	6
2.2	Datenbeschaffung	7
2.3	Datenkontrolle	8
2.4	Datenkorrektur	9
2.5	Datenbasis	12
3.	Statistische Analysen der Pegelzeitreihen	14
3.1	Vorbemerkung	14
3.2	Trenduntersuchungen	14
3.2.1	Einfluß von Extremwasserständen	19
3.3	Untersuchungen der Eintrittszeiten	20
3.4	Hauptkomponentenanalyse	27
3.4.1	Vorbemerkungen	27
3.4.2	Darstellung der Methode	27
3.4.3	Ergebnisse der Untersuchungen	35
3.4.3.1	Verteilung der Gesamtvarianz	36
3.4.3.2	Zeitreihen der Hauptkomponente	38
3.4.4	Bewertung der Hauptkomponentenanalyse	42
4.	Anpassungsfunktionfunktion für Thw-Scheitelwerte	55
4.1	Vorbemerkungen	55
4.2	Voraussetzungen für die Anwendung von Verteilungsfunktion	56
4.2.1	Forderungen an das Datenkollektiv	56
4.2.2	Ermittlung der statistischen Parameter	58
4.2.3	Häufigkeit, Wahrscheinlichkeit und Wiederkehrintervall	60
4.2.4	Zusammenhang zwischen Dichte- und Verteilungsfunktion	62
4.2.5	Empirische Wahrscheinlichkeiten	64

4.3	Beschreibung und Anwendung des Verfahrens	65
4.3.1	Eigenschaften der Anpassungsfunktion	65
4.3.2	Güte der Anpassung	68
4.4	Ermittlung von Hochwasserscheitelwerten bestimmter Wiederkehrintervalle	71
4.4.1	Veränderungen von Thw bestimmter Wiederkehrintervalle	72
4.5	Bewertung des Verfahrens	73
5.	Schließen von Datenlücken in Wasserstandszeitreihen	75
5.1	Vorbemerkungen	75
5.2	Ergänzung fehlender Wasserstände	76
5.2.1	Vorgehensweise	76
5.2.2	Verfahren	77
5.2.2.1	Lineare Interpolation	77
5.2.2.2	Lineare Regression	77
5.2.2.3	Lückenschließung mit gefilterten Werten	78
5.3	Lückenschließung über Eintrittswahrscheinlichkeiten	82
5.3.1	Fehlerabschätzung	84
5.3.2	Schließen der Meßlücke 1945 bis 1952 des Pegels Helgoland	86
5.4	Ergänzung fehlender Eintrittszeiten	89
5.5	Bewertung des Verfahrens	90
6.	Untersuchungen zum Pegelstandort Büsum	91
6.1	Vorbemerkungen	91
6.2	Entwicklung des Pegelstandortes Büsum	92
6.2.1	Regelmäßige Wasserstandsaufzeichnungen	94
6.2.1.1	Erster selbstschreibender Pegel in Büsum	96
6.2.1.2	Zweiter Pegelstandort Inselbrücke	98
6.2.1.3	Dritter und vierter Pegelstandort Seeschleuse	100
6.2.1.4	Fünfter Pegelstandort Westmole	100
6.2.1.5	Verlegung der Pegelstandorte im äußeren Hafenbereich	101
6.2.2	Übersicht der Pegelstandorte und Pegelnullagen	102

6.3	Einfluß von Standortverlegungen und Baumaßnahmen auf die Pegelaufzeichnungen	103
6.3.1	Wirkungen von Küstenschutzmaßnahmen	106
6.3.1.1	Durchgeführte Küstenschutzmaßnahmen	106
6.3.1.2	Wirkungen auf die Morphologie im Küstenvorfeld	106
6.3.1.3	Wirkungen auf die Wasserstände am Pegel Büsum	107
6.3.1.4	Wirkungen auf die Eintrittszeiten am Pegel Büsum	109
6.4	Bewertung der Untersuchungen zum Pegelstandort Büsum	110
7.	Untersuchung meteorogischer Daten an der Station Helgoland	113
8.	Zusammenfassung und Ausblick	115
9.	Schrifttum	120

INHALT (Anlagenband)

ANHANG I	Aufstellung der Rohdaten
ANHANG II	Beschreibung des Datenformats
ANHANG III	Pegeldokumentation
ANHANG IV	Histogramme, Jahresgänge und Jahresmittelwerte
ANHANG V	Häufigkeitsverteilung (Einzel- und Summenhäufigkeit) der Thw und Tnw für Abschnitte von 5 Jahren
ANHANG VI	Darstellung der Unterschreitungshäufigkeit der Thw und Tnw für Abschnitte von 15 Jahren

Vorwort

Das KFKI-Projekt "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" wurde vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) über den Zeitraum 01.07.1986 bis 31.12.1990 gefördert.

Die Projektgruppenleitung (Obmann) lag in der ersten Phase, bis zu seinem Eintritt in den Ruhestand, bei Herrn Dr.-Ing. G. Luck (NLWA-Forschungsstelle Küste) und ab dem 01.02.1988 bei Herrn Dr.-Ing. J. Jensen (Bundesanstalt für Wasserbau - Außenstelle Küste).

Die Forschungsarbeiten wurden von einer KFKI-Projektgruppe durch einen regelmäßigen Erfahrungsaustausch und vertiefende Fachdiskussionen begleitet. In der Projektgruppe waren die beteiligten Dienststellen und Institute durch folgende Mitglieder vertreten:

RD Annutsch	Bundesamt für Seeschiff- fahrt und Hydrographie
BD Dietze/BOR Franzius	WSD Nordwest
Dr.-Ing. Luck/BD Dr.-Ing. Kunz	NLWA - Forschungsstelle Küste
RD Schmidt	Seewetteramt Hamburg
LRBD Petersen/RBD Schulz-Kosel	Landesamt für Wasserhaus- halt und Küsten
Prof. Dr.-Ing. Siefert	Strom und Hafengebäude Hamburg
BD Dr.-Ing. Wismer	WSD Nord
LBD Dr.-Ing. Rohde/ Dr.-Ing. Jensen	Bundesanstalt für Wasserbau - Außenstelle Küste

An den Fachdiskussionen der Projektgruppe waren zusätzlich BOR Braun, Bundesanstalt für Gewässerkunde und Dr.-Ing. Bloß, Institut für Strömungsmechanik, Universität Hannover, beteiligt. Die Projektleitung lag bis zu seinem Eintritt in den Ruhestand zum 31.01.1988 bei Herrn Dr.-Ing. G. Luck und danach bei Herrn Dr.-Ing. H. Kunz (NLWA-Forschungsstelle Küste).

Die Durchführung des Forschungsvorhabens erfolgte in Zusammenarbeit zwischen dem Niedersächsischen Landesamt für Wasser und Abfall-Forschungsstelle Küste und der Bundesanstalt für Wasserbau-Außenstelle Küste (BAW-AK). Die mit den Forschungsmitteln finanzierte Arbeitsgruppe war bei der BAW-AK in Hamburg eingerichtet. Hierfür war einerseits die Nähe zum Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie und zum Seewetteramt in Hamburg ausschlaggebend und zum anderen die bei der BAW-AK verfügbare Anbindung an den Datenspeicher des Rechners der BAW in Karlsruhe maßgebend.

Mitarbeiter in diesem Projekt waren:

Dipl.-Ing. G. Visscher (Juli 1986 bis Dez. 1988),

Dipl.-Ing. H.-E. Mügge (Nov. 1987 bis Dez. 1990),

Dipl.-Oz. W. Schönfeld (April 1989 bis Dez. 1990)

und mehrere Studentische Mitarbeiter.

Das dem Schlußbericht zugrundeliegende Forschungsvorhaben wurde unter dem Förderzeichen MTK 0388 mit Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie gefördert.

1. Einleitung

Angeregt durch die Diskussion über einen weltweiten Anstieg des Meeresspiegels, wurden in dem vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) geförderten Forschungsprojekt des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) "Wasserstands-entwicklung in der Deutschen Bucht", die im Bereich der deutschen Nordseeküste vorhandenen Pegeldaten auf der Basis von Einzelwertzeitreihen der Tidewasserstände bearbeitet. Anhand dieses Datenmaterials wird untersucht, inwieweit signifikante Veränderungen in der Entwicklung der Tidewasserstände und deren Eintrittszeiten über den Beobachtungszeitraum stattgefunden haben.

Langfristig ist die Wasserstandsentwicklung in der Nordsee durch Folgeerscheinungen der letzten Eiszeit (eustatische Effekte) und Relativbewegungen zwischen Land und Meer (isostatische und tektonische Effekte) geprägt. Allerdings können an der Küste beobachtete Veränderungen der Wasserstände und der Tidedynamik auch auf menschliche Aktivitäten an der Küste und in den Tideflüssen zurückzuführen sein.

Für den Bereich der deutschen Nordseeküste kann anhand von Daten eine Veränderung der Wasserspiegellage bis in das 16. Jahrhundert zurückverfolgt werden. Nachdem die Relativbewegung zwischen dem Land- und Wasserniveau von SCHÜTTE (1908) erkannt, aber als Küstensenkungserscheinung interpretiert wurde, hat LÜDERS (1936) erstmalig einen Anstieg des Wasserspiegels im Nordseebereich festgestellt. Nach neueren Untersuchungen muß davon ausgegangen werden, daß auch Landsenkungen zu berücksichtigen sind (AUGARTH, 1990); Untersuchungen des RIJKSWATERSTAATS bestätigen diese Ergebnisse für den Bereich der Niederlande.

In einer Vielzahl von Veröffentlichungen ist diese Thematik behandelt worden. Die Entwicklung der Meeresspiegellagen ist dabei nicht stationär, sondern unterliegt zeitlichen Veränderungen (vgl. z.B. JENSEN, 1984 und 1985; FÜHRBÖTER, 1986; LUCK, 1987).

Im Zwischenbericht der Enquete-Kommission des Deutschen Bundestages "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre" (1989) werden nach Modellrechnungen Werte für einen weltweiten Meeresspiegelanstieg bis zu 1.5 m für den Zeitraum der nächsten 100 Jahre angegeben. Ob solche Werte realistisch sind, ist in der Fachdiskussion sehr umstritten. Die vorliegenden Untersuchungen haben deshalb auch zum Ziel solche Prognosen durch statistische Analysen der bisherigen Entwicklung der Tidedynamik zu verifizieren.

Veränderungen der Wasserstände haben verschiedene Auswirkungen. Der Anstieg des Tidehochwassers bewirkt eine stärkere Belastung der Küstenschutzbauwerke und der Küstenvorfelder und damit eine erhöhte Gefährdung der flachen Küstenregionen. Das Abbruchgeschehen an den sandigen Küsten der Nordseeinseln kann als Indiz für diese Entwicklung angesehen werden. Der seit dem 16. Jahrhundert bekannte Anstieg des Meeresspiegels um durchschnittlich 20 bis 30 cm in 100 Jahren ist allerdings bereits in den Bemessungswasserständen für Deiche und andere Küstenschutzbauwerke berücksichtigt (ROHDE, 1977). Eine Vergrößerung des Tidehubs hat unter anderem eine Erhöhung des Energieeintrags in die Ästuare und damit verbunden, größere Strömungsgeschwindigkeiten zur Folge. Veränderungen des Tideniedrigwassers betreffen in erster Linie die Schiffbarkeit von Wasserstraßen.

In diesem Forschungsprojekt werden mit mathematisch-statistischen Methoden die Entwicklung des Tidegeschehens in der Deutschen Bucht untersucht. Die Pegelzeitreihen geben in erster Linie Auskunft über die regionale Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht. Solche kleinräumigen Wasserstandsveränderungen können mit globalen Klimamodellen nicht oder nur sehr bedingt simuliert werden. Die räumliche Auflösung dieser Klimamodelle ist mit einem Gitterpunktabstand von 200-500 km so groß, daß Gebiete wie die Deutsche Bucht nicht oder nur unzureichend erfaßt werden können. Der mit Klimamodellen prognostizierte Anstieg des globalen Meeresspiegels wird in erster Linie indirekt aus einer Erhöhung der mittleren Wassertemperatur des Ozeans ermittelt.

Aussagen über die Auswirkungen eines globalen Meeresspiegelanstiegs auf die Wasserstandsentwicklung an den Küsten der Deutschen Bucht sind nur bedingt möglich, da die Pegelmeßwerte sehr stark durch regionale Besonderheiten im Umfeld der Pegel wie z.B. Ausbaumaßnahmen in Tideästuarien geprägt werden.

Auf der Basis täglich aufgezeichneter Pegeldata sind nicht nur Aussagen zur Entwicklung der Tidehoch- und niedrigwasserstände (Thw, Tnw) sowie des Tidehubs (Thb), sondern auch zur Entwicklung der Eintrittszeiten des Thw und Tnw an den einzelnen Pegeln möglich. Neben den Untersuchungen mit täglichen Scheitelwerten wurden einige Analysen auch mit den aus den Einzelwertzeitreihen abgeleiteten Jahresmittelwerten durchgeführt.

Die Auswertung der Pegeldata erfolgte mit verschiedenen statistischen Methoden. Zur Erkennung langfristiger Entwicklungen innerhalb der Zeitreihen wurde das Verfahren der linearen Regres-

sion herangezogen. Da die Wasserstandsentwicklung an den einzelnen Pegelstandorten durch die lokalen Randbedingungen Unterschiede aufweist, wurde eine Hauptkomponentenanalyse auf die Pegelzeitreihen angewandt. Mit dieser Methode kann der Anteil des Gezeitensignals, der in allen betrachteten Pegelzeitreihen gemeinsam enthalten ist, ermittelt werden. Damit ist es möglich die Größe eines gemeinsamen Trends der Wasserstandsentwicklung an den deutschen Pegelstandorten anzugeben. Um festzustellen welche Perioden (z.B. die Nodaltide) oberhalb der halbtägigen Haupt-Mondtide in den Pegeldaten auftreten und wieviel Energie in diesem Spektralbereich vorhanden ist, wurden die Datenreihen mit Hilfe der Fast-Fourier-Transformation vom Zeitbereich in den Frequenzbereich transformiert. Durch Rücktransformation und digitale Filterung konnten bestimmte Spektralbereiche in den Zeitreihen näher untersucht werden.

Die Entwicklung einer Verteilungsfunktion für die Thw-Zeitreihen ermöglicht zum einen die Abschätzung von Wasserständen mit bestimmten Wiederkehrintervallen; und zum anderen das Schließen von Datenlücken innerhalb der Thw-Zeitreihen über geeignete Bezugspiegel.

Zeitliche Veränderungen der Gezeitendynamik konnten anhand der Flut- und Ebbdauern sowie der Eintrittszeitdifferenzen zum Monddurchgang durch den Nullmeridian untersucht werden. Ein großer Teil der geleisteten Arbeit wurde für die Beschaffung, Kontrolle und Korrektur der Pegeldaten aufgewandt. So sind geprüfte Zeitreihen entstanden, die auf Anforderung an andere Fachbehörden weitergegeben werden können.

2. Datenaufbereitung

2.1 Auswahl der Pegel

In Zusammenarbeit mit den zuständigen Ämtern der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) wurden insgesamt 12 Tidepegel an der deutschen Nordseeküste für die Untersuchungen ausgewählt. Die Datenreihen der Pegel sollten dabei unter Berücksichtigung der übergeordneten hydrologischen Fragestellung bestimmten Kriterien genügen:

- Die Aufzeichnungen des Pegels sollten nur wenig durch bauliche Maßnahmen (Schleusen, Siele) oder durch die umgebende Topographie (Wattrücken, Priele) beeinflusst werden
- Veränderungen des Höhenbezugs oder Standortverlegungen innerhalb des Untersuchungszeitraumes sollten möglichst nicht vorliegen oder zumindest ausreichend dokumentiert sein
- Die zur Verfügung stehende Datenreihe sollte einen möglichst langen Zeitraum umfassen
- In Hinsicht auf die geplante rechnergestützte Bearbeitung sollten die Tidewerte in digitaler Form auf Datenträger vorhanden sein

Einige der Pegel wurden im Laufe der Zeit z.T. mehrfach versetzt und in der Bezugshöhe korrigiert. Zudem sind die Daten auf unterschiedlichen Datenträgern in verschiedenen Behörden archiviert, mit z.T. ungenauen Angaben über die Herkunft oder "Unversehrtheit" der jeweiligen Zeitreihe.

Die Abb. 2.1 gibt eine Übersicht der für diese Untersuchung ausgewählten Pegelstandorte. Nach der geographischen Lage lassen sich drei Kategorien unterscheiden: Festland pegel, Inselpegel und Pegel an Tideästuaren (vgl. JENSEN 1984).

Ein entscheidendes Kriterium für die Auswahl der Tidepegel ist die zeitliche Länge der Aufzeichnungen. Je länger eine gesicherte Datenreihe zur Verfügung steht, desto aussagekräftiger sind die Ergebnisse einer statistischen Analyse.

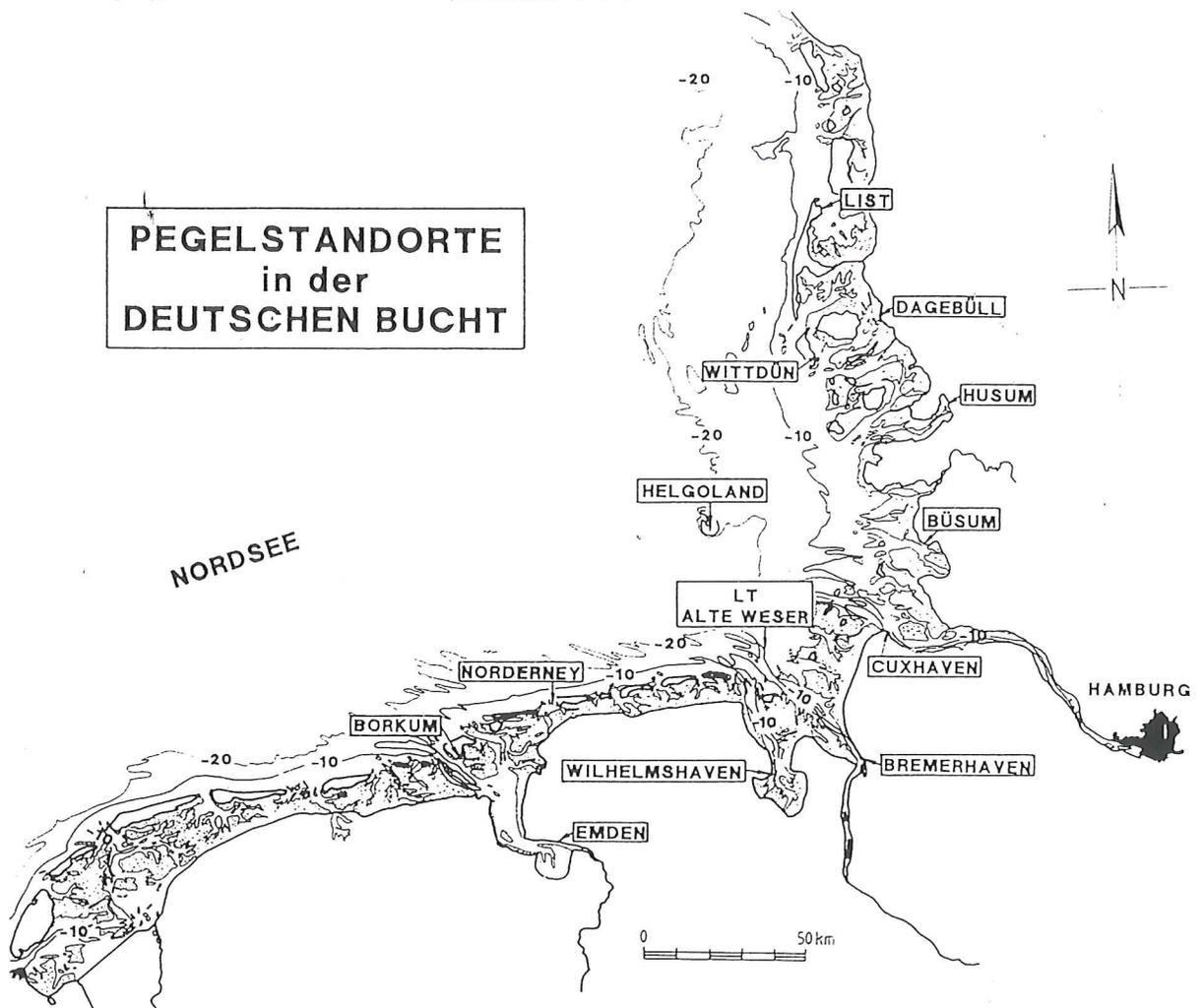


Abb. 2.1: Pegelstandorte im Bereich der Deutschen Bucht

2.2 Datenbeschaffung

Die Pegeldaten wurden der KFKI-Projektgruppe von der Bundesanstalt für Wasserbau in Karlsruhe (BAW), der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz (BfG) und dem Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg (DHI) bzw. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrologie (BSH) überlassen. Weitere Pegeldaten erhielt die Projektgruppe von den Wasser- und Schifffahrtsdirektionen NORD in Kiel und NORDWEST in Aurich, sowie vom Pegelarchiv des Wasser- und Schifffahrtsamtes (WSA) Tönning. Wobei die Daten des WSA Tönning direkt aus Pegelbögen abgelesen und von Hand eingegeben wurden. Der größte Teil der Daten ist in den "Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbüchern" veröffentlicht. Eine zusammenfassende Darstellung der auf Disketten vorhandenen Originaldaten, mit Angabe des Zeitraums für den die Daten vorhanden sind und der Quelle der Daten, ist im Anlagenband, Anhang I aufgeführt. Die Datenbasis der vorliegenden Untersuchungen besteht aus mehr als $2 \cdot 10^6$ Einzelwerten.

2.3 Datenkontrolle

Zur Untersuchung langfristiger Meeresspiegelschwankungen und Änderungen der Gezeitendynamik, müssen nicht nur möglichst lange Zeitreihen analysiert werden, sondern es werden auch hohe Anforderungen an die Genauigkeit der Daten gestellt.

Bevor die Daten einer umfassenden Zeitreihenanalyse zugeführt wurden, mußten die Originaldaten auf Eingabe- und Übertragungsfehler, Lücken und andere Inkonsistenzen geprüft und korrigiert werden. Die nachfolgend aufgeführten Prüfverfahren wurden sowohl auf die Wasserstände als auch auf die Eintrittszeiten angewandt.

Nach der Eliminierung von groben, offensichtlichen Fehlern bei der Datenfernübertragung (DFÜ-Fehler, s. Anlagenband, Anhang I), wurden die Daten für die weiteren Kontrollen und für die statistischen Auswertungen in einem einheitlichen Format abgespeichert. Ein Datensatz besteht danach aus dem Datum, der Eintrittszeit und dem Wasserstand des 1. Tideniedrigwassers (Tnw) dieses Tages, der Eintrittszeit und dem Wasserstand des 1. Tidehochwassers (Thw), des 2. Tnw, des 2. Thw usw. In Anhang II ist dieses Format detailliert beschrieben.

Die Daten wurden zunächst mit mehreren Kontrollprogrammen geprüft, um eventuelle Fehler herauszufinden und zu korrigieren.

Im einzelnen wurde geprüft ob:

- die Reihenfolge der Datumsangaben kontinuierlich aufsteigend ist,
- ein oder mehrere Tage in der Zeitreihe fehlen,
- innerhalb eines Datensatzes (1 Tag) Meßlücken vorhanden sind,
- ob ein 3. Thw oder Tnw an einem Tag vorhanden ist,
- die Reihenfolge von Thw und Tnw korrekt ist,
- die Wasserstände und die Differenzen zweier aufeinanderfolgender Thw oder Tnw einer Zeitreihe innerhalb festgelegter Schranken liegen,
- die Eintrittszeiten zwischen 0 und 24 Uhr liegen,

- aufeinanderfolgende Zeiten kontinuierlich aufsteigend sind,
- das 1. Thw/Tnw des Tages vor 14 Uhr liegt,
- die Zeitdifferenzen zwischen aufeinanderfolgenden Thw und Tnw (Steig- und Fallzeiten) einer Zeitreihe innerhalb festgelegter Schranken liegen,
- für die Wasserstände die Minima, Maxima, Monatssummen und die Mittelwerte für die Monate, Halbjahre und Jahre mit den Angaben in den Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbüchern übereinstimmen (unter Berücksichtigung einer eventuellen Nullpunktverschiebung s.u.),
- sich die Differenzen der Tidedaten von zwei Pegeln stark verändern und innerhalb festgelegter Schranken liegen.

Bei negativen Prüfmeldungen, wurden die betreffenden Datensätze für eine Fehleranalyse isoliert.

2.4 Datenkorrektur

Mit den in Abschnitt 2.3 dargestellten Kontrollroutinen werden noch keine Veränderungen in den Zeitreihen durchgeführt. Erst nach individueller Prüfung der einzelnen Fehler wurde entschieden, ob ein als fehlerhaft erkannter Datensatz wirklich korrigiert werden muß. Während mit den Kontrollroutinen in erster Linie "objektive" Fehler (z.B. Thw/Tnw vertauscht, Zahlendreher usw.) gefunden werden können, muß für eine weitere Korrektur der Daten auf die einschlägige Literatur und auf Hinweise der Fachbehörden zurückgegriffen werden.

So lassen sich Eingabefehler, die beim Digitalisieren entstanden sind, relativ leicht ermitteln, da diese in der Regel erheblich aus der Kontinuität der Reihe herausfallen. Fehlerhafte Werte, die innerhalb des natürlichen Streubereichs liegen, lassen sich durch solche Kontrollprogramme nur schwer herausfinden. Eine Differenzenbildung zu Nachbarpegeln kann hier noch weitere Unstetigkeiten aufzeigen, wie z.B. eine fehlerhaft angebrachte Korrektur des Höhenbezugs.

Insbesondere bei älteren Datensätzen vor 1936 sind Korrekturen problematisch. Hier mußten die Daten teilweise mit den Original-Tidekurven verglichen und ggf. korrigiert werden. Weiterhin war

KORREKTURHINWEIS

Aufgrund eines Versehens bei der Datenaufbereitung bzw. der Datenverkettung der Pegel Leuchtturm Roter Sand und Leuchtturm Alte Weser wurden für den KFKI-Datensatz 734 für den Zeitraum 01.11.1936 bis 31.10.1964 die Wasserstandswerte nicht korrekt abgespeichert. Um zu den korrekten Daten zu kommen, gilt folgende Umrechnungsvorschrift für den angegebenen Zeitraum:

$$Thw_{\text{korrekt}} = Thw_{\text{ist}} + 6\text{cm}$$

$$Tnw_{\text{korrekt}} = Tnw_{\text{ist}} + 2\text{cm}$$

Bitte beachten Sie, daß sich die Zeitangaben einschließlich verstehen. Die mit dieser Änderung erhaltenen Zeitreihen ergeben dann - wie ursprünglich vorgesehen - einen Datensatz mit PN = NN - 5,00 m. Wir möchten Sie ferner auf die Umrechnungsbeziehungen für Lt. Roter Sand/Lt. Alte Weser im Abschlußbericht des KFKI-Projektes "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" bzw. im ersten Zwischenbericht in "Die Küste" aufmerksam machen. Auf Seite 10 bzw. Seite 139 ist in den dort angegebenen Gleichungen das Minuszeichen durch ein Pluszeichen zu ersetzen.

Hamburg, den 4.5.1992

es bei einigen Zeitreihen notwendig, die Pegelstände von Fuß und Zoll in das metrische System umzurechnen.

Durch Veränderungen der Pegelstandorte wie z.B. Setzungen oder Sackungen der einzelnen Pegel mußten die Bezugshöhen für die Wasserstände entsprechend angepaßt werden. Im Gegensatz zu den Veröffentlichungen in den Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbüchern sind die Wasserstände in den Daten der KFKI-Projektgruppe immer auf NN -5.00 m bezogen. Wenn sich also die Bezugshöhe eines Pegels z.B. von NN -5.00 m auf NN -5.02 m geändert hatte, wurden alle Wasserstände innerhalb des betreffenden Zeitraums um 2 cm reduziert. Damit wurde ein einheitlicher Niveaubezug garantiert.

Neben den Nullpunktveränderungen müssen auch Lageveränderungen der Pegel berücksichtigt werden. Der Pegel Büsum ist beispielsweise zwischen 1915 und 1987 siebenmal versetzt worden. In derartigen Fällen muß sichergestellt sein, daß durch die Standortverlegung der Meßeinrichtung - oft infolge von Baumaßnahmen - eine eindeutige Beziehung zwischen alten und neuen Pegelmeßdaten besteht. Nur wenn an beiden Standorten noch eine ausreichende Zeit parallel aufgezeichnet wird, ist eine Zuordnung möglich. Dabei können die Beziehungen zwischen den beiden Meßpunkten sowohl bei den Wasserständen als auch bei den Eintrittszeiten der Thw und Tnw durchaus unterschiedlich sein.

Der Wechsel des Pegelstandortes Leuchtturm (Lt.) Roter Sand nach Lt. Alte Weser mag als Beispiel dazu dienen, wie vorgegangen werden kann. Bereits mehrere Autoren (LOHRBERG, 1980; LIETZ, 1986; Studie der WSD NORTHWEST, 1986) haben mit unterschiedlichen Verfahren, wie z.B. der Doppelsummenanalyse, versucht, eine Höhenangleichung bzw. eine Ermittlung des Pegelnullpunktes (PNP) beider Pegel rechnerisch zu erreichen. Dabei ergaben sich Differenzen zwischen Lt. Roter Sand und Lt. Alte Weser von 6 bis 10 cm für das mittlere Thw und Tnw. Die Pegelnullpunkte liegen nach dem Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch bei NN -4.82 m für Lt. Roter Sand und NN -4.96 m für Lt. Alte Weser. Die Differenzen zu verschiedenen Nachbarpegeln aus gefilterten Einzelwerten weisen jedoch beim Übergang von Lt. Roter Sand zu Lt. Alte Weser (Abflußjahre 1964/1965) übereinstimmend einen Sprung auf. Aus den Differenzen der gefilterten Wasserstandswerte lassen sich folgende Beziehungen ermitteln:

$$\text{Thw}_{\text{AW}} = \text{Thw}_{\text{RS}} - 10 \text{ cm} \quad \text{und}$$

$$\text{Tnw}_{\text{AW}} = \text{Tnw}_{\text{RS}} - 8 \text{ cm}$$

Diese Ergebnisse decken sich exakt mit denen, die von der WSD Nordwest mit Hilfe der Doppelsummenanalyse errechnet wurden. Nach entsprechender Korrektur der Wasserstandsdaten liegt nun für diese Pegelreihe eine homogene Datenreihe vor.

Die Datenreihe des Pegels Borkum Südstrand wurde ab 1981 durch Werte des Pegels Fischerbalje ersetzt, da Störungen und Unregelmäßigkeiten auftraten. Die Analysen weisen darauf hin, daß durch die Standortverlegung die Homogenität der Reihe gestört ist, wenn die Daten des Pegels Südstrand durch die des Pegels Fischerbalje ergänzt werden. Aus diesem Grund wurden für die Auswertungen des Pegelstandortes Borkum die Daten des Pegels Südstrand mit Hilfe linearer Regression auf den Standort Fischerbalje angepaßt.

Für die aus den Einzelwerten errechneten Jahresmittelwerte erfolgte eine höhenbezogene Korrektur, die im Mittel zu folgender Anpassung für den Pegel Borkum führte:

$$\text{Thw}_S = \text{Thw}_F + 7 \text{ cm} \quad (\overline{\text{Thw}} \approx 600 \text{ cm}) \quad \text{und}$$

$$\text{Tnw}_S = \text{Tnw}_F - 2 \text{ cm} \quad (\overline{\text{Tnw}} \approx 350 \text{ cm})$$

Mit Hilfe der EDV lassen sich zahlreiche zusätzliche Korrekturen anbringen, die bisher von den Ämtern nicht bearbeitet werden konnten. Durch die Verwendung von Einzelwerten ist sichergestellt, daß ein "Herausmitteln" von Fehlern, wie es bei Monats- oder Jahreswerten geschehen kann, nicht erfolgt. Diese Vorgehensweise läßt bisher verborgene Fehler erkennen. Folgendes Einzelbeispiel mag zur Erklärung dienen: der Jahresmittelwert des Tnw am Pegel Dagebüll ist für das Jahr 1954 im Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch (DGJ) um 20 cm zu hoch angegeben. Die falsche Angabe beruht offensichtlich auf einem Rechenfehler.

Derartige Analysen erweisen sich als ein geeignetes zusätzliches Hilfsmittel, qualitativ hochwertige Zeitreihen zusammenzustellen. Ziel dieser aufwendigen Aufarbeitung der Einzelwertreihen ist es, homogene Datensätze zu schaffen, die eine Gewähr dafür bieten, daß die eigentliche Analyse zu möglichst zuverlässigen Ergebnissen führt.

2.5 Datenbasis

Die Eintrittszeiten werden immer auf MEZ bezogen und entsprechend korrigiert. Neben der Korrektur der mitteleuropäischen Sommerzeit mußten die Daten der Jahre 1945 und 1947 um eine weitere Stunde korrigiert werden, da in diesen Jahren eine "Hochsommerzeit" eingeführt worden war.

In der KFKI-Projektgruppe sind auf diese Weise lückenlose Zeitreihen der täglichen Tidescheitelwerte und deren Eintrittszeiten für die folgenden Pegel geschaffen worden und auf Datenträgern vorhanden (s. Tab 2.1).

Pegel	Zeitreihe *)
Borkum	1936 - 1987
Norderney	1936 - 1987
Emden	1950 - 1987
Helgoland	1954 - 1987
Lt. Alte Weser/Roter Sand	1936 - 1987
Wilhelmshaven	1936 - 1987
Cuxhaven	1890 - 1987
Büsum	1953 - 1987
Husum	1952 - 1987
Wittdün	1952 - 1987
Dagebüll	1952 - 1987
List	1952 - 1987

*) die Zeitangaben beziehen sich auf Abflußjahre (1.11. - 31.10) entsprechend den DGJ.

Tabelle 2.1: Pegel und Zeiträume, für die lückenlose Zeitreihen der Tageswerte vorliegen

Weiter existieren für einige Pegel Datenaufzeichnungen (siehe auch Anlagenband, Anhang III), die jedoch mehr oder weniger große Lücken aufweisen. Um die Datenbasis zu vergrößern wurden Verfahren zur Lückenschließung entwickelt (s. Abschn. 5).

Die Untersuchungen wurden sowohl mit täglichen Scheitelwerten des Tidehochwassers (Thw) und des Tideniedrigwassers (Tnw) als auch mit deren Jahresmittelwerten (MThw, MTnw) durchgeführt (s. JENSEN, 1984).

Da bei Trendberechnungen die Ergebnisse, unter Verwendung von Einzelwerten und Jahresmittelwerten identisch sind, wurden diese ebenso wie die Hauptkomponentenanalyse mit Jahresmittelwerten durchgeführt. Dadurch konnte der Rechenaufwand erheblich vermindert werden.

Die Berechnung der Jahresmittelwerte erfolgte aus den korrigierten Zeitreihen der halbtägigen Scheitelwerte. Zur Vergrößerung der Datenbasis wurden weitere Jahresmittelwerte und für einige Analysen Daten des Pegels Bremerhaven aus JENSEN (1984) herangezogen; wobei diese Daten zwischenzeitlich ebenfalls korrigiert und ergänzt wurden. Insgesamt bilden die in Tab. 2.2 dargestellten Pegel und Zeiträume die Grundlage der mit Jahresmittelwerten durchgeführten Berechnungen. Die Jahresangaben beziehen sich immer auf "Abflußjahre".

Pegel	MThw-Zeitreihe	MTnw-Zeitreihe
Borkum (BOR)	1931 - 1989	1931 - 1989
Norderney (NOR)	1891 - 1989	1891 - 1989
Emden (EMD)	1901 - 1989	1901 - 1989
Helgoland (HEL)	1953 - 1989	1953 - 1989
Lt. Alte Weser (LTW)	1901 - 1989	1901 - 1989
Wilhelmshaven (WIL)	1873 - 1989	1901 - 1989
Bremerhaven (BRV)	1881 - 1989	1881 - 1989
Cuxhaven (CUX)	1855 - 1989	1855 - 1989
Büsum (BUE)	1871 - 1989	1931 - 1989
Husum (HUS)	1868 - 1989	1906 - 1989
Wittdün (WIT)	1952 - 1989	1952 - 1989
Dagebüll (DAG)	1874 - 1989	1936 - 1989
List (LIS)	1931 - 1989	1931 - 1989

Tabelle 2.2: Pegel und Zeiträume, für die lückenlose Zeitreihen der Jahresmittelwerte vorliegen

Nach Auffassung der Projektgruppe steht damit ein Datenkollektiv zur Verfügung, das nach bestem Wissen und Gewissen aufgearbeitet wurde. Dennoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß durch weitere aufwendige Untersuchungen einzelner Pegel (vgl. MÜGGE und JENSEN, 1991) Korrekturen der etwa $2 \cdot 10^6$ Einzelwerte angebracht werden müßten (vgl. auch LOHRBERG, 1989).

3. Statistische Analysen der Pegelzeitreihen

3.1 Vorbemerkung

Eine Vorauswertung der Einzeldaten der verschiedenen Pegelstandorte liefern die im Anlagenband befindlichen Grafiken (Anhang IV). Im einzelnen sind dort für jeden Pegel getrennt für Thw und Tnw Histogramme der Werteverteilung, Jahresgänge der täglichen Mittelwerte, sowie die Zeitreihen der Jahresmittelwerte dargestellt.

In Anhang V sind die Häufigkeitsverteilungen der Thw und Tnw für Abschnitte von 5 Jahren mit der Einzelhäufigkeit p und Summenhäufigkeit P_j für eine Klassenbreite von 25 cm, sowie die jeweiligen Mittelwerte aufgeführt. In Anhang VI sind die Summen- bzw. Unterschreitungshäufigkeiten der Thw und Tnw der Pegelzeitreihen für Abschnitte von 15 Jahren dargestellt (vgl. Anhang V). Grundlagen der statistischen Bearbeitung von hydrologischen Datenreihen sind in Abschnitt 4 zusammengestellt.

3.2 Trenduntersuchungen

Die mittlere Änderung der Wasserstände innerhalb eines bestimmten Zeitraumes kann mit Hilfe linearer Regression bestimmt werden (JENSEN, 1984). Die Steigung der Regressionsgeraden entspricht dem linearen Trend. Sie gibt an, um wieviel cm/Jahr sich das Thw, Tnw oder der Thb innerhalb dieses Zeitraums im Mittel verändert hat. Häufig wird der Trend als Säkulartrend (Säkulum = 100 Jahre) in cm/100 Jahre angegeben. Die Steigung der Ausgleichsgeraden ist grundsätzlich eine dimensionslose Größe, die auf jeden Zeitraum bezogen werden kann. Allerdings gilt die Aussage nur für den Auswertzeitraum, eine Prognose ist nicht zulässig.

Für die Beschreibung der Güte der linearen Regression wird ein Vertrauensbereich den Ergebnissen zugeordnet. Unter der Voraussetzung, daß zu jedem Zeitpunkt die abhängige Größe (z.B. Thw oder Tnw) normalverteilt ist, kann ein Konfidenzintervall abhängig von der Prüfverteilung und der Signifikanzzahl angegeben werden. Bei der Angabe eines Konfidenzintervalles wird der Bereich der Verteilung abgegrenzt, der die Wahrscheinlichkeit $1-\alpha$ enthält, wobei $1-\alpha$ das Signifikanzniveau darstellt.

Konfidenzintervalle können für die Regressionsgerade und für die Meßwerte angegeben werden. Für die durchgeführten Untersuchungen

wird das Konfidenzintervall für die Ausgleichsgerade nach YEVJEVICH (1972) herangezogen. Als Prüfverteilung wird die Student-t-Verteilung gewählt.

Der Trend bzw. Säkulartrend darf insbesondere bei kürzeren Beobachtungszeiträumen aber nicht als Prognose der Wasserstandsentwicklung für die Zukunft mißverstanden werden.

Die Trends an den einzelnen Pegelstandorten weisen teilweise erhebliche Unterschiede auf. Auch innerhalb einer Pegelzeitreihe besteht eine große Abhängigkeit der Steigung der Ausgleichsgeraden vom Untersuchungszeitraum. Hierbei ist darauf zu achten, daß die Untersuchungszeiträume annähernd ein Vielfaches von 18.6 Jahren betragen, damit der Anteil der Nodaltide nicht fälschlicherweise als langfristiger Trend interpretiert wird (s. Abschn. 3.5).

In Tab. 3.1 findet sich eine Zusammenstellung der Trends für MThw, MTnw und MThb für verschiedene Zeiträume an den betrachteten Pegelstandorten. Die Länge der Zeiträume ist durch das Datenmaterial beschränkt, so daß die Trendberechnungen über mehr als 37 Jahre nicht für alle Pegel durchgeführt werden konnten. Um die mittlere Wasserstandsentwicklung innerhalb der letzten 19 Jahre aufzuzeigen, wurden lineare Trendrechnungen über den Zeitraum von 1971 bis 1989 durchgeführt. Dies entspricht der Periode der Nodaltide, so daß die Trendrechnungen von diesem Effekt nicht beeinflusst werden. Auch die längeren Zeiträume entsprechen etwa einem Vielfachen von 18.6 Jahren.

Weitere Trends wurden über 37 Jahre (1953 bis 1989), 54 Jahre (1936 bis 1989) und 109 Jahre (1881 bis 1989) berechnet. Letztere konnten nur für das MThw an 6 Pegeln ermittelt werden. Der Vertrauensbereich beträgt (auf einem Signifikanzniveau von 99%) für die aus den Wasserstandszeitreihen der verschiedenen Pegel berechneten Trendgeraden ± 2 cm.

In der Tab. 3.1 ist nicht nur die zeitliche Variabilität der Trends zu erkennen, sie zeigt auch die unterschiedliche Entwicklung an den einzelnen Pegelstandorten. Beim MThw ist eine deutliche Zunahme der positiven Trends innerhalb der kürzeren Zeiträume zu erkennen. Insbesondere die Auswertungen über die letzten 19 Jahre ergeben an einigen Pegel Anstiegsraten des MThw, die sich gegenüber denen der längeren Zeiträume von 37 und 54 Jahren zum Teil verdoppelt haben. Einschränkend ist jedoch zu bemerken, daß kurzfristige Fluktuationen innerhalb der Zeitreihen bei der Be-

Pegel	MThw-Trend [cm/a]				MTnw-Trend [cm/a]			MThb-Trend [cm/a]		
	1971 1989	1953 1989	1936 1989	1881 1989	1971 1989	1953 1989	1936 1989	1971 1989	1953 1989	1936 1989
	(19a)	(37a)	(54a)	(109a)	(19a)	(37a)	(54a)	(19a)	(37a)	(54a)
Borkum	0.37	0.24	0.26	-	0.38	0.10	0.12	-0.01	0.14	0.14
Norderney	0.42	0.26	0.16	-	0.33	0.02	0.07	0.09	0.25	0.08
Emden	0.82	0.44	0.29	-	0.24	-0.23	-0.03	0.57	0.67	0.32
Helgoland	0.57	0.22	-	-	0.39	-0.01	-	0.19	0.23	-
Lt. Alte Weser	0.57	0.42	0.38	-	0.57	0.12	0.13	0.00	0.30	0.25
Wilhelmshaven	0.61	0.30	0.29	0.26	0.34	-0.03	-0.05	0.27	0.33	0.34
Bremerhaven	0.46	0.28	0.31	0.23	0.03	-0.41	-0.24	0.43	0.69	0.55
Cuxhaven	0.69	0.37	0.28	0.25	-0.16	-0.19	-0.06	0.85	0.56	0.34
Büsum	0.79	0.45	0.26	0.16	0.68	0.24	0.07	0.11	0.21	0.19
Husum	0.89	0.52	0.37	0.31	0.82	-0.03	-0.03	0.07	0.54	0.40
Wittdün	0.65	0.46	-	-	0.56	-0.03	-	0.07	0.49	-
Dagebüll	0.99	0.57	0.46	0.25	0.60	-0.24	-0.35	0.39	0.81	0.81
List	0.69	0.30	0.23	-	0.53	0.01	0.05	0.16	0.28	0.28

Tabelle 3.1: Lineare Trends für verschiedene Untersuchungszeiträume an Pegeln an der deutschen Nordseeküste

trachtung 19-jähriger Zeiträume relativ starke Auswirkungen auf den Trend haben. Dies kann auch anhand der Ergebnisse für Berechnungen mit 25-jährigen Zeitfenstern der Zeitreihen festgestellt werden (JENSEN, MÜGGE, VISSCHER, 1988). Hier sind z.B. für das MThw des Pegels Cuxhaven ähnlich starke Schwankungen Anfang dieses Jahrhunderts zu verzeichnen (vgl. LOHRBERG, 1989).

Berechnungen für das MTnw über 37 und 54 Jahre ergeben überwiegend negative Trends, d.h. innerhalb dieser Zeiträume ist im Mittel ein Absinken des Tideniedrigwassers zu verzeichnen. Ähnlich wie beim MThw zeigen die Trends über die letzten 19 Jahre einen starken Anstieg der MTnw, so daß an fast allen Pegeln auch für das MTnw die Trends positiv sind. Da der mittlere Tidehub aus der Differenz von MThw und MTnw gebildet wird, haben Trendberechnungen mit diesem Parameter ähnliche Merkmale wie die Trends für MThw und MTnw. Bei den Trends des MThb sind jedoch, insbesondere

innerhalb der letzten 19 Jahre, räumliche Unterschiede festzustellen. So sind die mittleren Anstiege des MThw für die Pegel an den Mündungen der Tideflüsse (Ems, Weser und Elbe) erheblich größer als die der anderen Pegel (vgl. JENSEN und SCHÖNFELD, 1990; SCHÖNFELD und JENSEN, 1991).

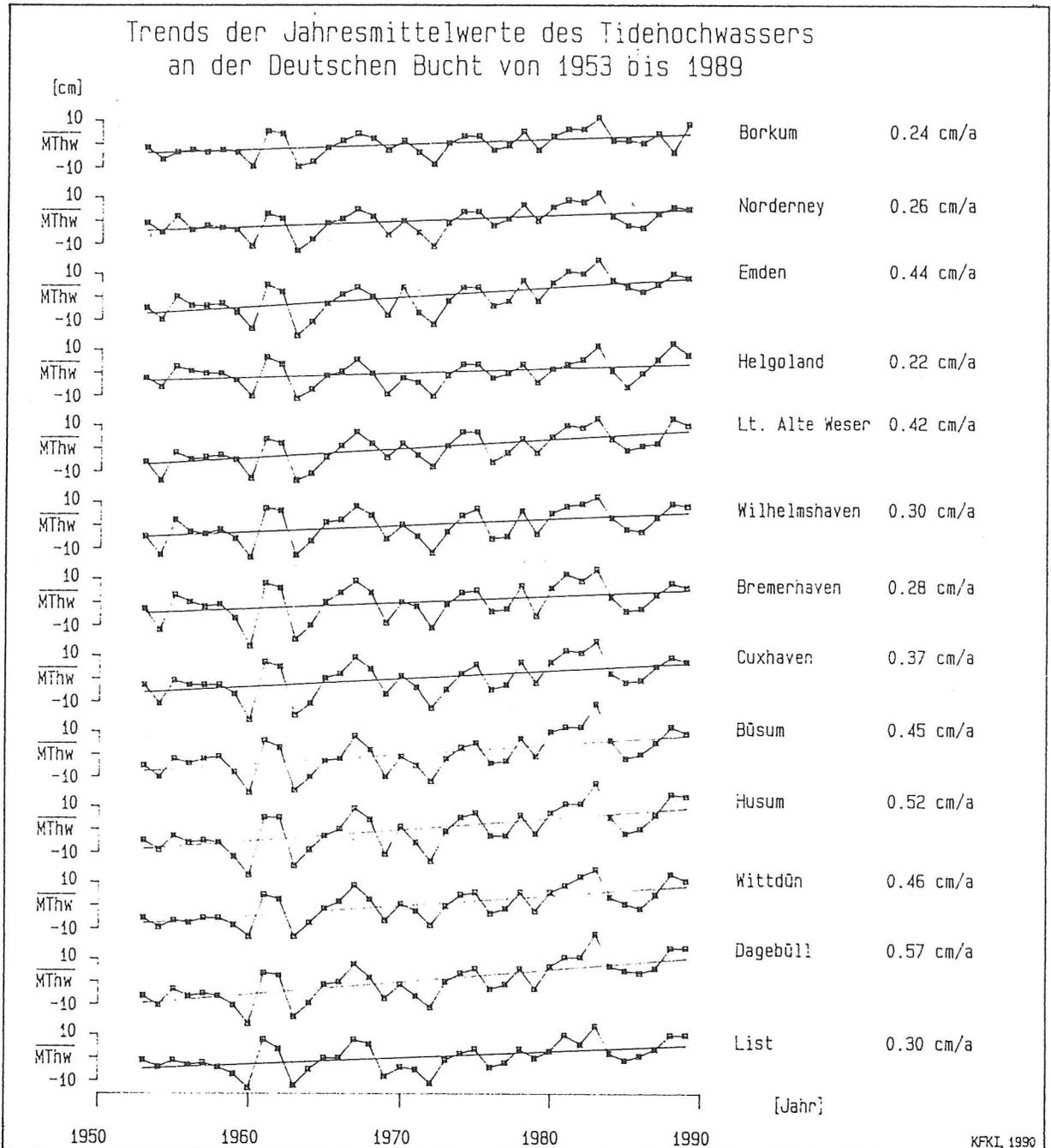


Abb. 3.1: Jahreswerte der MThw als Abweichung vom jeweiligen Mittelwert und lineare Trends für 1954 bis 1989

In den Abb. 3.1. und 3.2 sind die Zeitreihen der Jahresmittelwerte des Tidehoch- und Tideniedrigwassers aller 13 Pegel als Abweichung vom jeweiligen Mittelwert über den Zeitraum von 1953 bis 1989 dargestellt. Zusätzlich sind die Regressionsgeraden mit den Trends in cm/Jahr angegeben (vgl. Anhang IV).

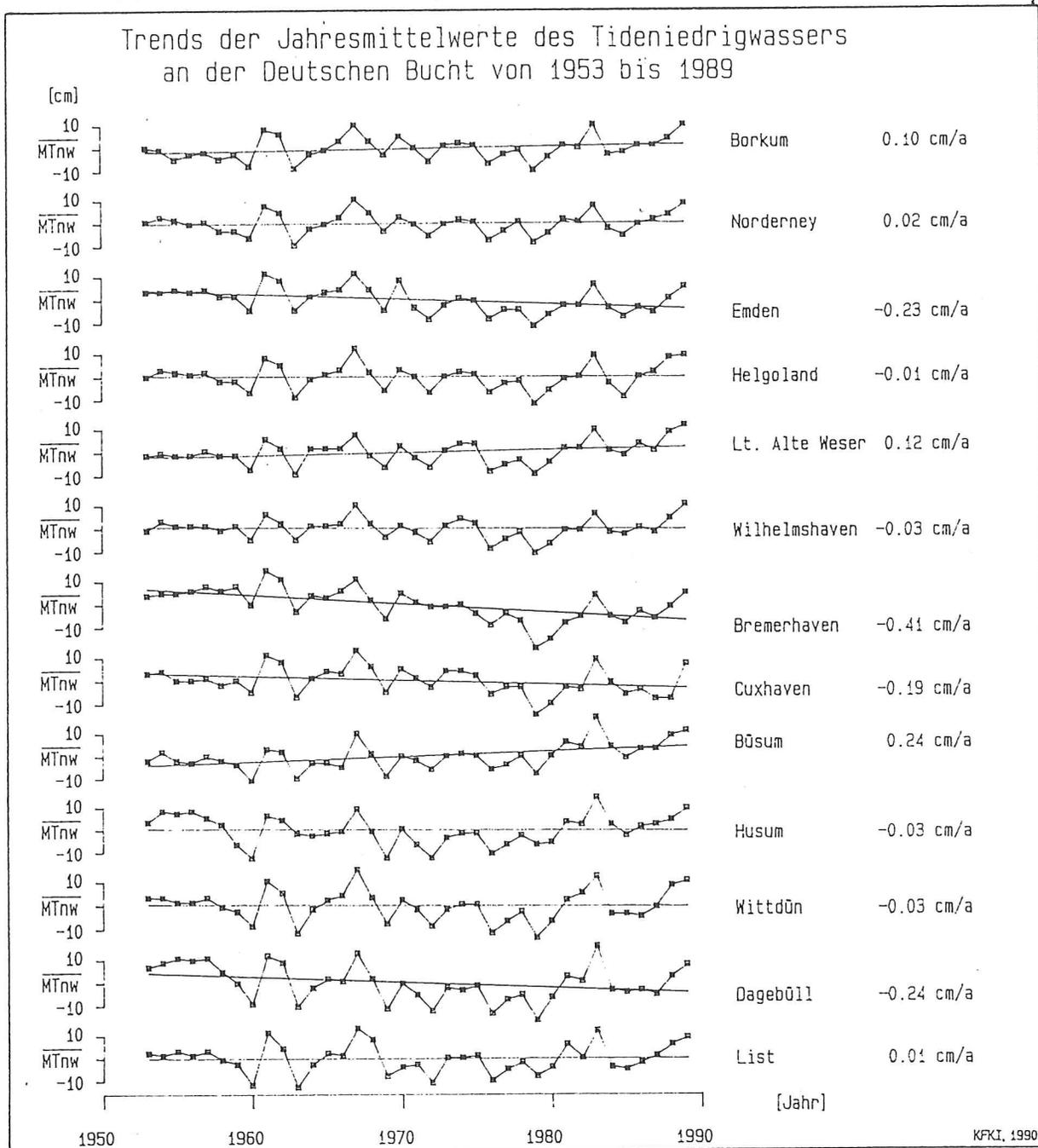


Abb. 3.2: Jahreswerte der MTnw als Abweichung vom jeweiligen Mittelwert und lineare Trends für 1954 bis 1989

3.2.1 Einfluß von Extremwasserständen

Um Aussagen über den Einfluß der extremen Wasserstände auf die Wasserstandsentwicklung zu treffen, wurden durch Schrankensetzung extreme Hoch- und Niedrigwasser aus dem Datenkollektiv herausgefiltert. Die Schranken wurden in parallelem Abstand oberhalb und unterhalb der Trendgeraden gesetzt, die aus allen Werten berechnet wurde, und in Schritten von jeweils 25 cm enger gefaßt. Dieses Verfahren wurde getrennt für Thw und Tnw für den Zeitraum von 1954 bis 1986 durchgeführt. In Abb. 3.3 ist der Einfluß der Schrankensetzung auf den Trend am Beispiel der Pegel Borkum, Norderney, Lt. Alte Weser, und Cuxhaven dargestellt (vgl. JENSEN et al., 1988).

Trendberechnung 1954 bis 1986

Schranken nach lin. Trendgerade

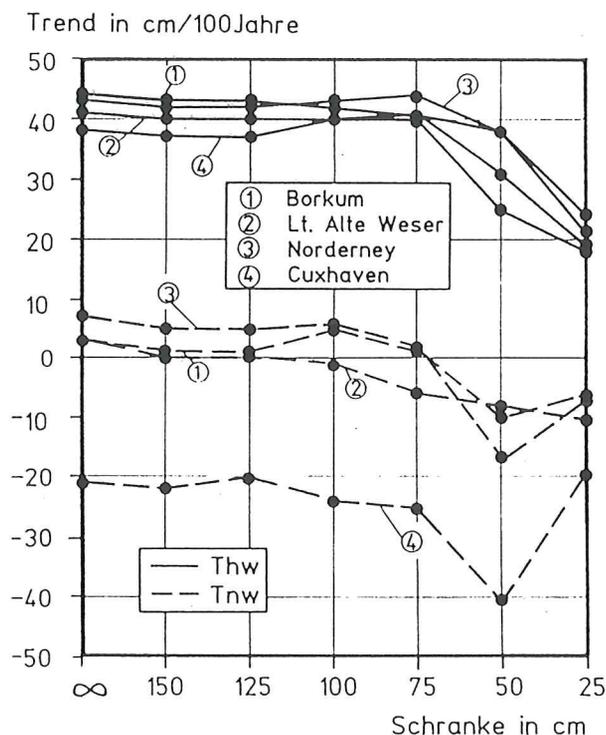


Abb. 3.3: Trend nach Eliminierung von extremen Wasserständen durch Schrankensetzung.

Deutlich ist zu erkennen, daß bis zu einer Schranke von +/- 75 cm keine signifikante Änderung stattfindet. Extreme Wasserstände haben also keinen Einfluß auf den Trend. Ursache dafür ist zum einen, daß außerhalb dieser Schranke weniger als 10% der Wasserstände liegen. Zum anderen zeigt sich, daß z.B. die Anstiege des MThw nicht auf extreme Sturmfluten, sondern auf Änderungen der "normalen" Thw zurückzuführen sind.

3.3 Untersuchungen der Eintrittszeiten

Die Gezeiten in der Nordsee sind hauptsächlich bestimmt durch die halbtägige M_2 -Gezeit. Die Gezeitenwelle aus dem Atlantik durchläuft die Nordsee entgegen dem Uhrzeigersinn zunächst entlang der schottischen und englischen Ostküste südwärts bis in die Deutsche Bucht und verläßt die Nordsee entlang der norwegischen Küste. Daher treten die Thw und Tnw an den einzelnen Pegelstandorten in einer bestimmten zeitlichen Abfolge auf. Änderungen in der Gezeitendynamik bewirken neben Wasserstandsänderungen auf diese Weise auch Änderungen der Eintrittszeiten von Hoch- und Niedrigwasser an den einzelnen Pegelstandorten.

Obwohl die Gezeit in der Nordsee nicht direkt durch das astronomische Gezeitenpotential bestimmt wird - die Gezeit in der Nordsee ist als Mitschwinggezeit abhängig von der Tidewelle aus dem atlantischen Ozean - besteht eine Relation zwischen der Position des Mondes und der Eintrittszeit von Thw und Tnw. Daher wurde für die folgenden Betrachtungen der Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian in Greenwich als Referenzzeit gewählt. Diese Referenzzeit ist nur von astronomischen Faktoren abhängig. Die Untersuchungen beziehen sich auf die Veränderungen der Zeitdauer zwischen dem Eintreten von Thw und Tnw an den Pegeln in der Deutschen Bucht und dem Monddurchgang durch den Nullmeridian. Diese Daten werden nicht durch Änderungen der Pegelnullpunkte beeinflusst.

Die Eintrittszeitdifferenzen wurden auf der Basis von Tageswerten ermittelt. Für die Berechnung der Trends und die graphische Darstellung wurden Jahresmittelwerte herangezogen.

Für die Trendberechnungen wurde für alle Pegel der Zeitraum von 1954 bis 1987 gewählt. In Abb. 3.4 und Abb. 3.5 ist die Entwicklung der Eintrittszeitdifferenzen für den Eintritt von Thw und Tnw als Abweichung vom Mittelwert dargestellt. Die Mittelwerte über den Gesamtzeitraum und die linearen Trends sowie die absoluten Veränderungen innerhalb der 34 Jahre finden sich in Tab. 3.2 und Tab. 3.3.

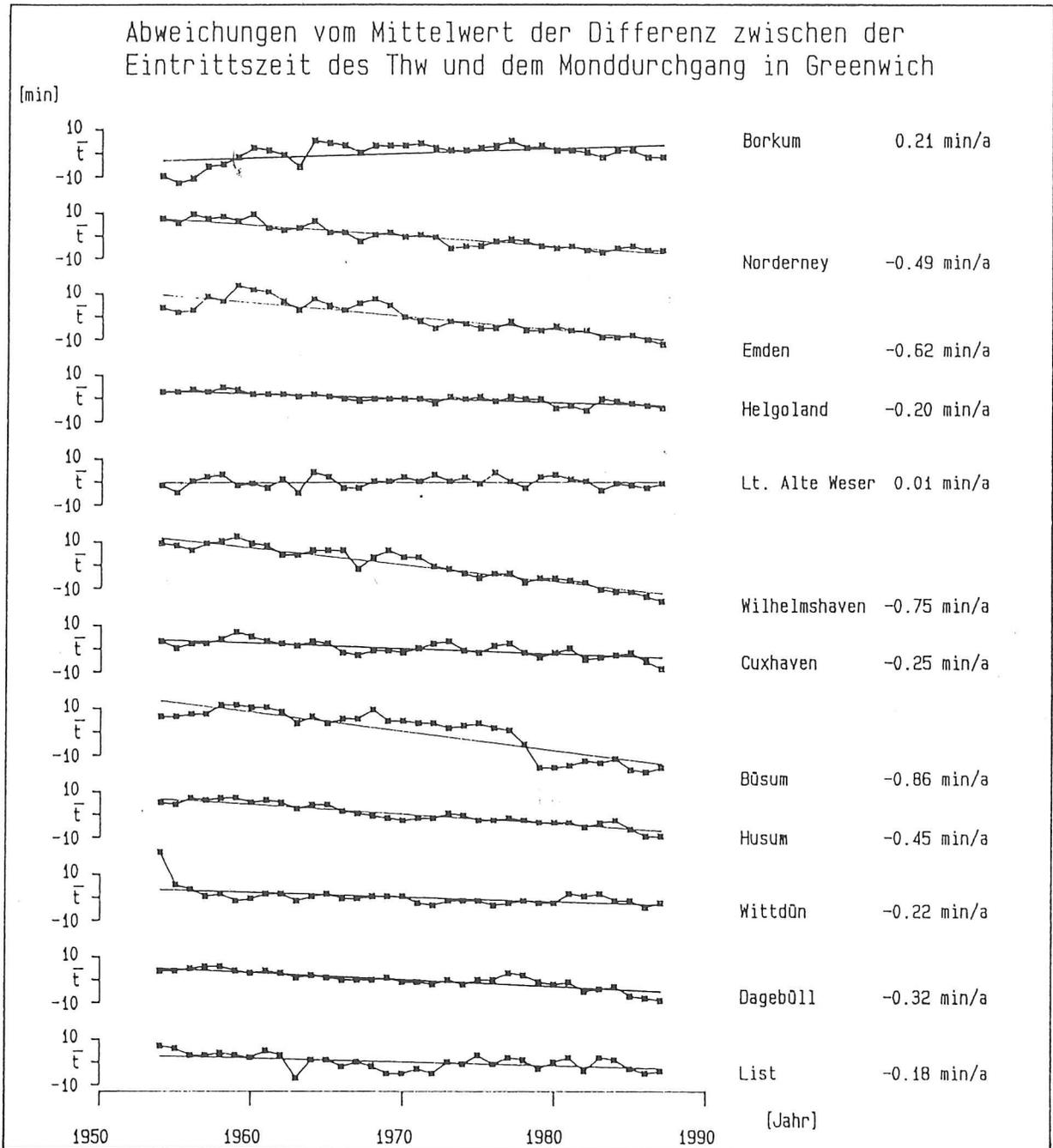


Abb. 3.4: Jahreswerte der Eintrittszeitdifferenzen des Thw bezogen auf den Mittelwert der Zeitreihen von 1954 bis 1987 und lineare Trends

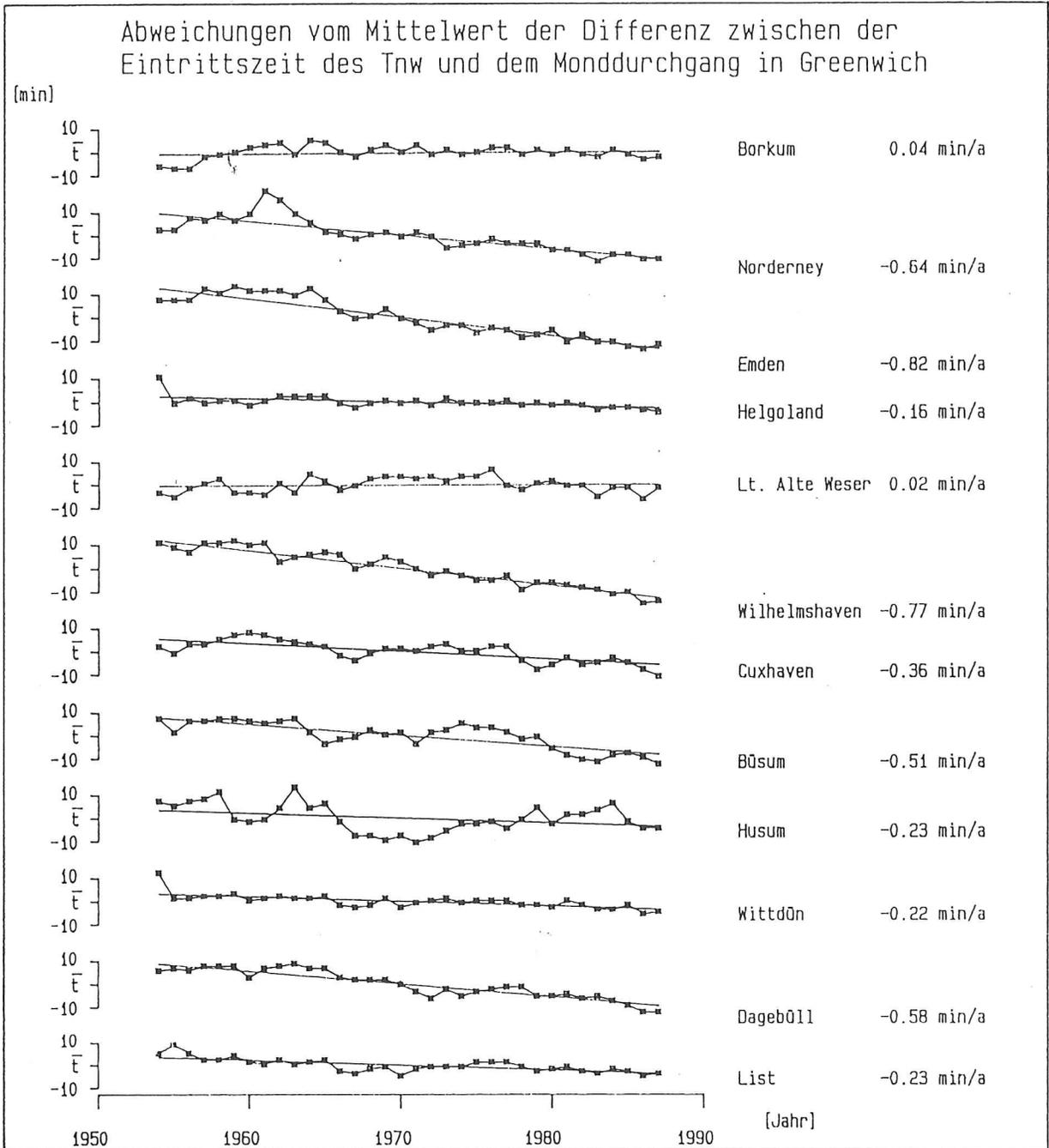


Abb. 3.5: Jahreswerte der Eintrittszeitdifferenzen des Tnw bezogen auf den Mittelwert der Zeitreihen von 1954 bis 1987 und lineare Trends

Thw Eintrittszeitdifferenz von 1954 bis 1987			
Pegel	Mittelwert [min]	Trend [min/a]	Veränderung in 34 Jahren [min]
Borkum	587	0.21	*)
Norderney	613	-0.49	-17
Helgoland	637	-0.20	-7
Lt. Alte Weser	653	0.01	*)
Emden	678	-0.62	-21
Büsum	701	-0.86	-30
Wilhelmshaven	711	-0.75	-26
Cuxhaven	716	-0.25	-9
Wittdün	734	-0.22	-7
Husum	764	-0.45	-15
Dagebüll	783	-0.32	-11
List	802	-0.18	-6

*) Pegelstandort verlegt, siehe Text

Tabelle 3.2: Mittelwerte und lineare Trends der Eintrittszeitdifferenzen der Thw sowie deren Veränderung zwischen 1954 und 1987.

Tnw Eintrittszeitdifferenz von 1954 bis 1987			
Pegel	Mittelwert [min]	Trend [min/a]	Veränderung in 34 Jahren [min]
Borkum	222	0.04	*)
Norderney	253	-0.64	-22
Helgoland	297	-0.16	-5
Lt. Alte Weser	303	0.02	*)
Emden	314	-0.82	-28
Büsum	321	-0.51	-17
Wilhelmshaven	334	-0.77	-26
Cuxhaven	378	-0.36	-12
Wittdün	388	-0.22	-7
Husum	406	-0.23	-8
Dagebüll	444	-0.58	-20
List	425	-0.23	-8

*) Pegelstandort verlegt, siehe Text

Tabelle 3.3: Mittelwerte und lineare Trends der Eintrittszeitdifferenzen der Tnw sowie deren Veränderung zwischen 1954 und 1987.

An fast allen Pegeln ergeben sich negative Trends, d.h. die Thw und Tnw treten, bezogen auf den Monddurchgang in Greenwich, früher ein. Ausnahmen bilden hier die Pegel Borkum und Lt. Alte Weser. An diesen beiden Pegeln haben jedoch Standortverlegungen stattgefunden, so daß hier jeweils zwei Teilzeitreihen betrachtet und aneinandergesetzt wurden. Eine Anpassung und Verbindung der Teilzeitreihen konnte nur bei den Wasserständen vorgenommen werden (vgl. Abschn. 2). Die Umstellung in den Pegelzeitreihen erfolgte für den Pegel Borkum mit dem Abflußjahr 1964 und für den Pegel Lt. Roter Sand mit dem Abflußjahr 1965. Trendrechnungen die zu diesen Zeitpunkten beginnen, ergeben am Pegel Borkum ab 1964 für den Eintritt des Thw -0.19 min/a und für das Tnw -0.17 min/a, am Pegel Lt. Roter Sand (ab 1965) betragen die Trends -0.07 min/a (Thw) und -0.24 min/a (Tnw). Die Eintrittszeitdifferenzen haben sich also auch an diesen beiden Pegeln verkürzt.

Die Entwicklung der absoluten Eintrittszeitdifferenzen für einige ausgewählte Pegel sind in Abb. 3.6, 3.7 und 3.8 dargestellt.

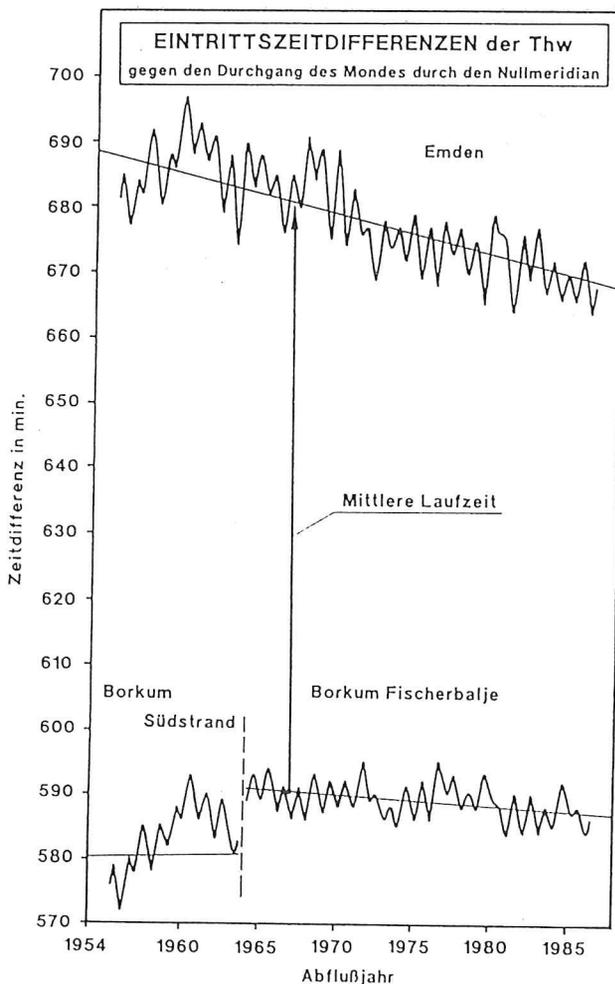


Abb. 3.6: Eintrittszeitdifferenzen der Thw an den Pegeln Emden und Borkum

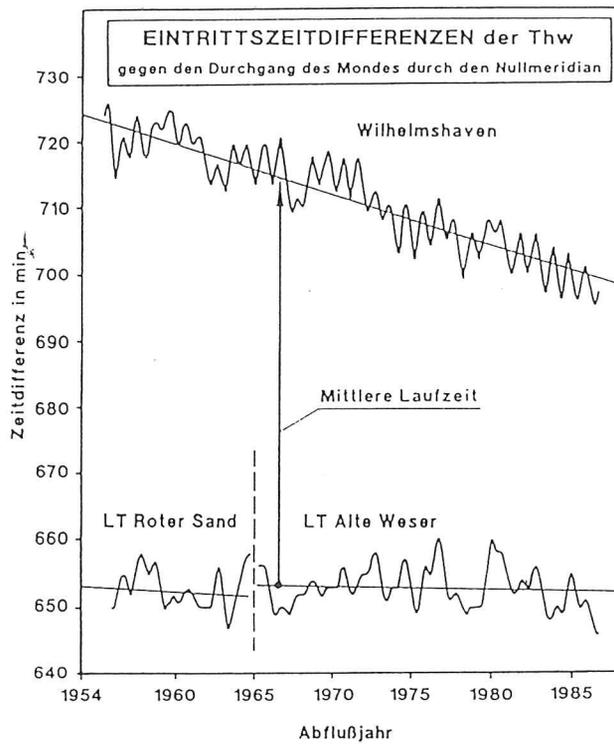


Abb. 3.7: Eintrittszeitdifferenzen der Thw an den Pegeln Wilhelmshaven und Lt. Alte Weser

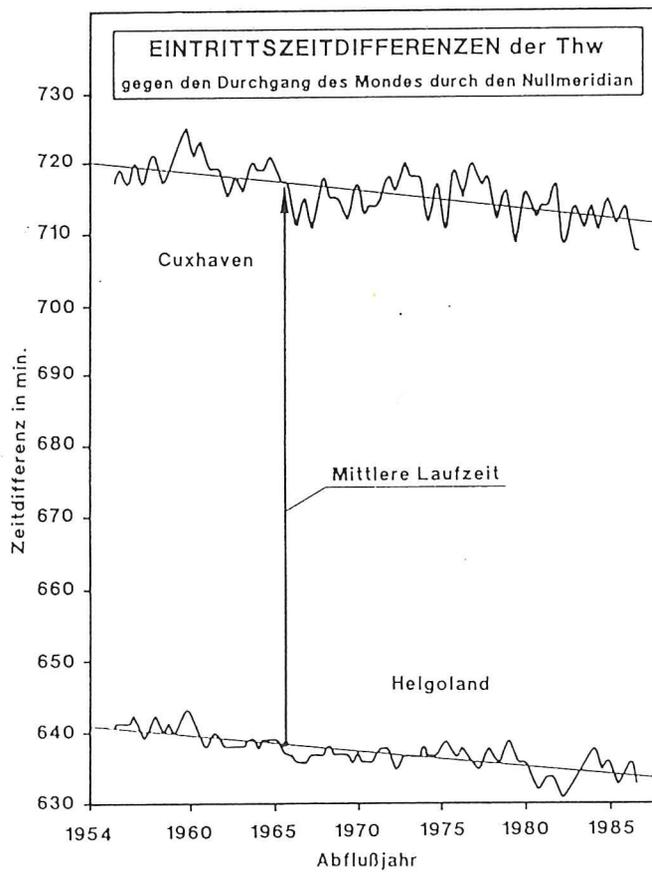


Abb. 3.8: Eintrittszeitdifferenzen der Thw an den Pegeln Cuxhaven und Helgoland

In den Abb. 3.6, 3.7 und 3.8 ist jeweils ein Küstenpegel (bzw. ein Pegel in einem Tideästuar) einem küstenfernen Pegel (Inselpegel) gegenübergestellt. Die Unterschiede der Eintrittszeitdifferenzen ergeben die Laufzeit der Tidewelle in dem betreffenden Ästuar. Deutlich ist eine Verkürzung der mittleren Laufzeit zu erkennen, d.h. die Fortschrittsgeschwindigkeit der Tidewelle im Emsästuar und in der Außenjade hat sich vergrößert. Dies ist vermutlich auf Ausbaumaßnahmen in der Ems und in der Außenjade zurückzuführen. Im Gegensatz dazu hat sich die mittlere Laufzeit zwischen Helgoland und Cuxhaven (Abb. 3.5) aufgrund der größeren Entfernung zwischen den Pegeln in weit geringerem Maße verkürzt.

Weitere Besonderheiten in den Zeitreihen der Eintrittszeitdifferenzen können am Pegel Büsum festgestellt werden (vgl. Abschn. 6). Der starke Knick in der Zeitreihe Ende der siebziger Jahre fällt genau mit der Eindeichung der Meldorfer Bucht zusammen, so daß festgestellt werden kann, daß nach dieser Baumaßnahme die Thw am Pegel Büsum ca. 20 min früher eintreten als zuvor.

Generelle Aussagen über Veränderungen der Laufzeit der Tidewelle innerhalb der Deutschen Bucht zwischen den einzelnen Pegelstandorten sind sehr stark abhängig von der Wahl des Bezugspegels. Wie die Untersuchungen der Eintrittszeitdifferenzen zum Monddurchgang in Greenwich zeigen, weisen die Eintrittszeitdifferenzen an den einzelnen Pegelstandorten verschiedene Trends auf. Daher führen Laufzeituntersuchungen innerhalb der Deutschen Bucht je nach Bezugspegels zu unterschiedlichen Ergebnissen.

Die Frage, ob sich die Tidewelle innerhalb der Nordsee aufgrund einer Vergrößerung der relativen Wassertiefe beschleunigt hat oder ob sie vom Atlantik kommend früher die Nordsee erreicht, kann nur durch Laufzeituntersuchungen mit niederländischen, englischen und schottischen Pegeldaten geklärt werden. Entsprechende Untersuchungen sind im Rahmen eines genehmigten EG-Forschungsvorhabens vorgesehen.

3.4 Hauptkomponentenanalyse

Der folgende Abschnitt ist gesondert als 2. Zwischenbericht in "Die Küste", Heft 52 veröffentlicht worden (SCHÖNFELD und JENSEN, 1991).

3.4.1 Vorbemerkungen

Die in diesem Projekt untersuchten Wasserstandszeitreihen geben zunächst die Entwicklung an den einzelnen Pegelstandorten an. Aussagen über die allgemeine Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht sollten jedoch anhand mehrerer Pegelzeitreihen getroffen werden. Wie in Abschn. 3.1 dargelegt, weisen die Zeitreihen (vgl. Abb. 3.1, 3.2 und Tab. 3.1) trotz unterschiedlicher Trends zahlreiche Gemeinsamkeiten auf. Diese gemeinsamen Merkmale können mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse näher untersucht werden.

Die Hauptkomponentenanalyse (Faktorenanalyse, Eigenanalyse oder Analyse empirischer Orthogonalfunktionen) ist eine "statistische Methode zur Ableitung hypothetischer Größen aus einer Menge beobachteter Variablen" (ÜBERLA, 1971). Sie entstand am Anfang dieses Jahrhunderts und wurde vornehmlich in der Psychologie und in den Sozialwissenschaften angewandt. Seit Ende der 50er Jahre findet diese Methode zunehmend Einsatz auch in den Naturwissenschaften wie Meteorologie (LORENZ, 1959, SPETH und DETLEFSEN, 1979) und Geologie (AUBREY, 1979). Untersuchungen von Wasserstandszeitreihen mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse wurden u.a. von TÖRNEVIK (1977), AUBREY und EMERY (1983), NYBERG (1983) und DE VALK (1988) vorgenommen (vgl. STEARNS, 1987).

3.4.2 Darstellung der Methode

Mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse können mehrere verschiedene Zeitreihen $y(t,x)$ -oder andere Datensätze- gemeinsam als Summe von Orthogonalfunktionen dargestellt werden:

$$y(t,x) = \sum_{n=1}^N a_n(t) \cdot e_n(x)$$

Die Funktionen $a_n(t)$ sind für alle Orte (x) gleich und nur von der Zeit abhängig und die Funktionen $e_n(x)$ sind nur von den Orten abhängig. Auf diese Weise können die räumliche und die zeitliche Variabilität eines Datensatzes $y(t,x)$ unabhängig voneinander untersucht werden.

Die algebraischen Grundlagen der Hauptkomponentenanalyse sollen hier nur kurz beschrieben werden, eine ausführliche Darstellung dieser Methode ist z.B. in PREISSENDORFER (1988) zu finden.

Die Meßwerte werden zunächst in einer Matrix dargestellt. So sei $Y = y(t,x)$ eine Matrix von Meßwerten, die an $x = 1 \dots N$ Orten zu $t = 1 \dots M$ Zeitpunkten gemessen und von denen die zeitlichen Mittelwerte der einzelnen Zeitreihen $y(t)$ subtrahiert wurden.

Aus dieser Matrix kann eine "Streumatrix" S berechnet werden, deren Elemente die Summen der Abweichungsquadrate sind (Varianzen bzw. Kovarianzen $\cdot (M-1)$):

$$S = Y \cdot Y' \qquad Y' = \text{transponierte Matrix von } Y$$

oder

$$s_{x,x'} = \sum_{t=1}^M y(t,x) \cdot y(t,x') \qquad x, x' = 1 \dots N$$

Die Streumatrix hat die Dimension ($N \cdot N$) und ist symmetrisch. Mit Hilfe der Gleichung

$$S \cdot e = l \cdot e$$

können nun die Eigenwerte l und die Eigenvektoren e bestimmt werden. Die Matrix S besitzt N Eigenvektoren $e_i = [e_i(1), \dots, e_i(N)]$, $i=1 \dots N$. Die Eigenvektoren werden hier als "Empirische Orthogonalfunktionen" (EOF) bezeichnet: "empirisch", weil sie aus den Daten abgeleitet wurden und "orthogonal", weil sie räumlich unkorreliert sind (PREISSENDORFER, 1988):

$$\sum_x^N e_i(x) \cdot e_j(x) = \delta_{ij} \qquad i, j = 1 \dots N$$

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{für } i=j \\ 0 & \text{für } i \neq j \end{cases}$$

Mit Hilfe der EOF's können die Hauptkomponenten oder Amplituden $a_i(t)$ des Datensatzes bestimmt werden:

$$a_i(t) = \sum_{x=1}^N y(t,x) \cdot e_i(x) / \sqrt{N} = Y' \cdot e_i / \sqrt{N}$$

Der Faktor $1/\sqrt{N}$ dient der Normierung. Die Funktionen $a_i(t)$ können nun selbst als Zeitreihen angesehen werden. Sie sind zeitlich unkorreliert und enthalten Informationen über die Varianz des Datensatzes entlang den Richtungen e_i :

$$\sum_{t=1}^M a_i(t) \cdot a_j(t) = l_i / N \cdot \delta_{ij}$$

l_i sind die Eigenwerte der Matrix S . Die Summe der Eigenwerte ist gleich der Summe der Abweichungsquadrate.

Mit den Hauptkomponenten und empirischen Orthogonalfunktionen kann nun der ursprüngliche Datensatz wieder rekonstruiert, bzw. die Daten als Summe von Orthogonalfunktionen dargestellt werden:

$$y(t,x) = \sum_{i=1}^N a_i(t) \cdot e_i(x) \cdot \sqrt{N}$$

Wird diese Summation nur bis $K < N$ durchgeführt, so enthält der rekonstruierte Datensatz $\tilde{y}(t,x)$ den Anteil der Varianz des ursprünglichen Datensatzes, der den ersten K Eigenwerten entspricht.

Die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf Wasserstandszeitreihen soll nun anhand eines kleinen Zahlenbeispiels näher erläutert werden. Für dieses Beispiel wurden die jährlichen MThw der Pegel Cuxhaven, Dagebüll und Helgoland für den Zeitraum von 1975 bis 1985 ausgewählt. In Abb. 3.9 a,b,c sind zunächst die Zeitreihen eines jeden Pegels einzeln als Abweichung der jährlichen MThw vom Mittelwert dargestellt.

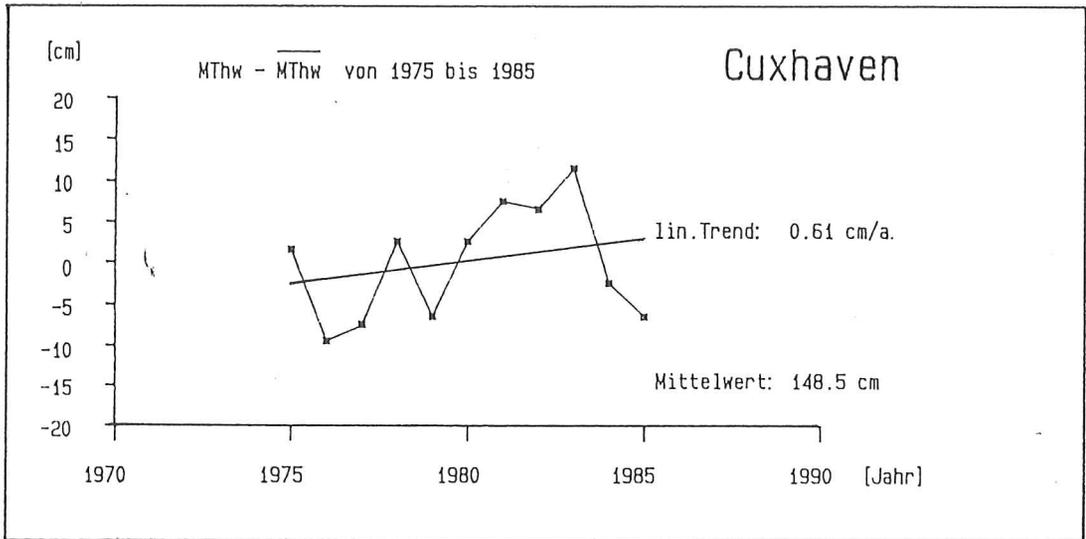


Abb. 3.9a: Abweichung des MThw vom Mittelwert am Pegel Cuxhaven von 1975 bis 1985

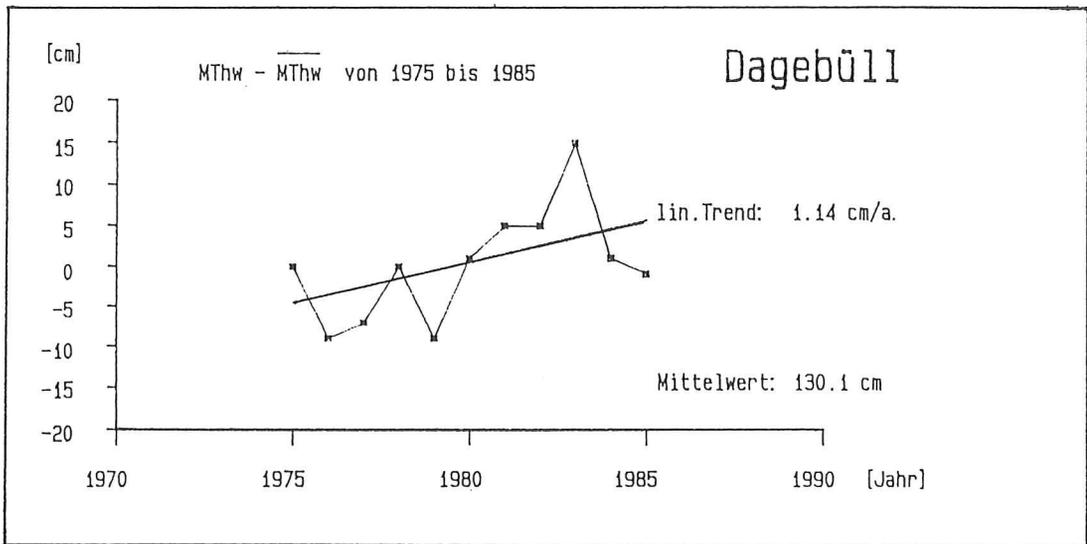


Abb. 3.9b: Abweichung des MThw vom Mittelwert am Pegel Dagebüll von 1975 bis 1985

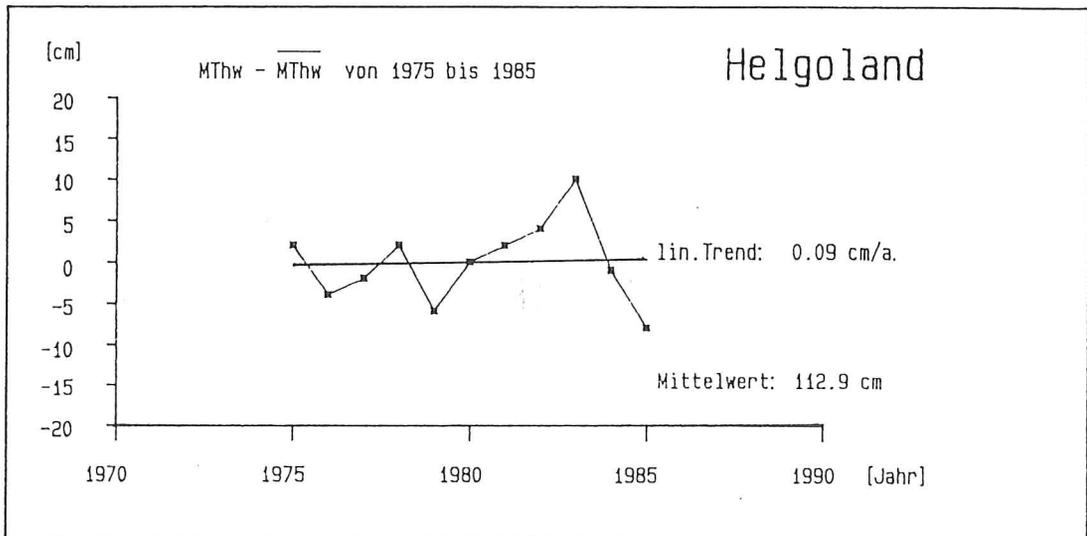


Abb. 3.9c: Abweichung des MThw vom Mittelwert am Pegel Helgoland von 1975 bis 1985

Die Matrix Y der Eingangsdaten für die Hauptkomponentenanalyse hat dann folgendes Aussehen:

Jahr	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985
HEL	2.1	-3.9	-1.9	2.1	-5.9	0.1	2.1	4.1	10.1	-4.9	-4.9
CUX	1.5	-9.5	-7.5	2.5	-6.5	2.5	7.5	6.5	11.5	-2.5	-6.5
DAG	-0.1	-9.1	-7.1	-0.1	-9.1	0.9	4.9	4.9	14.9	0.9	-1.1

(Abweichungen vom Mittelwert in cm)

Mittelwerte:

HEL : 112.9 cm
CUX : 148.5 cm
DAG : 130.1 cm

Da die Mittelwerte bereits subtrahiert worden sind, kann die Streumatrix S durch $Y \cdot Y'$ berechnet werden:

$$S = \begin{bmatrix} 300.9 & 284.2 & 233.6 \\ 445.5 & 488.9 & 284.2 \\ 482.7 & 445.5 & 300.9 \end{bmatrix}$$

Von dieser Matrix werden nun die Eigenwerte λ und die Eigenvektoren e berechnet:

Eigenwerte: 1123.68 ; 52.84 ; 28.76 ; Σ 1205.27

Eigenvektoren:

$$\begin{bmatrix} 0.643 \\ 0.640 \\ 0.422 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -0.273 \\ 0.705 \\ -0.655 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0.716 \\ -0.306 \\ -0.628 \end{bmatrix}$$

In der Hauptdiagonalen der Matrix S stehen die Summen der Abweichungsquadrate (= Varianzen $\cdot (M-1)$). Die Summe der Varianzen, also die Gesamtvarianz (σ^2), ist gleich der Summe der Eigenwerte. Der durch die jeweilige Hauptkomponente "erklärte" Anteil der Gesamtvarianz entspricht dem Anteil des dazugehörigen Eigenwertes an der Summe der Eigenwerte ($\lambda_i / \Sigma \lambda_i = \tilde{\sigma}^2(i) / \sigma^2$). Im vorliegenden Beispiel enthält die 1. Hauptkomponente 93.0 %, die 2. Hauptkomponente 4.6 % und die 3. Hauptkomponente 2.3 % der Gesamtvarianz (s. Tab. 3.4).

Die Hauptkomponenten erhält man durch die Matrizenmultiplikation $Y' \cdot e_i$. Die Rangfolge richtet sich nach der Größe der Eigenwerte.

Jahr	1.HK	2.HK	3.HK
1975	1.07	-1.10	-0.13
1976	-7.79	-0.77	-0.92
1977	-5.82	-1.02	-1.17
1978	1.44	-1.26	0.27
1979	-7.16	-0.48	1.04
1980	1.32	-0.09	0.82
1981	5.14	-0.01	1.46
1982	5.26	-0.61	0.32
1983	12.26	0.40	-1.54
1984	-1.74	2.57	0.57
1985	-3.97	2.39	-0.73

Tabelle 3.4: Hauptkomponenten der Pegelzeitreihen
Cuxhaven, Dagebüll und Helgoland

Die Hauptkomponenten können nun als Zeitreihen des gemeinsamen Signals, das in diesen drei Pegeln enthalten ist, interpretiert werden (Abb. 3.10). Diese Zeitreihen sind untereinander unkorreliert und besitzen jeweils die maximale (Rest-) Varianz. Die 1. Hauptkomponente repräsentiert den größten Anteil an der Gesamtvarianz, die 2. Hauptkomponente repräsentiert den größten Anteil an der verbleibenden Varianz usw..

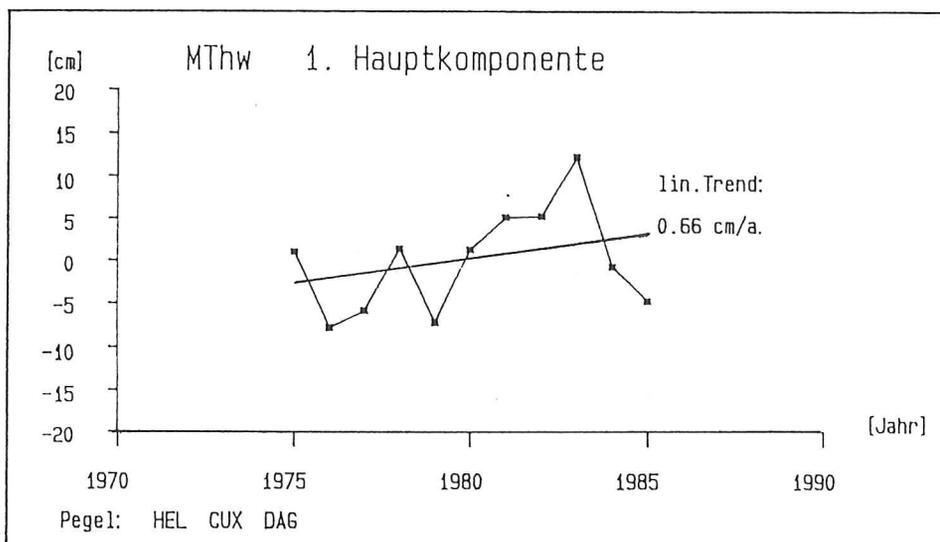


Abb. 3.10: Zeitreihe der 1. Hauptkomponente

Für die Interpretation soll hier als Vergleichsmaßstab die Steigung der Regressionsgeraden dienen, die den linearen Trend über den betrachteten Zeitraum beschreibt. Danach ergibt sich für die 1. Hauptkomponente ein mittlerer Anstieg des MThw von 0.66 cm/a. Demgegenüber besitzen die einzelnen Zeitreihen Anstiege von 0.61 cm/a in Cuxhaven, 1.14 cm/a in Dagebüll und 0.09 cm/a auf Helgoland. Die Verteilung des Signals der 1. Hauptkomponente auf die einzelnen Pegel (Abb. 3.11) zeigt, daß der Anteil des Pegels Helgoland geringer ist als die Anteile der anderen beiden Pegel. Dies erklärt einen Teil der Differenz zwischen der 1. Hauptkomponente und der Zeitreihe des Pegels Helgoland. Ein weiterer Teil der Differenz kann durch die Hinzunahme der 2. Hauptkomponente (Abb. 3.12) erklärt werden. Diese hat einen Trend von 0.34 cm/a. Die räumliche Verteilung (Abb. 3.13) zeigt einen großen negativen Beitrag des Pegels Helgoland und einen positiven Beitrag des Pegels Dagebüll. Dies bewirkt für Pegel Helgoland eine Verminderung, für Pegel Dagebüll eine Erhöhung des Anstiegs der 1. Hauptkomponente. Der Rest der Varianz wird durch die 3. Hauptkomponente erklärt, so daß auf diese Weise die ursprünglichen Daten rekonstruiert werden können.

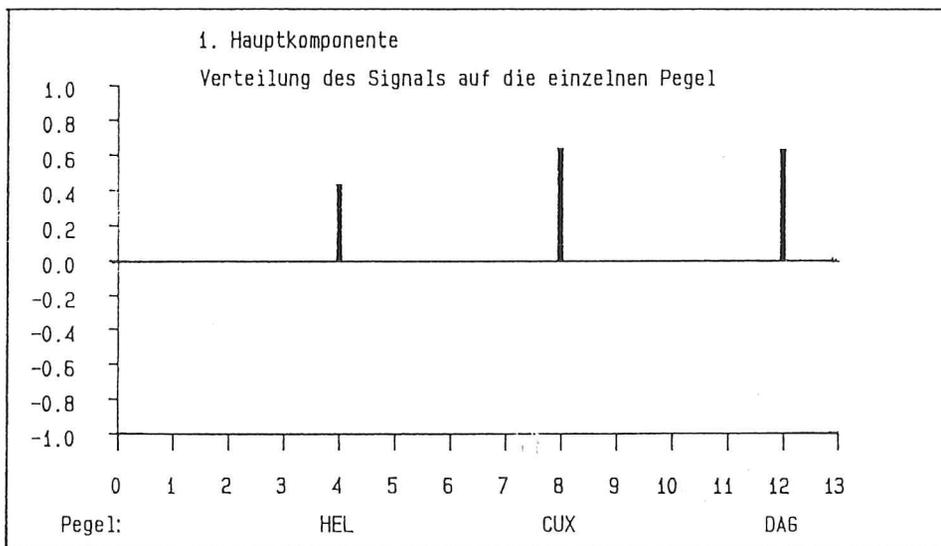


Abb. 3.11: Verteilung des Signals der 1. Hauptkomponente auf die einzelnen Pegel.

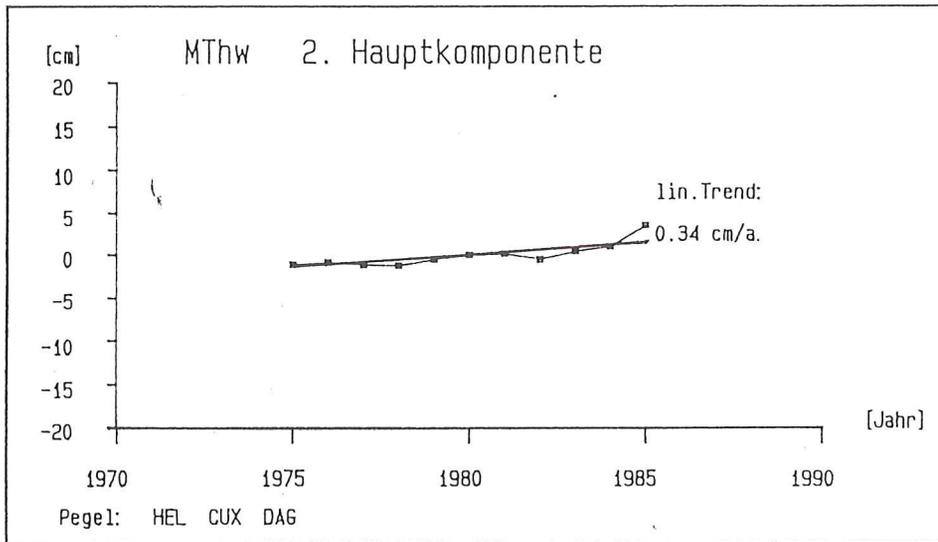


Abb. 3.12: Zeitreihe der 2. Hauptkomponente

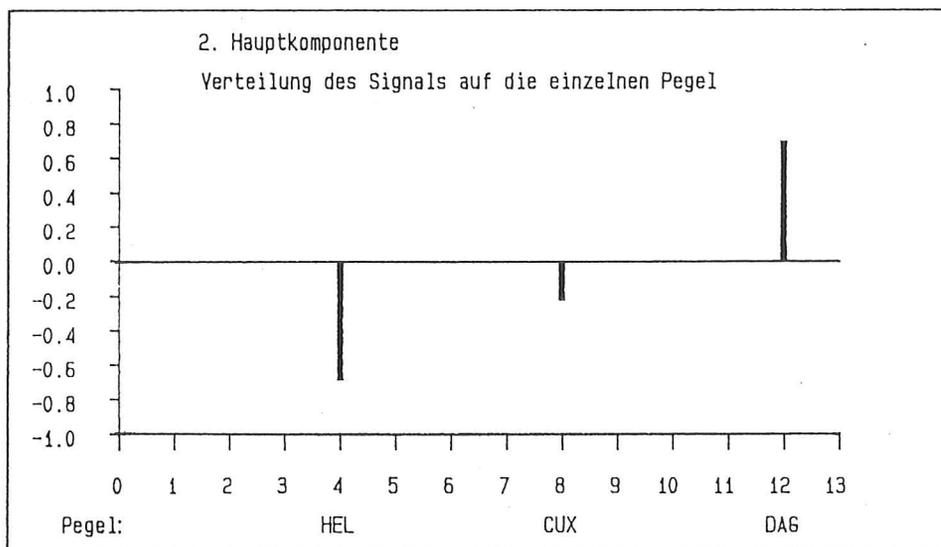


Abb. 3.13: Verteilung des Signals der 2. Hauptkomponente auf die einzelnen Pegel.

3.4.3 Ergebnisse der Untersuchungen

Diesen Untersuchungen liegen lückenlose Zeitreihen der Jahresmittelwerte der MThw und des MTnw von 13 Pegeln der Deutschen Nordseeküste zugrunde. Die Berechnung der Jahresmittelwerte erfolgte aus korrigierten Zeitreihen halbtägiger Scheitelwerte aus dem KFKI-Projekt "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" (vgl. JENSEN, MÜGGE und VISSCHER, 1988). Zur Vergrößerung der Datenbasis wurden weitere Jahresmittelwerte aus JENSEN (1984) herangezogen. Insgesamt bilden die in Tab. 3.3 dargestellten Pegel und Zeiträume die Grundlage der in dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen. Die Jahresangaben beziehen sich auf "Abflußjahre" (vom 1.11. des Vorjahres bis 31.10.).

Wegen der unterschiedlichen Zeiträume, für die lückenlose Wasserstandszeitreihen vorliegen, wurde die Hauptkomponentenanalyse auf drei verschiedene Zeiträume angewandt. In die erste Auswertung wurden alle verfügbaren Pegelzeitreihen miteinbezogen. Da die Wasserstandsdaten des Pegels Helgoland erst seit 1953 vorliegen, beschränkt sich dieser Zeitraum auf die 37 Jahre von 1953 bis 1989. Ein Zeitraum von 54 Jahren (1936 bis 1989) kann durchgeführt werden, wenn die Pegel Helgoland und Wittdün nicht in die Analyse mit einbezogen werden.

Schließlich wurde die Hauptkomponentenanalyse noch auf eine lange Zeitreihe von 109 Jahren, beginnend im Jahre 1881, angewandt. Hier wurde nur das MThw der Pegel Wilhelmshaven, Bremerhaven, Cuxhaven, Büsum, Husum und Dagebüll betrachtet. Darüberhinaus wurden in einer weiteren Hauptkomponentenanalyse die niedersächsischen Pegel einschließlich Bremerhaven und die schleswig-holsteinischen Pegel für die Zeiträume von 1953 bis 1989 und von 1936 bis 1989 getrennt untersucht.

Die Länge der Untersuchungszeiträume entspricht mit 37, 54 und 109 Jahren in etwa einem Vielfachen von 18.6 Jahren, so daß die durchgeführten Trendberechnungen durch diesen langperiodischen Anteil des astronomischen Gezeitenpotentials (Nodaltide) nicht bzw. nur sehr gering beeinflußt werden.

3.4.3.1 Verteilung der Gesamtvarianz

Wie in Abschnitt 3.3.1 dargestellt, gibt eine Betrachtung der Eigenwerte und der Eigenvektoren Aufschluß darüber, welchen Anteil die einzelnen Hauptkomponenten an der gesamten Varianz des Eingangsdatensatzes repräsentieren und wie diese Varianz auf die Pegel verteilt ist.

Die Summe der Eigenwerte der Streumatrix ist gleich der Gesamtvarianz aller in die Hauptkomponentenanalyse eingehenden Zeitreihen. Somit entspricht die Größe eines jeden Eigenwertes dem Anteil an der Gesamtvarianz, der in der dazugehörigen Hauptkomponente enthalten ist. Die prozentualen Anteile der ersten drei Eigenwerte, bezogen auf die Gesamtvarianz, sind in Tab. 3.5 dargestellt.

Zeitraum	Hauptkomponente	MThw Varianzanteil	MTnw Varianzanteil
37 Jahre (1953-1989)	1	92.8 %	78.8 %
	2	2.9 %	10.5 %
	3	1.2 %	5.1 %
54 Jahre (1936-1989)	1	93.0 %	76.0 %
	2	2.6 %	10.9 %
	3	1.3 %	5.3 %
109 Jahre (1881-1989)	1	94.5 %	-
	2	2.0 %	-
	3	1.4 %	-

Tabelle 3.5: Anteile der Hauptkomponenten an der Gesamtvarianz für die untersuchten Zeiträume

Der 1. Eigenwert besitzt den größten Anteil an der Gesamtvarianz. Somit repräsentiert auch die 1. Hauptkomponente einen entsprechenden Teil des bei allen Pegeln gemeinsam vorhandenen Signals. Beim MThw ist der prozentuale Anteil des 1. Eigenwertes größer als beim MTnw, d.h. das gemeinsame Gezeitensignal ist beim Tidehochwasser stärker ausgeprägt. Der geringere Anteil beim Tideniedrigwasser ist dadurch zu erklären, daß hier regionale Effekte der einzelnen Pegel in den Zeitreihen stärker hervortreten (vgl. SIEFERT, 1982). In den höheren Hauptkomponenten ist die restliche

Varianz enthalten, die auf regionale Besonderheiten an den Pegelstandorten zurückzuführen ist.

Die Eigenvektoren enthalten Informationen über die Anteile der einzelnen Pegel am Signal der Hauptkomponenten. Der Beitrag des 1. Eigenvektors ist für alle betrachteten Zeiträume bei allen Pegeln positiv von gleicher Größenordnung. Dies zeigt, daß alle Pegel etwa zu gleichen Teilen in die 1. Hauptkomponente eingehen (Abb. 3.14).

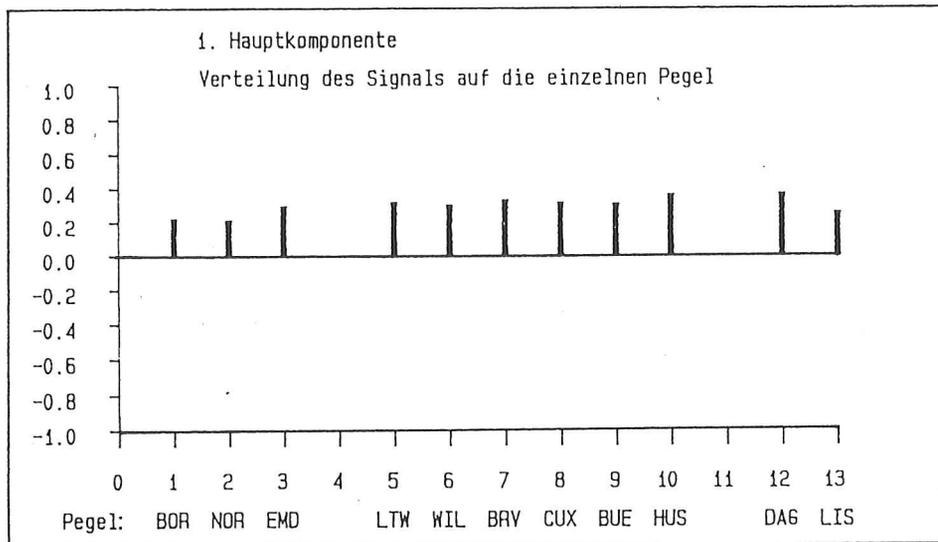


Abb. 3.14: Anteile der einzelnen Pegel am Signal der 1. Hauptkomponente des MThw (Zeitreihe von 1936 bis 1989)

Beim MTnw ist die räumlichen Verteilung nicht so gleichmäßig wie beim MThw. Wie auch schon bei der Betrachtung der Eigenwerte zu erkennen war, spiegelt sich hier der größere Anteil des Gezeiten-signals im MThw wider. Die Eigenvektoren der höheren Hauptkomponenten sind sowohl im Betrag als auch im Vorzeichen verschieden. Diese Hauptkomponenten repräsentieren in erster Linie lokale Effekte an den einzelnen Pegeln. Im folgenden wird daher bei der Betrachtung der allgemeinen Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht nur die 1. Hauptkomponente herangezogen.

Das gemeinsame Signal ist bei den Pegeln an der niedersächsischen Küste schwächer als bei den Pegeln an der schleswig-holsteinischen Küste. Dies läßt vermuten, daß vor der niedersächsischen Küste regionale Effekte eine größere Rolle spielen als vor der schleswig-holsteinischen Westküste.

3.4.3.2 Zeitreihen der Hauptkomponenten

Die Zeitreihen der 1. Hauptkomponente zeigen das gemeinsame Signal, das in allen Pegelzeitreihen enthalten ist. Für den 54-jährigen Zeitraum (1936-1989) sind diese Zeitreihen in den Abb. 3.15a und 3.15b für das MThw und MTnw dargestellt. Jahre mit extremen Wasserständen wie z.B. 1947 und 1983 sind in der 1. Hauptkomponente gut zu erkennen. Neben den Zeitreihen sind auch die Regressionsgeraden eingezeichnet, sie spiegeln den linearen Trend der Wasserstandsänderungen über den betrachteten Zeitraum wieder.

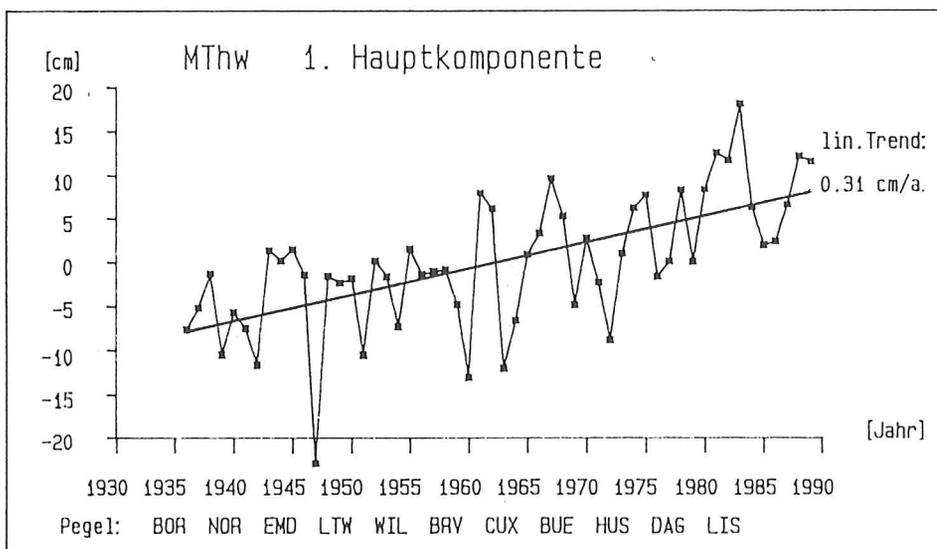


Abb. 3.15a: Zeitreihe der 1. Hauptkomponente des MThw von 11 Pegeln über 54 Jahre (1936-1989).

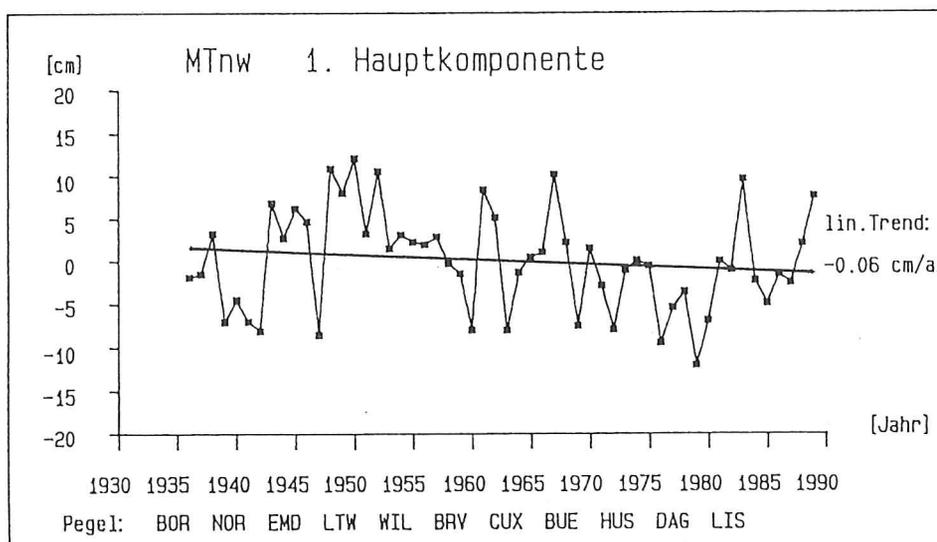


Abb. 3.15b: Zeitreihe der 1. Hauptkomponente des MTnw von 11 Pegeln über 54 Jahre (1936-1989).

In Tab. 3.6 sind die Trends (Regressionskoeffizienten) der 1. Hauptkomponenten für alle untersuchten Zeiträume wiedergegeben.

Zeitraum	MThw [cm/a]	MTnw [cm/a]
37 Jahre (1953-1989)	0.38	-0.07
54 Jahre (1936-1989)	0.31	-0.06
109 Jahre (1881-1989)	0.25	-

Tabelle 3.6: Lineare Trends der 1. Hauptkomponente

Die Trends des MThw weisen eine deutliche Abhängigkeit vom betrachteten Zeitraum auf. Die am weitesten zurückreichende Zeitreihe (1881-1989) beinhaltet den geringsten und die kürzeste Zeitreihe (1953-1989) größten Anstieg. Die Trends der 1. Hauptkomponente des MTnw ergeben bei einem Vergleich der 37-jährigen mit der 54-jährigen Zeitreihe keine signifikanten Veränderungen.

Die Trends der 1. Hauptkomponenten für das MThw stehen im Einklang mit dem von mehreren Autoren (vgl. SIEFERT, 1982, FÜHRBÖTER und JENSEN, 1985) festgestellten beschleunigten Anstieg des MThw in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts. Zur Prüfung dieses Phänomens wurde die 109-jährige Zeitreihe für das MThw in zwei Teilzeitreihen von 1881-1950 und von 1950-1989 aufgeteilt. Die 1. Hauptkomponente dieser Teilzeitreihen zeigt vor 1950 einen Trend von 0.22 cm/a, nach 1950 erreicht der mittlere Anstieg fast den doppelten Wert; für den Zeitraum von 1950 bis 1989 wurden 0.40 cm/a errechnet.

Für einen weiteren Vergleich wurden MThw-Zeitreihen der Mittelwerte von bis zu 10 Pegeln herangezogen (JENSEN, 1984, FÜHRBÖTER, 1986). In Abb. 3.16 ist die Zeitreihe der Mittelwerte, beginnend 1855, und in Abb. 3.17 die der 1. Hauptkomponente von 6 Pegeln seit 1881 dargestellt. Für die 25 Jahre von 1959 bis 1983 ermittelten JENSEN, (1984) und FÜHRBÖTER, (1986) einen Anstieg des MThw von 16 cm/25a und für das MTnw ein Absinken von -3 cm/25a. Die 1. Hauptkomponente einer entsprechenden Zeitreihe ergibt fast identische Ergebnisse, und zwar 15.5 cm/25a für das MThw und -3.0 cm/25a für das MTnw. Auch dieser Vergleich zeigt die große Abhängigkeit der Trends vom Untersuchungszeitraum.

Auffallende Ergebnisse liefert die Gegenüberstellung der Trends in den Hauptkomponenten der niedersächsischen Pegel inklusive Bremerhaven und der schleswig-holsteinischen Nordseepegel für die beiden Zeiträume von 37 und 54 Jahren (Tab. 3.7). Der Anstieg des MThw ist danach an der schleswig-holsteinischen Westküste durchweg größer als an der niedersächsischen Nordseeküste. Auch die Verstärkung dieses Anstiegs in der 37-jährigen Zeitreihe ist an den schleswig-holsteinischen Pegeln größer. Völlig anders verlaufen die Trends des MTnw. Während über den Zeitraum von 54 Jahren ein stärkeres Absinken des MTnw an den schleswig-holsteinischen Pegeln zu verzeichnen ist, ist es bei der kürzeren Zeitreihe genau umgekehrt. Für den Zeitraum von 1953 bis 1989 sind die Absinkraten des MTnw an den niedersächsischen Pegeln größer.

Zeitraum	Niedersachsen		Schl.-Holst.	
	MThw [cm/a]	MTnw [cm/a]	MThw [cm/a]	MTnw [cm/a]
37 Jahre (1953-1989)	0.33	-0.12	0.46	-0.03
54 Jahre (1936-1989)	0.29	-0.02	0.34	-0.13

Tabelle 3.7: Vergleich der Trends der 1. Hauptkomponente der niedersächsischen und der schleswig-holsteinischen Pegel

Signifikante langperiodische Schwingungen, wie sie in einer Hauptkomponentenanalyse von jährlichen Mittelwerten des Tidenhubs an 6 niederländischen Pegeln (DE VALK, 1988) klar hervortreten, sind in den hier betrachteten Zeitreihen des MThw und MTnw nicht zu erkennen.

Weiterhin zeigt eine Betrachtung der Eigenwerte, daß das gemeinsame Signal an den Pegeln an der niederländischen Küste schwächer ist als bei den schleswig-holsteinischen Pegeln. Dies läßt vermuten, daß vor der niedersächsischen Küste regionale Effekte eine größere Rolle spielen als vor der schleswig-holsteinischen Küste.

3.4.4 Bewertung der Hauptkomponentenanalyse

Die Hauptkomponentenanalyse ist eine statistische Methode, die es gestattet, mehrere Zeitreihen gemeinsam auszuwerten und die in diesen Zeitreihen enthaltenen Informationen zu untersuchen. Weiterhin können die Größe des gemeinsamen Signals, gemessen an der Gesamtvarianz, und die Anteile der einzelnen Zeitreihen am gemeinsamen Signal ermittelt werden. Die Hauptkomponenten selbst können als Zeitreihen angesehen und entsprechend ausgewertet werden. Dies kann, wie im vorliegenden Fall, zu einer erheblichen Verminderung des Untersuchungsaufwands führen. Bei der Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf Zeitreihen von jährlich gemittelten Scheitelwasserständen von 13 Pegeln in der Deutschen Bucht über drei verschiedene Zeiträume entfallen beim MThw mehr als 90% und beim MTnw ca. 75% der Gesamtvarianz auf die 1. Hauptkomponente. Dies bedeutet, daß sich lokale Effekte an den einzelnen Pegelstandorten stärker auf das Niedrigwasser als auf das Hochwasser auswirken. Da der Zeitraum für die Hauptkomponentenanalyse durch die Länge der kürzesten Zeitreihe beschränkt ist, mußte für die Untersuchungen von mehr als 37 Jahren die Anzahl der Pegel verringert werden. Trendrechnungen mit linearer Regression ergeben aufgrund der vorliegenden Daten für die 1. Hauptkomponente des MThw, je nach Untersuchungszeitraum, mittlere Anstiege von 0.25 bis 0.38 cm/a (Tab. 3.6), wobei der stärkste Anstieg in den Jahren nach 1950 zu verzeichnen ist. Die 1. Hauptkomponente des MTnw an der deutschen Nordseeküste sinkt nach diesen Berechnungen im Mittel um 0.06 bis 0.07 cm/a.

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse bestätigen im wesentlichen die von mehreren Autoren dargestellte langfristige Entwicklung der Wasserstände in der Deutschen Bucht. Für das MThw ist bei allen Pegeln ein Anstieg zu verzeichnen, der sich in den letzten Jahrzehnten erheblich verstärkt hat. Das MTnw weist, nachdem es in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts zunächst leicht absank, in den vergangenen 19 Jahren einen positiven Trend auf. Die bisherige Entwicklung könnte mit diesem Hinweis auf ein Ansteigen des MTnw jedoch eine Veränderung erfahren, die zu einem Anstieg des MSL führt (s. LASSEN, 1989). Die Entwicklung der Scheitelwasserstände führte nach 1950 zu einer starken Zunahme des Tidehubs. Das Tidehalbwasser, als Approximation für den mittleren Meeresspiegel, steigt in geringerem Maße als das MThw (s. SIEFERT und LASSEN, 1985). Es bleibt abzuwarten, inwieweit sich die beträchtlichen Änderungen, die innerhalb der letzten Jahrzehnte stattgefunden haben, fortsetzen.

3.5 Untersuchungen von Periodizitäten

Die Wasserstände in einem durch Gezeiten dominierten Tidegewässer, wie auch in der Deutschen Bucht werden beeinflusst durch periodische Schwankungen, einem langfristigen Trend und einem stochastischen Anteil. Zur Untersuchung der periodischen Vorgänge wurde mit Hilfe der Fast-Fourier-Analyse eine Transformation (FFT) der Pegeldatenreihen vom Zeitbereich in den Frequenzbereich durchgeführt. Als Ergebnis erhält man ein Spektrum, d.h. die Anteile der einzelnen harmonischen Schwingungen, aus denen sich die Wasserstandsreihe zusammensetzt. Die Energie der einzelnen Frequenzen ist ein Maß für die Amplitude der Schwingung in der Zeitreihe.

Ein wesentlicher Vorteil bei der Verwendung von Einzelwerten liegt in der Möglichkeit der Analyse von periodischen Vorgängen. Die Erfassung der einzelnen Frequenzen ist um so genauer, je größer die Anzahl der Stützstellen gewählt wird. Allerdings muß bei der FFT die Anzahl der Stützstellen 2^n betragen. Die Auflösung des Spektrums nimmt zum hochfrequenten Teil hin zu. Mit der FFT lassen sich lange Perioden bis zu einem Fünftel des untersuchten Zeitraums ausreichend genau bestimmen. In Abb. 3.18 ist am Beispiel der Tidehochwasser des Pegels Cuxhaven, das durch eine Fourier-Transformation erzeugte Periodenspektrum für die Jahresreihe von 1894 bis 1986 dargestellt.

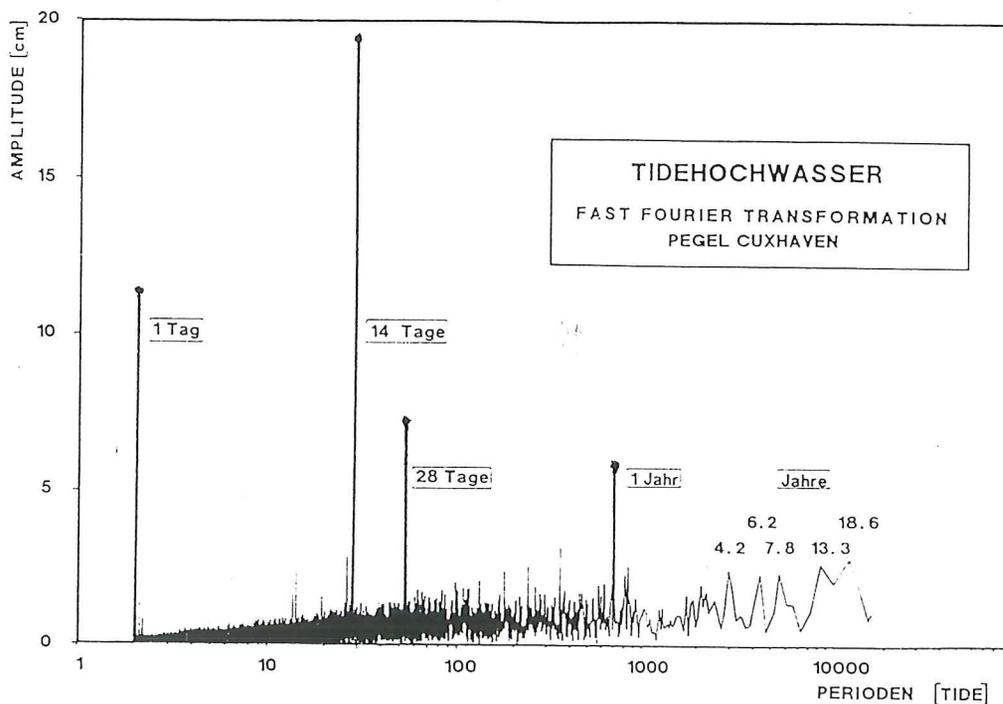


Abb. 3.18: Periodenspektrum der Thw am Pegel Cuxhaven von 1894 bis 1986

Auf der Abszisse sind im logarithmischen Maßstab die in Perioden umgerechneten Frequenzen aufgetragen, wobei eine Periode der Anzahl der Tiden pro Schwingung entspricht. Auf der Ordinate ist die zugehörige Amplitude in cm dargestellt. Deutlich erkennt man über einem "Grundrauschen" einzelne Perioden mit erheblich größeren Amplituden. Die höchste Amplitude und somit auch die größte Energie oberhalb der halbtägigen Hauptmondtide ist der 14-tägigen Ungleichheit (Spring- bzw. Nipptide) zuzuordnen. Daneben hebt sich aber auch die Monats- und die Jahresschwingung (705 Tiden/Jahr) heraus. Diese drei genannten Perioden lassen sich auf die bekannten astronomischen Ursachen zurückführen. Zusätzlich ist bei dem Jahreszyklus noch ein meteorologischer Anteil vorhanden.

Für die vorliegende Untersuchung sind in erster Linie die langperiodischen Vorgänge von Interesse. Als längere, eindeutig identifizierbare Perioden sind in Abb. 3.18 die 1-jährige, die 4.2-, 6.2- und 7.8-jährige sowie die 13.3- und 18.6-jährige Periode markiert. Die Schwingungen mit Perioden zwischen 1 und 18.6 Jahren können nicht auf astronomische Ursachen zurückgeführt werden. Es ist anzunehmen, daß sie durch meteorologische und hydrographische Zyklen entstehen.

Im Periodenspektrum des Tidehubs am Pegel Cuxhaven sind dementsprechend oberhalb des Grundrauschens nur noch die Amplituden der astronomisch bedingten Schwingungen zu erkennen (s. Abb. 3.19).

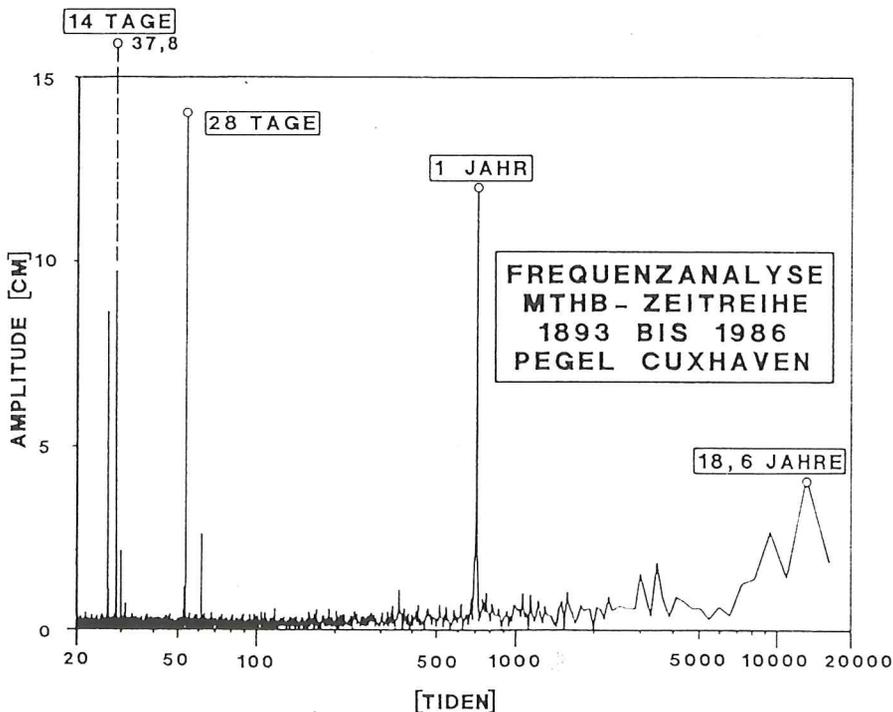


Abb. 3.19: Periodenspektrum der Thb am Pegel Cuxhaven von 1894 bis 1986

Einen weiteren Schritt bei der Datenanalyse bildet die Rücktransformation mit Tiefpaßfiltern. Die so gefilterte Datenreihe enthält keine hochfrequenten Anteile mehr, wie z.B. die 14-tägige Ungleichheit, die durch ihre hohe Amplitude den Verlauf der Kurven stark überlagert. Die langperiodische Dynamik wird erst durch eine Filterung in der Zeitreihe sichtbar. Die Verwendung von Jahresmittelwerten ist hierzu nicht geeignet. Ein Beispiel für die Rücktransformation des Thb am Pegel Cuxhaven zeigt Abb. 3.20.

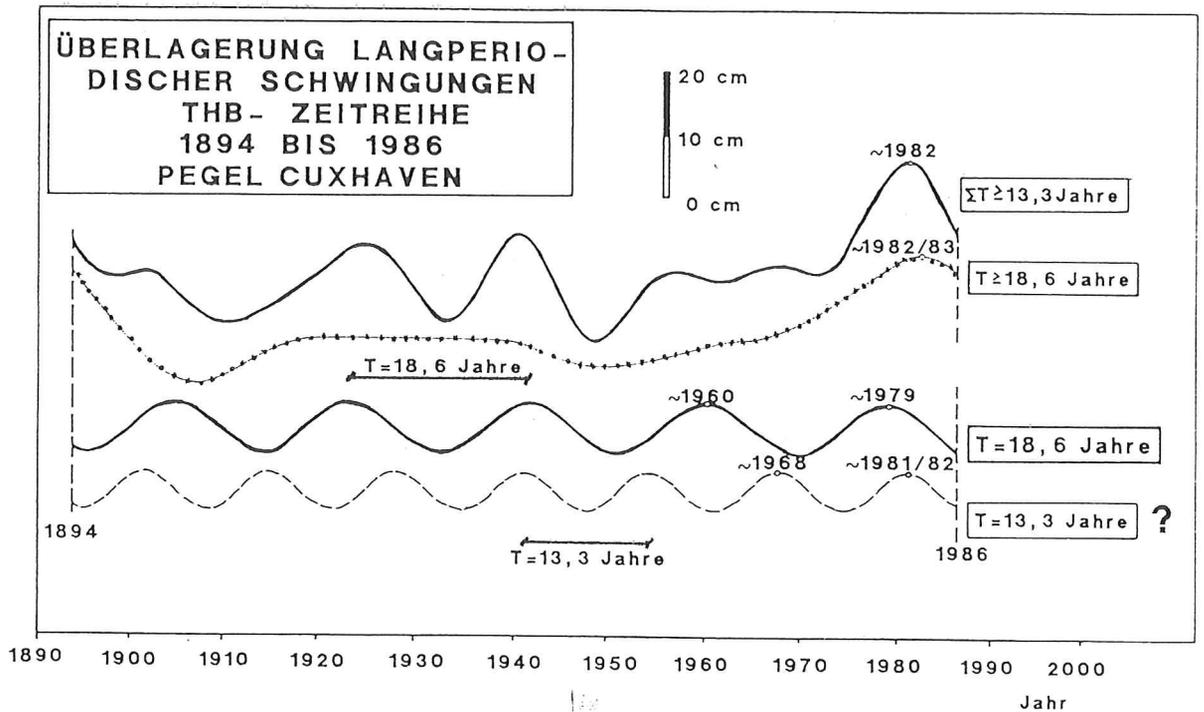


Abb. 3.20: Überlagerung langperiodischer Schwingungen der Thb am Pegel Cuxhaven von 1894 bis 1986

Hier wurden die Schwingungen von 13.3, 18.6 und größer als 18.6 Jahre überlagert. Die daraus resultierende Kurve enthält ausschließlich langperiodische Anteile > 13.3 Jahre. Das Maximum des Tidehubs im Jahr 1982 ist demnach auf langperiodische Schwingungen zurückzuführen.

In der Rücktransformation der Thw- und Tnw-Werte des Pegels Cuxhaven (Abb. 3.21) der Zeitreihe von 1844 bis 1986 mit einem Tiefpaßfilter, der alle Perioden, die kürzer als 2.7 Jahre sind, aus der Datenreihe herausfiltert, zeigt sich beim Thw ein deutlicher Aufwärtstrend von ca. 0.2-0.3 cm/Jahr. Die Abbildung veranschaulicht im weiteren, daß offenbar in den letzten 30 bis 40 Jahren die Beträge der Amplituden der hier untersuchten langen Perioden zugenommen haben. Nach einem Anstieg bis zur Mitte dieses Jahrhunderts ist beim Tnw bei den gefilterten Werten ein Absinken

festzustellen. Eine Betrachtung der Jahresmittelwerte, die bis zum Jahre 1989 vorliegen, zeigt jedoch wieder einen Anstieg des MTnw in den letzten Jahren (vgl. Abschn. 3.1).

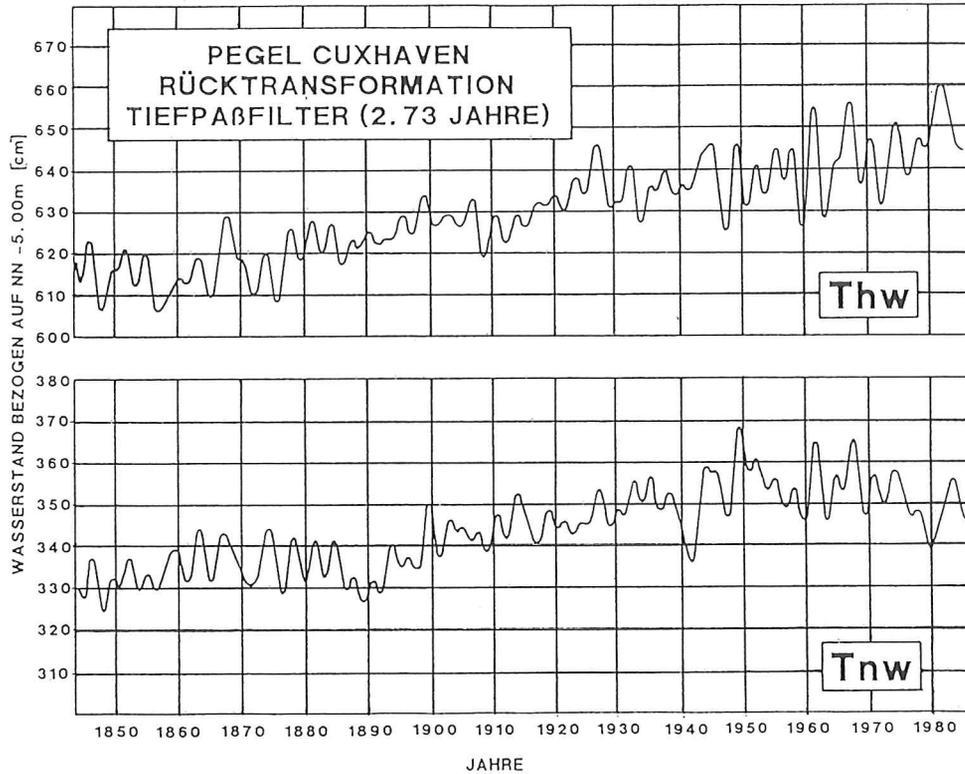


Abb. 3.21: Rücktransformation des Thw und des Tnw am Pegel Cuxhaven von 1844 bis 1986.

Weitere Untersuchungen mit der Fast-Fourier-Transformation und verschiedenen Filtertechniken sind im Zwischenbericht (JENSEN, MÜGGE und VISSCHER, 1988) ausführlich beschrieben.

3.6 Untersuchungen des Anteils der Nodaltide

Neben der Analyse von Scheitelwasserständen und Eintrittszeiten ist die Ermittlung von langperiodischen Komponenten zur Beschreibung des Gesamtsignals der einzelnen Wasserstandszeitreihen eine wesentliche Fragestellung zur Beurteilung der Wasserstands-entwicklung. Neben den astronomisch bedingten Gezeiteneinflüssen, wie der einjährigen Poltide, dem Chandler-Effekt mit einer Periode von 14 Monaten und der Nodaltide mit einer Periode von 18.611 Jahren (vgl. z.B. BARTELS, 1952; LISITZIN, 1974) werden auch meteorologische Schwankungen wie z.B. ein etwa 7-jähriger meteorologischer Zyklus vermutet.

Anwendungen der Fast Fouriertransformation sowie eines Butterworth-Filters zeigen Periodizitäten bzw. Zyklen im Bereich von 4.2 bis 18.6 Jahren (s. Abschnitt 3.5).

Die Entwicklung der Tidewasserstände und Tidehübe kann nach DIETRICH (1954) den Wechselwirkungen des Ozeans mit den Systemen Mond/Sonne, der Erde und der Atmosphäre zugeordnet werden. Die einzelnen Einflußgrößen, die zu Wasserstandsänderungen führen, können separiert und quantifiziert werden. Eine Trennung dieser Effekte ist jedoch nur unter Berücksichtigung von umfangreichen meteorologischen, hydrographischen und geodätischen Datensätzen möglich.

Ziel dieser Untersuchungen ist die Beschreibung des Gesamtsignals, d.h. die Trennung in die deterministischen und stochastischen Anteile. Bekannt sind die halbtägigen und eintägigen sowie monatlichen Ungleichheiten (Partial-Tiden), die allerdings bei der Verwendung von Jahresmittelwerten keinen Einfluß haben. Bei den folgenden Untersuchungen werden nur langperiodische Komponenten mit Schwankungen bzw. Zyklen von mehr als einem Jahr betrachtet, d.h. alle Partialtiden mit einer Periode bis zu einem Jahr werden nicht mit einbezogen.

Im folgenden werden die Ergebnisse von Untersuchungen zur Beschreibung der Nodaltide hinsichtlich Amplitude und Phase vorgestellt. Die Nodaltide bewirkt periodische Änderungen des astronomischen Gezeitenpotentials mit einer Periode von etwa 18.6 Jahren. Sie entsteht aus der Relativbewegung von Mond und Erde. Die Schnittpunkte (auf- und absteigender Knoten) dieser beiden Bahnebenen bewegen sich mit einer Umlaufzeit von etwa 18.6 Jahren. Für einen Beobachter auf der Erde ist die astronomische Ursache der Nodaltide in Abb. 3.22 veranschaulicht. Diese Berechnungen

wurden auf der Basis der Monddurchgangszeit durch den Vollkreis bei Greenwich, von einem studentischen Mitarbeiter, Herrn Wobbe, durchgeführt. Die maximale monatliche Deklination des Mondes schwankt in einem Bereich zwischen $\pm 18.5^\circ$ und $\pm 28.5^\circ$ um den Äquator. Bei der minimalen Auslenkung des Mondes von der Äquator ebene, wie z.B. im Jahre 1979, ergibt sich das Maximum der Gezeitenkräfte für die Nodaltide.

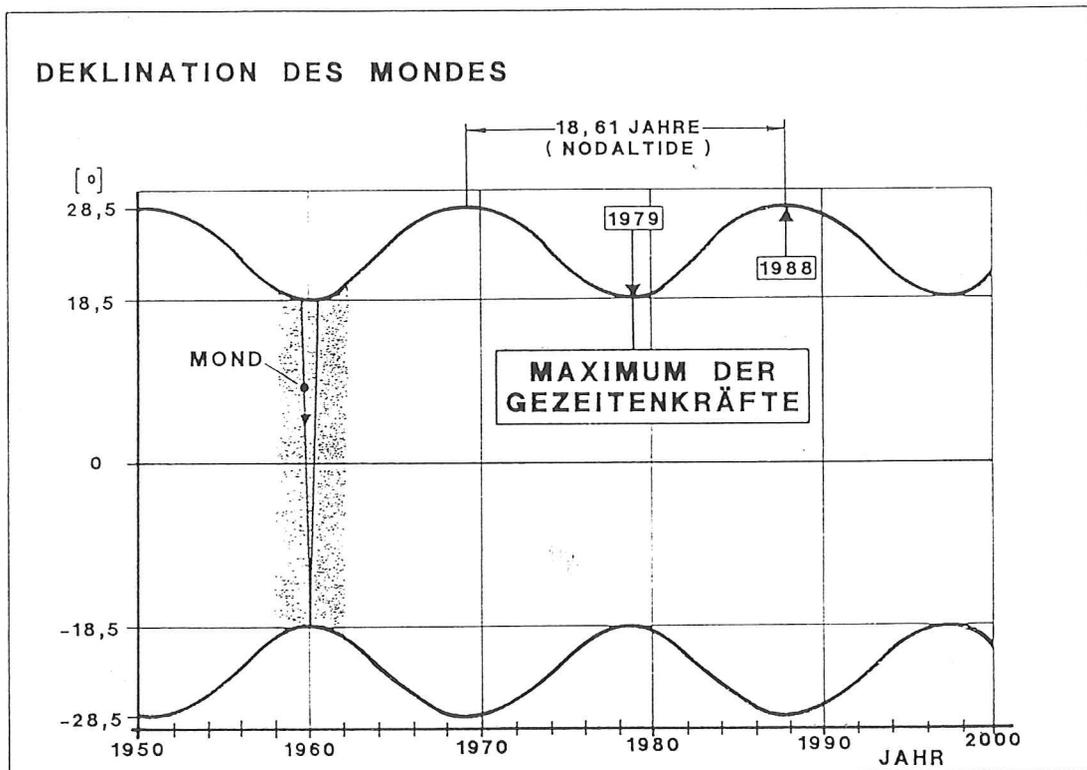


Abb. 3.22: Schematische Darstellung der Deklination des Mondes

Eine Abschätzung der Größenordnung der Amplitude der Nodaltide kann wie in Abschnitt 3.5 gezeigt auch anhand einer Spektralanalyse ermittelt werden. Bei der Berechnung des Anteils der Nodaltide an den Wasserstandsänderungen konnte allerdings nicht der direkte Weg über eine harmonische Analyse gewählt werden, da für die zu bestimmenden harmonischen Konstanten (Amplitude und Phasenwinkel) für jede Partialtide und jeden Pegelstandort, stündliche Wasserstandsdaten über einen Zeitraum von mindestens 18.6 Jahren notwendig wären. Diese Datenreihen liegen nicht vor, deshalb wurden Optimierungsrechnungen zur Ermittlung der Parameter der Nodaltide nach dem Kriterium des mittleren Fehlers auf Grundlage der Jahresmittelwerte durchgeführt. Dabei wurden die MThb-Zeitreihen mit einem linearen Trend und einer Sinusschwingung zur Erfassung der Nodaltide funktional beschrieben.

Die Parameter der Nodaltide (Hub und Phasenverschiebung) wurden mit einem Optimierungsverfahren nach MARQUARDT wie folgt berechnet:

$$f_{\text{MThb}} = \underbrace{a + S_T \cdot t}_{\text{linearer Trend}} + \underbrace{H_N/2 \cdot \sin(2 \cdot \pi/T \cdot (t + \Phi))}_{\text{Anteil der Nodaltide}}$$

mit:

f_{MThb}	= Ausgleichsfunktion	[cm]
a	= Absolutwert	[cm]
S_T	= linearer Trend	[cm/Jahr]
t	= Zeit	[Jahre]
H_N	= Hub der Nodaltide	[cm]
T	= Periode (18.611 Jahre)	[Jahre]
Φ	= Phasenverschiebung	[Jahre]

Beispielhaft ist in Abb. 3.23 in erster Näherung diese Ausgleichsfunktion für die MThb-Zeitreihe des Pegels Borkum für die Jahre von 1953 bis 1989 dargestellt. Die schraffierten Flächen repräsentieren die Fluktuation, die dem linearen Trend und dem Anteil der Nodaltide überlagert sind. Dabei ist festzustellen, daß durch die Berücksichtigung der Nodaltide eine eindeutige Verbesserung der Anpassung an die Originalwerte im Vergleich zur linearen Anpassung erfolgt.

In Abb. 3.24 ist die Ausgleichsfunktion nach dem Optimierungsverfahren von MARQUARDT am Beispiel der MThb-Zeitreihen der Pegel Vlissingen (ab 1840) und Helgoland (ab 1909) im Vergleich zu den beobachteten MThb-Werten dargestellt. Nach Berücksichtigung der Nodaltide wird der stochastische Restanteil bei der Beschreibung der MThb-Zeitreihen deutlich reduziert.

Die entsprechenden Untersuchungen für die MThw- und MTnw-Zeitreihen zeigen nach Berücksichtigung der Nodaltide keine eindeutige Verbesserung der Anpassungsgüte. Das Signal der Nodaltide ist in den MThw- und MTnw-Zeitreihen deutlich schwächer und z.T. nicht signifikant nachweisbar. Die Wirkung der Nodaltide zeigt sich in erster Linie in den MThb-Zeitreihen.

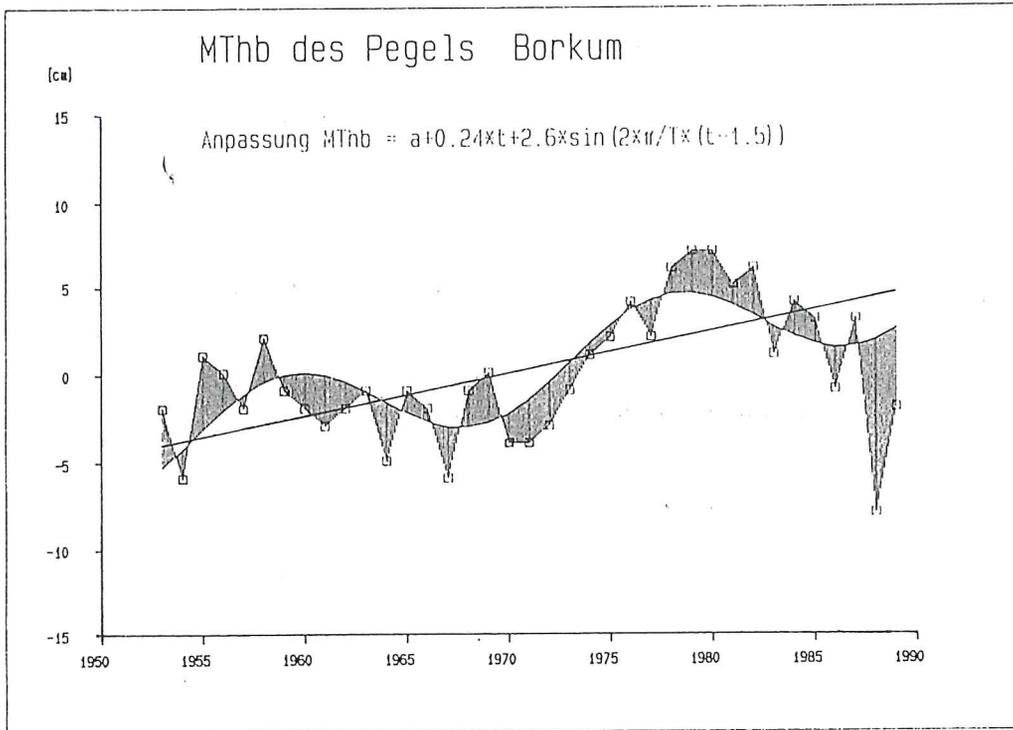


Abb. 3.23: Ausgleichsfunktion zur Ermittlung des Anteils der Nodaltide an der Zeitreihe des MThb des Pegel Borkum von 1954 bis 1989.

Die Ergebnisse der Berechnungen, d.h. der Trend S_T in mm/Jahr, der Hub der Nodaltide H_N in cm und der Zeitpunkt des letzten Maximums sind in Tab. 3.8 für die deutschen Nordseepegel von Borkum bis List auf Sylt sowie für den niederländischen Pegel Vlissingen für die MThb-Zeitreihen zusammengefaßt.

Die Bandbreite der Trends der MThb-Zeitreihen ist entsprechend der unterschiedlichen Beobachtungslänge (z.B. Cuxhaven ab 1843 und Helgoland ab 1953 bis 1989) sehr groß. Für Norderney ergibt sich ein Trend von $S_T = 1$ mm/Jahr und für Dagebüll von 8.6 mm/Jahr. Der jeweils berechnete Hub der Nodaltide zeigt für die untersuchten Standorte eine deutlich geringere Bandbreite, die Extremwerte ergeben bei Norderney mit $H_N = 5.0$ mm und bei Borkum, Büsum und Dagebüll mit $H_N = 8.8$ mm. Die Phasenverschiebung bzw. der letzte Maximalwert der gezeitenerregende Kräfte liegt im Bereich 1978 bis 1979 und zeigt damit eine gute Übereinstimmung mit den Berechnungen nach Abb. 3.18. Die Mittelwerte (ohne den Pegel Vlissingen) betragen für den Säkulartrend $S_T = 2.8$ mm/Jahr, für den Hub $H_N = 7.0$ cm und der letzte Maximalwert ergibt sich für das Jahr 1978.

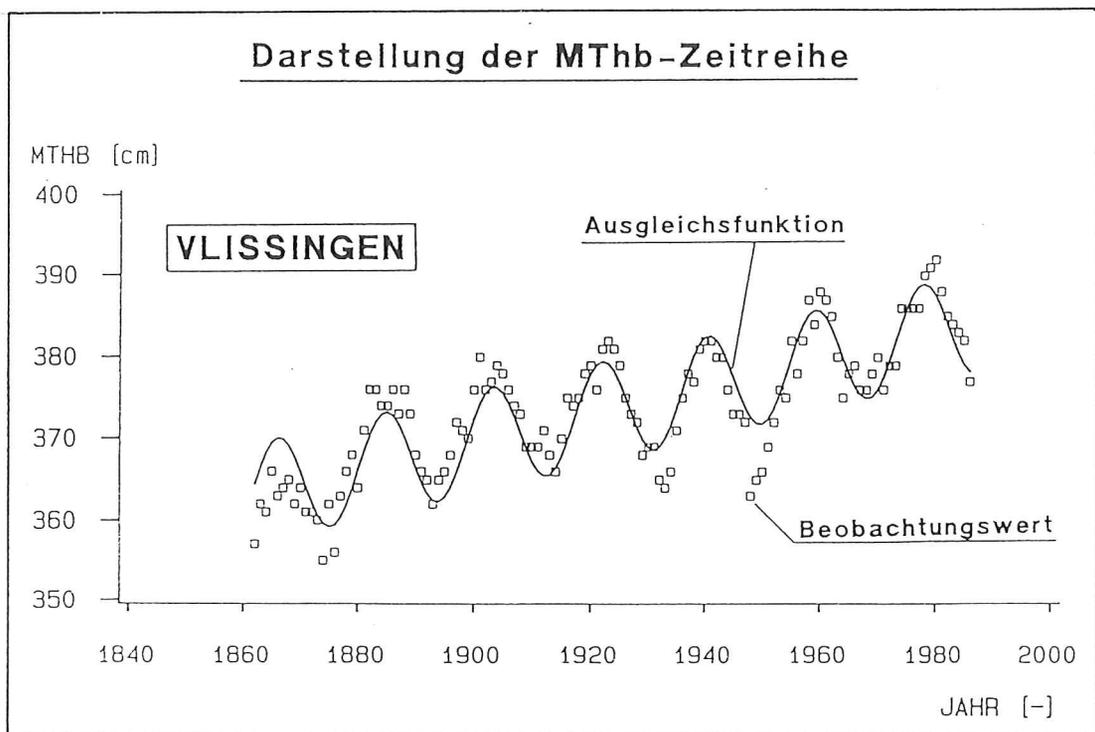
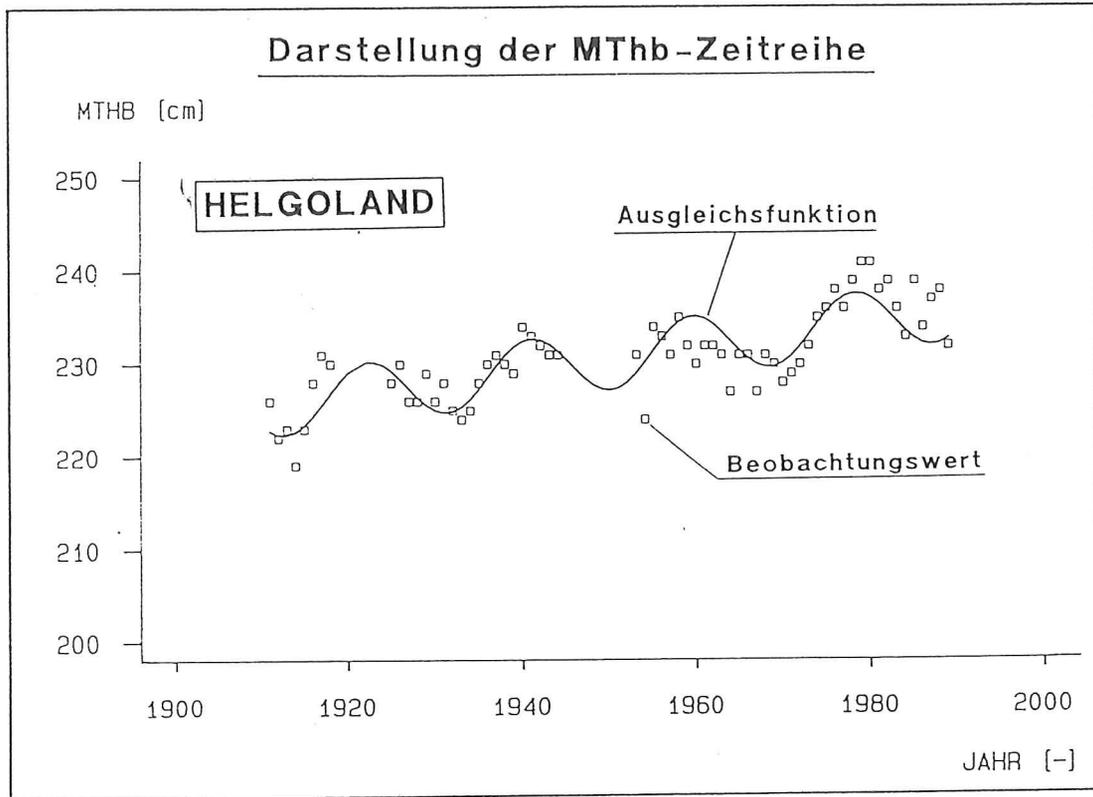


Abb.3.24 Darstellung der MThb-Zeitreihe für die Pegel Vlissingen und Helgoland

Pegel [-]	Zeitreihe [-]	„Säkular- trend S_T [mm/a]	Hub der No- daltide H_N [cm]	letzter Maximalwert [-]
Borkum	1931/1989	2.1	8.8	1979
Norderney	1891/1989	1.0	5.0	1978
Helgoland	1953/1989	3.0	6.6	1978
LT Roter Sand/ Alte Weser	1901/1989	1.6	7.2	1979
Emden	1901/1989	1.3	5.0	1979
„ Busum	1931/1989	2.2	8.8	1979
Wilhelmshaven	1873/1989	2.0	6.6	1978
Bremerhaven	1881/1989	3.7	8.2	1978
Cuxhaven	1843/1989	0.9	6.2	1979
Husum	1906/1989	3.0	3.6	1978
„ Dagebüll	1936/1989	8.6	8.8	1978
List	1931/1989	3.6	7.2	1978
Vlissingen	1862/1986	1.7	12.4	1978
Mittelwerte (ohne Vliss.)		2.8	7.0	1978

Tabelle 3.8: Parameter der Ausgleichsfunktion
(linearer Trend und Nodaltide)

Für die Pegel in der Deutschen Bucht ergibt sich dementsprechend für den Hub der Nodaltide der MThb-Zeitreihen ein Mittelwert von ca. 7 cm (die Amplitude der Nodaltide in Abb. 3.21 von ca. 4 cm am Pegel Cuxhaven entspricht etwa diesem Mittelwert). Für die MThb-Zeitreihen am niederländischen Pegel Vlissingen ergibt sich ein Wert von 12 cm. Aus MThb-Zeitreihen englischer Nordseepegel wurden Werte von mehr als 16 cm ermittelt (WOODWORTH et al., 1990). Durch den Tideverlauf im Nordseebecken, d.h. entlang der britischen Küste zur holländischen Küste und in Richtung Skandi-

navien entlang der deutschen Küste wird offensichtlich das Signal der Nodaltide von anderen Einflüssen überlagert.

In Tab. 3.9 sind für die Pegel nach Tab.3.8 die Korrelationskoeffizienten r_T als einfaches Maß für die Güte der Anpassungsfunktion zum einen nur für den linearen Trend (Säkulartrend S_T) und zum anderen der Korrelationskoeffizient r_{T+HUB} für den linearen Trend und die Nodaltide (Säkulartrend S_T + Hub der Nodaltide H_N mit $T = 18.6611$ Jahre) zusammengestellt.

Pegel [-]	Zeitreihe [-]	Lin. Trend		Lin. Trend und Nodaltide		
		Säkular- trend S_T [mm/a]	Korrel.- koeff. r [-]	Säkular- trend S_T [mm/a]	Hub d. Nodalt. H_N [cm]	Korrel.- koeff. r [-]
Borkum	1931/1989	2.1	0.68	2.1	8.8	0.86
Norderney	1891/1989	1.0	0.58	1.0	8.0	0.64
Helgoland	1983/1989	2.3	0.61	3.0	6.6	0.81
LT Roter Sand/ Alte Weser	1901/1989	1.6	0.69	1.6	7.2	0.79
Emden	1901/1989	1.3	0.49	1.3	8.0	0.56
Busum	1931/1989	2.3	0.64	2.2	8.8	0.81
Wilhelmshaven	1873/1989	2.0	0.76	2.0	6.6	0.80
Bremerhaven	1881/1989	3.6	0.86	3.7	8.2	0.89
Cuxhaven	1843/1989	0.9	0.51	0.9	6.2	0.58
Husum	1906/1989	3.0	0.81	3.0	3.6	0.82
Dagebüll	1936/1989	8.1	0.92	8.6	8.8	0.98
List	1931/1989	3.6	0.87	3.6	7.2	0.94
Vlissingen	1862/1986	1.6	0.73	17	12.4	0.92

Tabelle 3.9: Korrelationskoeffizienten der linearen Ausgleichsfunktion sowie der linearen Ausgleichsfunktion und der Nodaltide

Der Korrelationskoeffizient wurde durch die Berücksichtigung der Nodaltide im Mittel von etwa $r_T = 0.70$ auf $r_{T+HUB} = 0.79$ verbessert. Bei einzelnen Pegeln wird eine deutlich bessere Beschreibung der MThb-Zeitreihen durch die Nodaltide erzielt; z.B. bei Borkum von $r_T = 0.65$ auf $r_{T+HUB} = 0.86$. Für Husum ergibt sich nur eine geringfügige Verbesserung von $r_T = 0.81$ auf $r_{T+HUB} = 0.82$.

Die wesentlichen Ergebnisse dieser Untersuchungen können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Die Wirkung der Nodaltide zeigt sich deutlich in den Tidehub-Zeitreihen, für das Tideniedrigwasser- und Tidehochwasser ist das Signal der Nodaltide wesentlich schwächer. Der Mittelwert für den Gesamthub der Nodaltide (Tidehub) beträgt für die Pegel in der deutschen Bucht etwa 7 cm, das nächste Maximum der gezeitenerzeugenden Kräfte der Nodaltide ist 1997 zu erwarten.
- Die Wirkung der Nodaltide auf Wasserstandszeitreihen der untersuchten Pegel von Vlissingen (NL) bis List zeigt eine Abhängigkeit von der Lage der Pegel (Einfluß der Kanaltide bzw. lokale Topographie), für den Pegel Vlissingen ergibt sich im Vergleich zu den Pegelstationen an der deutschen Nordseeküste ein deutlich größerer Wert von über 12 cm.
- Für instationäre Säkulartrenduntersuchungen ergibt sich bei Verwendung von Zeitfenstern, die nicht einem Vielfachen der Nodaltide entsprechen, wie z.B. bei 25-jährigen Zeitfenstern (JENSEN 1984, FÜHRBÖTER u. JENSEN 1985), durch die Nodaltide nur eine geringfügige Beeinflussung des Säkulartrends.
- Im Vergleich zu LISITZIN (1974), wo in einer Zusammenstellung nach verschiedenen Verfassern ermittelte Amplituden der Nodaltide von etwa 2 cm angegeben werden, ergeben sich für den Bereich der deutschen Bucht deutlich größere Werte. Nach einem Minimum der Gezeitenwirkung der Nodaltide etwa im Jahr 1988 werden Tidehübe bis zum nächst gelegenen Maximum im Jahr 1997 der Nodaltidewirkung wieder zunehmen.
- Mit den Untersuchungen zur Nodaltide wurde die Verwendung von 19-jährigen Mittelwerten, die bis auf LÜDERS (1936) zurückgeführt werden kann, bestätigt (vgl. auch DIETRICH, 1954).

4. Anpassungsfunktion für Thw-Scheitelwerte

4.1 Vorbemerkungen

Der folgende Abschnitt wurde im wesentlichen von Herrn Dipl.-Ing. Mügge bearbeitet, eine gesonderte Publikation ist vorgesehen.

Die Beschreibung kurzfristiger Änderungen des Meeresspiegels läßt sich nicht allein durch deterministische Modelle erreichen. Daher ist bei der Deutung von Naturereignissen als Zufallerscheinung die Wahrscheinlichkeitsrechnung ein wichtiges Hilfsmittel der Analyse. Aussagen zu solchen Zufallereignissen, wie die Extremwerte des Wasserstandes, können aufgrund ihres stochastischen Charakters nur über eine statistische Wahrscheinlichkeitsanalyse ermittelt werden. Im folgenden wird ein Verfahren vorgestellt, das es ermöglicht, *tägliche* Thw-Scheitelwerte von Pegelstationen in der Deutschen Bucht durch eine mathematisch definierte Anpassungsfunktion zu beschreiben. Damit soll die Möglichkeit geschaffen werden, sowohl Datenlücken zu schließen, als auch Bemessungswasserstände zu ermitteln.

Mit den in der Hydrologie angewandten Anpassungsfunktionen, wie z.B. die Pearson-Typ-III-, log. Pearson-Typ-III-, Gumbel-, log. Gumbel-, Exponential- und Jenkinsonverteilung oder auch die Normal- und log. Normalverteilung können Eintrittswahrscheinlichkeiten bestimmter Ereignisse entweder für *extreme* oder aber *mittlere* Beobachtungswerte ermittelt werden. In der Extremwertstatistik ist es üblich, Minimal- oder Maximalwerte eines definierten Zeitbereiches auszuwählen und aufgrund dieser Stichprobe den Meßwerten Eintrittswahrscheinlichkeiten zuzuordnen (vgl. z.B. MANIAK, 1988). Zu beachten ist, daß die Beschreibung von Naturereignissen (wie z.B. täglichen Scheitelwasserständen) auf der Grundlage von Verteilungsfunktionen immer nur als Näherung betrachtet werden kann, die die zahlreichen physikalischen und geographischen Einflüsse pauschal zusammenfaßt, solange diese nicht einzeln quantifizierbar sind.

Die verwendete Verteilungsfunktion sowie die Art der Auswahl, d.h. die Anzahl der Werte und die gewählte Länge des Zeitraums, hat unmittelbaren Einfluß auf die Ergebnisse (vgl. JENSEN, 1985). Hinzu kommt, daß bei dem so verringerten Stichprobenumfang (z.B. Auswertung auf der Grundlage jährlicher Maximalwerte) schon einzelne Extremwerte die statistischen Parameter verändern können. Im Gegensatz zur Verwendung jährlicher oder partieller Serien werden bei dem nachfolgend näher erläuterten Verfahren als Ein-

gangsdaten für die Berechnung *alle* gemessenen Thw-Scheitelwerte des jeweiligen Pegels einbezogen und bei der Ermittlung der Parameter der Anpassungsfunktion berücksichtigt. Es geht damit keine Information durch eine Auswahl von Daten nach bestimmten Kriterien verloren. Trotz der Verwendung aller gemessenen Werte (bis zu 100.000 Beobachtungswerte) handelt es sich dennoch nur um eine Stichprobe aus der laut Definition unendlich großen Grundgesamtheit.

Um die Vergleichbarkeit der Werte sicherzustellen, wird ein Säkularanstieg als deterministischer Trend ermittelt. Die Eliminierung des Trends der Thw geschieht anschließend durch Beschickung der Werte auf das Jahr 2000 (vgl. FÜHRBÖTER, 1976; JENSEN, 1985; FÜHRBÖTER et al., 1988). Eine Optimierung der Anpassungsfunktion berücksichtigt die charakteristischen Eigenschaften jedes einzelnen Pegels. Damit stellt dieses Verfahren eine statistische Beschreibung der Verteilung aller im untersuchten Zeitraum eingetretenen Thw-Ereignisse dar. Ebenso können Veränderungen der Häufigkeiten bestimmter Thw-Scheitelwasserstände analysiert werden.

Darüberhinaus ist es möglich, Hochwasserstände für bestimmte Wiederkehrintervalle zu bestimmen und im statistischen Sinne Extrapolationen durchzuführen. Die empirisch gefundene Verteilungsfunktion kann somit auch als Grundlage zur Ermittlung von Bemessungswasserständen herangezogen werden und Vergleiche zu anderen physikalischen oder statistischen Verfahren liefern (vgl. Bericht einer Länder-Arbeitsgruppe, 1988; JENSEN, 1985).

4.2 Voraussetzungen für die Anwendung von Verteilungsfunktionen

4.2.1 Forderungen an das Datenkollektiv

Eine für die Grundgesamtheit *repräsentative Stichprobe* eines stationären Zufallsprozesses ist für statistische Analyse eine wesentliche Voraussetzung (vgl. z.B. MANIAK, 1988).

Die Daten einer Beobachtungsreihe müssen *homogen* sein, d.h. eine solche Datenreihe ist im statistischen Sinn eine Stichprobe der Grundgesamtheit. Bei Zeitreihen von Pegelaufzeichnungen können Veränderungen der Grundgesamtheit durch anthropogene Einflüsse wie z.B. Baumaßnahmen im unmittelbaren Bereich des Pegels, Eindeichungen oder Vertiefungen einer Fahrrinne hervorgerufen werden. Aus diesem Grund können Pegeldata einiger Standorte (z.B.

Bremen oder Hamburg-St.Pauli) für Zeitreihenanalysen nicht herangezogen werden. Daneben sind die Wasserstandsaufzeichnungen durch eustatischen Meeresspiegelanstieg beeinflusst. Für die untersuchten Thw-Scheitelwerte erfolgte eine Homogenisierung der trendbehafteten Daten durch eine Beschickung, wobei vereinfachend ein linearer Trend der Thw von 20 cm/100 Jahre zugrunde gelegt wurde. Mit dieser Maßnahme ist sichergestellt, daß alle Wasserstände vergleichbar sind, bevor sie einer statistischen Analyse unterzogen werden.

Weiterhin ist zu fordern, daß die Daten einer Stichprobe echte *Zufallsgrößen* sind. Scheitelwasserstände werden neben den deterministischen Einflüssen, wie astronomisch bedingten Gezeiten, in hohem Maße durch zufallsbedingte Parameter bestimmt. Die kurzfristigen Wasserspiegeländerungen werden im wesentlichen durch Windeinfluß hervorgerufen, wobei Richtung, Stärke und Dauer des Windes sowie die Streichlänge von entscheidender Bedeutung sind. Daneben spielen auch Luftdruck- und Temperaturgradienten eine Rolle.

Auch die Forderung nach *Unabhängigkeit* der einzelnen Daten voneinander sollte erfüllt sein. Grundsätzlich ist jeder Thw-Scheitelwert vom vorhergehenden und vom nachfolgenden durch die Ebbdauer und die daran anschließende Flutdauer (im Mittel 12 h 25') getrennt. Dieselben meteorologischen Einflüsse (z.B. Großwetterlagen) wirken sich aber oft auf mehrere Tiden und damit auch auf mehrere Tidescheitelwerte aus. Insbesondere bei sturmfluterzeugenden Wetterlagen in den Wintermonaten können Höchstwerte kurz nacheinander eintreten. Genaugenommen sind derartige Meßwerte nicht unabhängig voneinander, da sie zur selben Großwetterlage gehören. Eine Zeitdauer anzugeben, ab wann ein gemessener Wasserstand vom anderen unabhängig ist, erweist sich als äußerst schwierig, da selbst Jahreswerte durch langperiodische Zyklen miteinander verbunden sein können. Bei einem Stichprobenumfang von mehreren tausend Einzelwerten werden die Thw jedoch als unabhängig betrachtet.

Abschließend sei noch erwähnt, daß alle Daten, die in ein Kollektiv aufgenommen werden, eine hohe *Vertrauenswürdigkeit* haben sollten, d.h. Meß-, Ablese- und Übertragungsfehler sollten weitestgehend ausgeschlossen werden. Entsprechende Vorarbeiten und Kontrollen sind im Anhang beschrieben.

4.2.2 Ermittlung der statistischen Parameter

Zur Charakterisierung einer Stichprobe, die aus einer Folge von Meßwerten besteht, bedient man sich bestimmter Kenngrößen, die man als statistische Maßzahlen oder Parameter bezeichnet. Mit Hilfe dieser Maßzahlen kann man auf das Verhalten der Grundgesamtheit schließen. Da die Parameter nur aus Stichproben berechnet werden können, müssen sie als *Schätz- und Erwartungswerte* angesehen werden, die den entsprechenden Parameter, berechnet aus der Grundgesamtheit, mehr oder weniger genau wiedergeben.

Als Maßzahl für das zentrale Verhalten einer Stichprobe wird neben dem arithmetischen Mittel (statistisches Moment 1. Ordnung) auch das *geometrische Mittel* verwendet, das wie folgt definiert wird (vgl. z.B. CHOW, 1964):

$$\bar{x}_g = (x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n)^{1/n}$$

mit \bar{x}_g : geometrischer Mittelwert in der gleichen Dimension wie x , z.B. cm (Wasserstand)
 x_1, \dots, x_n : einzelne Ereignisse, z.B. Thw
 n : Anzahl der beobachteten Ereignisse oder Stichprobenumfang

Der Logarithmus des geometrischen Mittels ist gleich dem Mittel der Logarithmen der einzelnen Ereignisse. Das geometrische Mittel wird verwendet, wenn anstelle der Meßwerte mit ihren Logarithmen gerechnet wird, z.B. bei der log. Normalverteilung (vgl. AITCHISON u. BROWN, 1957), der log. Pearson-Typ-III-Verteilung und auch bei dem anschließend beschriebenen Verfahren ("KFKI- μ -Verteilung").

Als Maß für die Streuung erhält man die *Varianz* als 2. statistisches Moment für eine Stichprobe:

$$s_x^2 = 1/(n - 1) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Dies ist wiederum eine Schätzung für die Varianz σ_x^2 der Grundgesamtheit. In der Praxis wird jedoch häufiger mit der *mittleren quadratischen Abweichung* oder *Standardabweichung* s_x der Stichprobe gerechnet, die als positive Quadratwurzel der Varianz definiert ist:

$$s_x = + \sqrt{1/(n-1) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

Die Standardabweichung hat die gleiche Dimension wie x . Entsprechend der Formel für die Standardabweichung der Grundgesamtheit kann für Stichprobenumfänge > 20 der Ausdruck $1/(n-1)$ unter der Wurzel durch $1/n$ ersetzt werden (vgl. Internationale Hydrologische Dekade, 1971).

Die Wendepunkte der Dichtefunktion (Glockenkurve) der Normal- bzw. der log. Normalverteilung sind durch den Abstand der Standardabweichung σ vom Mittel festgelegt (vgl. auch Abb. 4.4).

Als weiteres Streuungsmaß wird der *Variationskoeffizient* definiert als:

$$C_v = s_x / |\bar{x}| \quad [1] \quad \text{oder} \quad s_x \cdot 100 / |\bar{x}| \quad [\%]$$

Das wichtigste Maß für die Asymmetrie einer Verteilung ist der Schiefekoeffizient oder die *Schiefheit* C_s . Sie ist aus dem dritten statistischen Moment abgeleitet und wird nach PEARSON für $-3.0 < C_s < 3.0$ für eine Stichprobe definiert zu:

$$C_s = [n \sum (x_i - \bar{x})^3] / [(n-1)(n-2) s_x^3]$$

Entsprechend dem Vorzeichen, das für C_s ermittelt wird, handelt es sich um eine linksschiefe (positive) oder eine rechtsschiefe (negative) Verteilung. Bei $C_s = 0$ liegt eine symmetrische Funktion vor. Als Beispiel hierfür sei die Gauß- bzw. Normalverteilung genannt. Die Abb. 4.1 veranschaulicht anhand zweier asymmetrischer Dichtefunktionen den Begriff der Schiefe. Neben dem Mittel ist auch der *Median* und der *Modalwert* eingezeichnet.

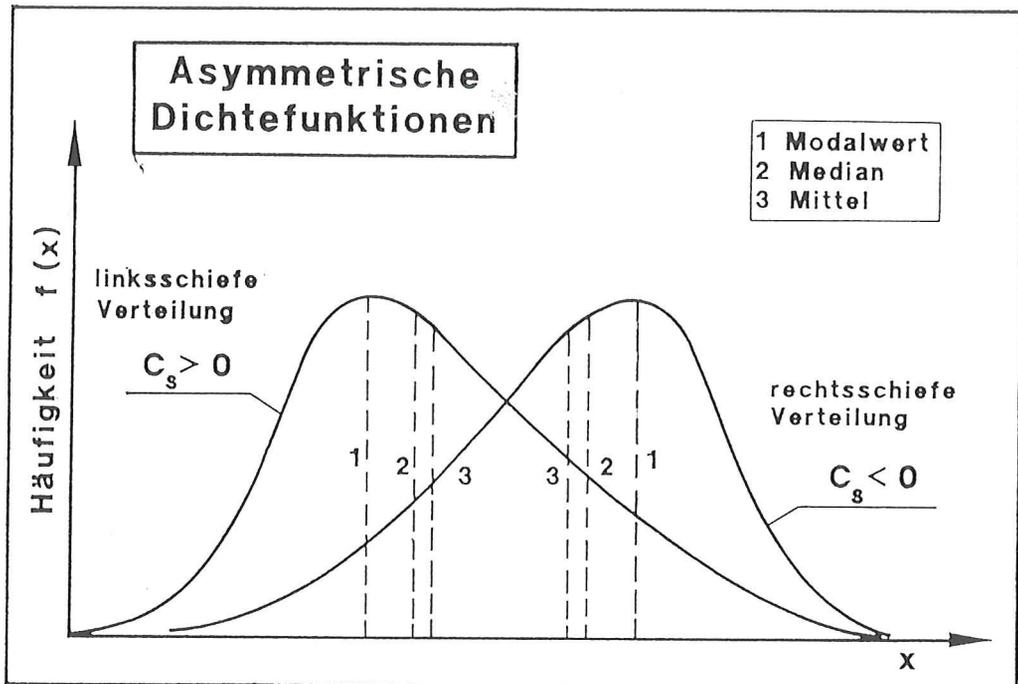


Abb. 4.1: Schiefe sowie Lage von Mittel, Median und Modalwert bei asymmetrischen Dichtefunktionen

4.2.3 Häufigkeit, Wahrscheinlichkeit und Wiederkehrintervall

Trägt man die *relative Häufigkeit* [%] über dem Merkmal (z.B. cm Wasserstand) auf, erhält man ein Histogramm, wobei man zuvor die Ereignisse in Klassen einteilt. Die Klassenbreite sollte möglichst gleich gewählt werden und nicht den 0.6-fachen Betrag der Standardabweichung überschreiten (MANIAK, 1988). Die relative Häufigkeit wird definiert:

$$\sum_{i=1}^k f = \sum_{i=1}^k (n_i/n) = 1 \quad (0 \leq f \leq 1)$$

- mit f : relative Häufigkeit n_i/n
- k : Anzahl der Klassen
- n_i : Anzahl der Ereignisse in der Klasse k (= Klassenbesetzungszahl)
- n : Anzahl der beobachteten Ereignisse oder Stichprobenumfang

Abb. 4.2 zeigt am Beispiel des Pegels Büsum ein Histogramm der täglichen Scheitelwerte des Thw (Jahresreihe 1931/1987). Die

Klassenbreite beträgt 1 cm. Die relative Häufigkeit von Thw über 800 cm (bzw. unter 500 cm) wurden in der Darstellung bei diesem Wert zusammengefaßt; sie betragen jeweils ca.0.5%.

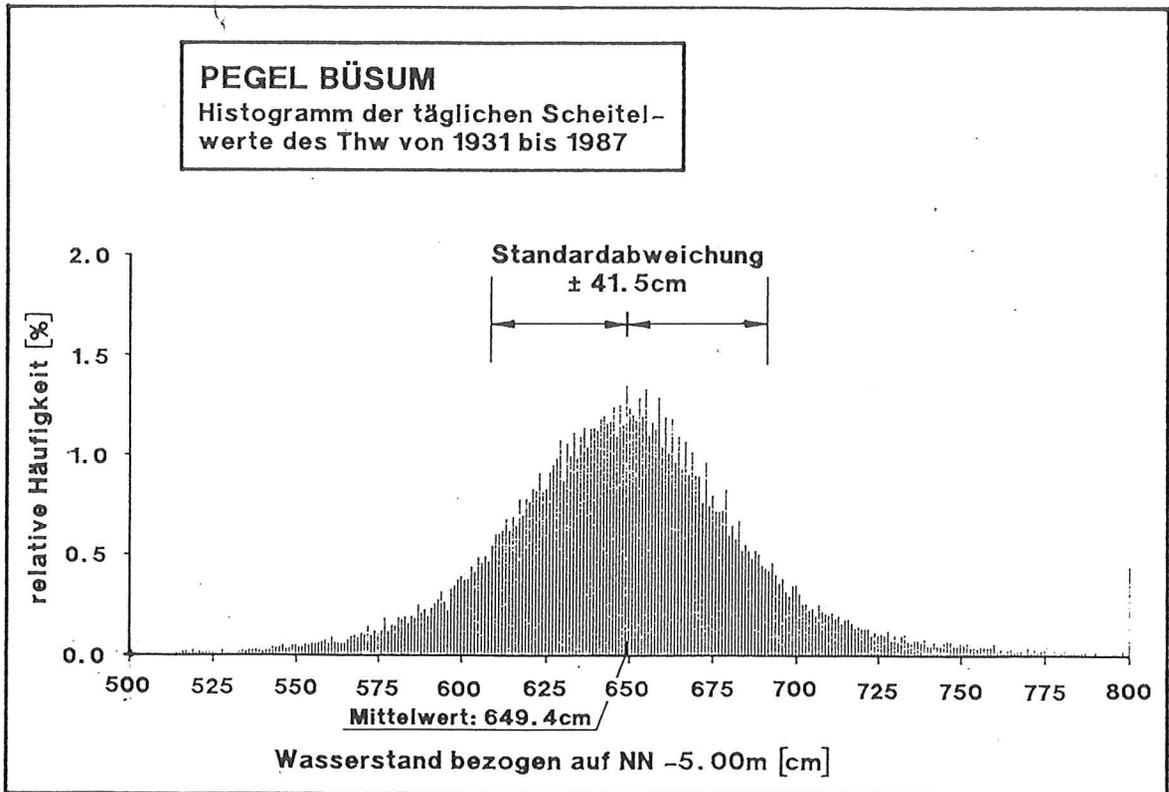


Abb. 4.2: Relative Häufigkeiten der Thw-Scheitelwerte des Pegels Büsum

Die Addition der relativen Häufigkeiten einer Häufigkeitsverteilung führt zur Summenhäufigkeit. Als Häufigkeit wird also die Anzahl n_i aller Ereignisse x_i bezeichnet, die das gleiche Merkmal (z.B. Thw-Scheitelwasserstände) in einer Stichprobe aufweist. Wird die Stichprobe durch die Grundgesamtheit ($n \rightarrow \infty$) ersetzt, geht die (empirische) Häufigkeit in die (abstrakte) Wahrscheinlichkeit über. Damit wird die Häufigkeitsverteilung zur Dichtefunktion.

Die Angabe einer Wahrscheinlichkeit läßt zwei verschiedene Definitionen zu: Die *Unterschreitungswahrscheinlichkeit* P_u gibt an, wie häufig ein Ereignis beliebiger Größe unterschritten wird. Mit $P_{\bar{u}}$ wird die *Überschreitungswahrscheinlichkeit* bezeichnet, die aussagt, wie oft ein Ereignis erreicht oder überschritten wird. Beide Wahrscheinlichkeiten addieren sich für jedes Ereignis zu 1 bzw. 100%.

Geht man (unter Beachtung der in Abschn. 4.2.1 gemachten Einschränkungen) von der Unabhängigkeit der Daten aus, ist es möglich, die Einzelwerte einer Beobachtungsreihe aus der gesamten Zeitreihe zu betrachten. Dabei wird die Struktur der zeitlichen Folge dieser Zufallsvariablen außer acht gelassen. Da es sich praktisch um äquidistante Werte handelt (705 bzw. 706 Thw-Scheitelwerte pro Jahr), wird das *Wiederkehrintervall* (oder die Wiederholungszeitspanne) T_n als durchschnittlich Zeitspanne (in Jahren) zwischen dem Eintreten von Ereignissen mit gleicher Eintrittswahrscheinlichkeit definiert.

Damit ergibt sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit zu:

$$P_{\ddot{u}} = 1/T_n$$

oder als komplementäres Ereignis mit $P_u = 1 - P_{\ddot{u}}$, die Unterschreitungswahrscheinlichkeit zu:

$$P_u = 1 - 1/T_n$$

Damit ist eine eindeutige Beziehung zwischen Wahrscheinlichkeit und Wiederkehrintervall hergestellt. Ist z.B. die Überschreitungswahrscheinlichkeit eines 100-jährigen Sturmflutwasserstandes gesucht, so ist das Ergebnis $P_{\ddot{u}} = 1/100 = 0.01$ bzw. 1%; die Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_u beträgt $1 - 1/100 = 0.99$ bzw. 99%, wenn die Datenbasis aus *jährlichen* Maxima besteht. Betrachtet man dagegen *alle* Maxima des Wasserstandes (d.h. 705 bzw. 706 Thw-Scheitelwerte pro Jahr), erhält man für P_u :
 $1 - 1/(705.5 \cdot 100) = 99.9986 \%$.

4.2.4 Zusammenhang zwischen Dichte- und Verteilungsfunktion

Das Integral der Dichtefunktion stellt die Verteilungsfunktion dar. Wenn P die Wahrscheinlichkeit dafür angibt, daß die Zufallsvariable $X < x$ ist, ergibt sich die Verteilungsfunktion $F(x)$ zu:

$$F(x) = P(X < x)$$

bzw.

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx$$

und für x_1 und x_2 folgt mit $x_2 > x_1$:

$$F(x_2) - F(x_1) = \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx$$

Für stetige Verteilungen ($-\infty < x < +\infty$) gilt:

$$F(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx = 1$$

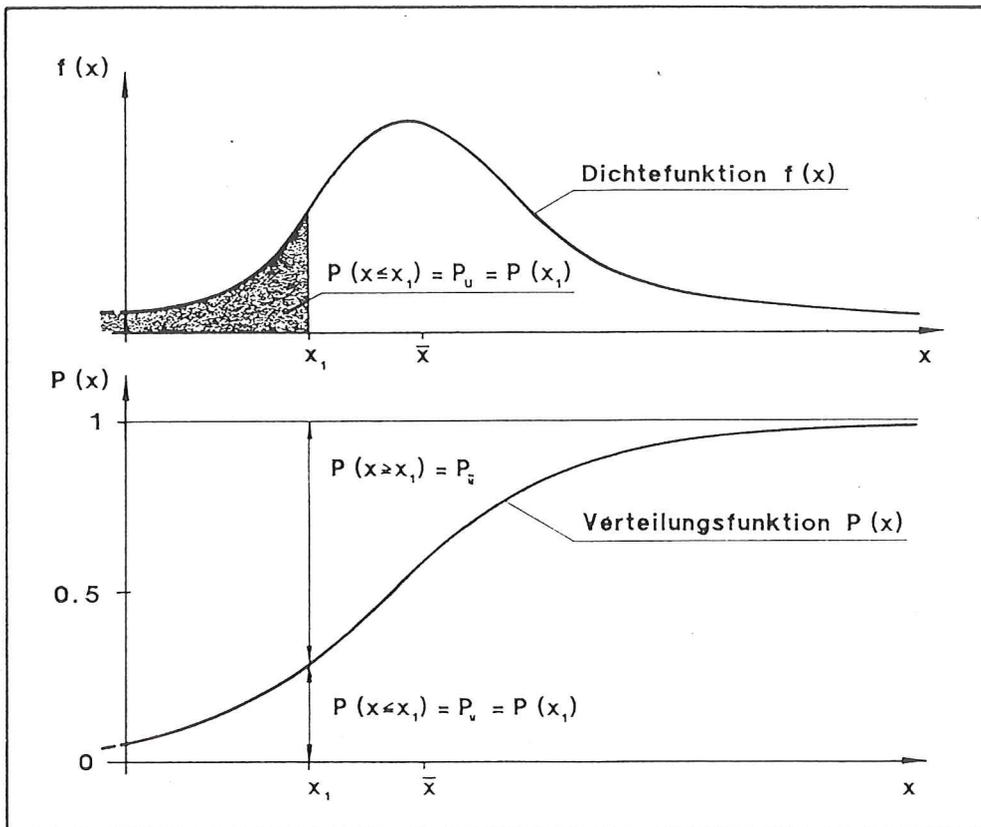


Abb. 4.3: Wahrscheinlichkeiten bei Dichte- und Verteilungsfunktionen

Die Verteilungsfunktion gibt an, mit welcher Wahrscheinlichkeit P ein bestimmtes Ereignis über- oder unterschritten wird. In Abb. 4.3 sind (im unteren Bildteil) für ein beliebiges Ereignis x_1 beide Wahrscheinlichkeiten angegeben, wobei der Ordinatenabschnitt unter der Kurve der Verteilungsfunktion der Fläche (im oberen Bildteil) zwischen Dichtefunktion und der x -Achse bis zum Wert x_1 entspricht.

4.2.5 Empirische Wahrscheinlichkeiten

Um die Güte einer gewählten Verteilungsfunktion als Anpassung an die Verteilung einer Stichprobe beurteilen zu können, bedient man sich der *empirischen Wahrscheinlichkeiten*. Diese werden jedem Ereignis zugeordnet und in einem Wahrscheinlichkeitsnetz den theoretischen Wahrscheinlichkeiten gegenübergestellt. Dazu ist es notwendig, die Meßwerte der Größe nach zu ordnen, wobei für den kleinsten Rang $m = 1$ und den größten $m = n$ ($n =$ Stichprobenumfang) gesetzt werden. Die empirische Unterschreitungswahrscheinlichkeit für die Grundgesamtheit ist gegeben durch:

$$\tilde{P}_u = \lim_{n \rightarrow \infty} (m/n)$$

Da die empirische Wahrscheinlichkeit aber grundsätzlich aus einer Stichprobe zu berechnen ist, sind die beiden extremen Werte $P = 0$ und $P = 1$ auszuschließen, denn sie sind nur für die Grundgesamtheit definiert. Die Formel für alle nachfolgend aufgeführten empirischen Wahrscheinlichkeiten:

$$P(x) = (m - c)/(n - 2c + 1)$$

mit m : Rangzahl
 n : Stichprobenumfang
 c : Konstante, unterschiedlich nach Verfasser

berücksichtigt die Forderung nach Ausschluß von $P = 0$ und 1 . Abhängig von der Konstanten c sind in der folgenden Übersicht gebräuchliche Formeln verschiedener Verfasser angegeben (vgl. z.B. CHOW, 1964).

$c = 0$	WEIBULL	$P(x) = m/(n + 1)$
$c = 0.3$	CHEGODAJEV	$P(x) = (m - 0.3)/(n + 0.4)$
$c = 0.375$	BLOM	$P(x) = (m - 0.375)/(n + 0.25)$
$c = 0.4$	YOUNG	$P(x) = (m - 0.4)/(n + 0.2)$
$c = 0.5$	HAZEN	$P(x) = (m - 0.5)/n$

Die verschiedenen Formeln wirken sich auf die Auftragung im mittleren Bereich nicht wesentlich aus. Für die Lage der äußeren Punkte spielt die Wahl der Formel jedoch eine Rolle, insbesondere bei kleinen Stichprobenumfängen. Vergleichende Untersuchungen bei der Auftragung der Thw zeigten, daß die Formel nach WEIBULL die Lage der Extremwerte am besten beschreibt (JENSEN, 1985).

Eine theoretische, mathematische Begründung für die Bevorzugung einer der Formeln kann nicht gegeben werden. Ein Nachteil bei der Zuordnung von empirischen Wahrscheinlichkeiten besteht darin, daß gleiche oder sehr dicht beieinander liegende Werte verschiedene Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden.

4.3 Beschreibung und Anwendung des Verfahrens

4.3.1 Eigenschaften der Anpassungsfunktion

Ziel der Wahrscheinlichkeitsanalyse ist es, die *täglichen* Thw-Scheitelwerte eines Pegels durch eine mathematisch definierte Anpassungsfunktion zu beschreiben, die sich der empirischen Häufigkeitsverteilung bzw. Summenhäufigkeit der Meßwerte möglichst gut anpaßt. Wie bereits erwähnt, können mit den bisher bekannten Verteilungsfunktionen Eintrittswahrscheinlichkeiten entweder für häufig wiederkehrende mittlere oder aber für seltene extreme Beobachtungswerte berechnet werden. Dabei gelangen für die Ermittlung von Wiederkehrintervallen seltener hydrologischer Ereignisse die in der DVWK-Empfehlung (Heft 101, 1976) angegebenen Verteilungsfunktionen zur Anwendung. Darin wird empfohlen, für die Ermittlung von Wiederkehrintervallen jeweils mehrere Funktionen auf ihre Anpassungsgüte hin zu überprüfen, um anschließend die am besten geeignete auswählen zu können.

Da die Anwendung dieser für hydrologische Fragestellungen gebräuchlichen Verteilungsfunktionen (vgl. Abschn. 4.1) bei Tageswerten nicht zu befriedigenden Ergebnissen führt, wurde ein Verfahren entwickelt, das folgende Forderungen erfüllt:

- gute Repräsentanz aller gemessenen Thw-Scheitelwerte einschließlich der Sturmflutwasserstände
- geringe mittlere Abweichung zwischen den gemessenen Werten und der Anpassungsfunktion über den gesamten Bereich
- die Möglichkeit der Optimierung unter Berücksichtigung der charakteristischen Eigenschaften der Zeitreihe

- Anwendung nur einer Funktion auf Tageswertreihen verschiedener Pegel
- Berechnung von nur zwei Parametern zur Bestimmung der Verteilungsfunktion

Bei diesem Verfahren (die Anpassungsfunktion wird im folgenden als "KFKI- μ -Verteilung" bezeichnet) wird zunächst für jeden Meßwert die empirische Wahrscheinlichkeit nach WEIBULL (vgl. Abschnitt 4.2.5) ermittelt. Anschließend werden die einzelnen Meßwerte entsprechend ihrer Wahrscheinlichkeit in ein Gitternetz eingetragen, dessen Abszisse *logarithmisch* und dessen Ordinate nach dem Integral der Gauß'schen Verteilung geteilt ist.

Auf der Abszisse werden die Thw in cm, auf der Ordinate deren Unterschreitungswahrscheinlichkeiten in Prozent aufgetragen. Ausgehend vom geometrischen Mittel der Thw und der 50%-Linie der y-Achse, deren Schnittpunkt den Nullpunkt eines Koordinatensystems $x'-y'$ definiert, folgen die beobachteten Werte sehr genau einem Kurvenzug, der durch die Funktion:

$$y' = \operatorname{arsinh} x' = \ln[x' + \sqrt{x'^2 + 1}]$$

beschrieben wird.

Abhängig von der untersuchten Zeitreihe und dem jeweiligen Pegel ist das Koordinatensystem $x'-y'$ gegenüber dem ursprünglichen System um den Winkel μ gedreht.

Die Abb. 4.4 zeigt im oberen Teil die Dichtefunktion der KFKI- μ -Verteilung im Vergleich zur log. Normalverteilung. Der Kurvenverlauf der Dichtefunktion verdeutlicht, daß im Bereich des Mittelwertes (etwa \pm Standardabweichung σ) eine höhere Dichte angenommen wird, als bei der log. Normalverteilung (positiver *Exzess*). Anders ausgedrückt bedeutet dies: Hochwasserstände in der Größenordnung des Mittelwertes \pm 34% treten häufiger ein, die Thw mit größerer Abweichung zum Mittelwert dagegen seltener, als nach der log. Normalverteilung geschätzt.

Der S-förmige Kurvenzug des mittleren Abbildungsteils stellt die zugehörigen Verteilungsfunktionen als Integral der Dichtefunktio-

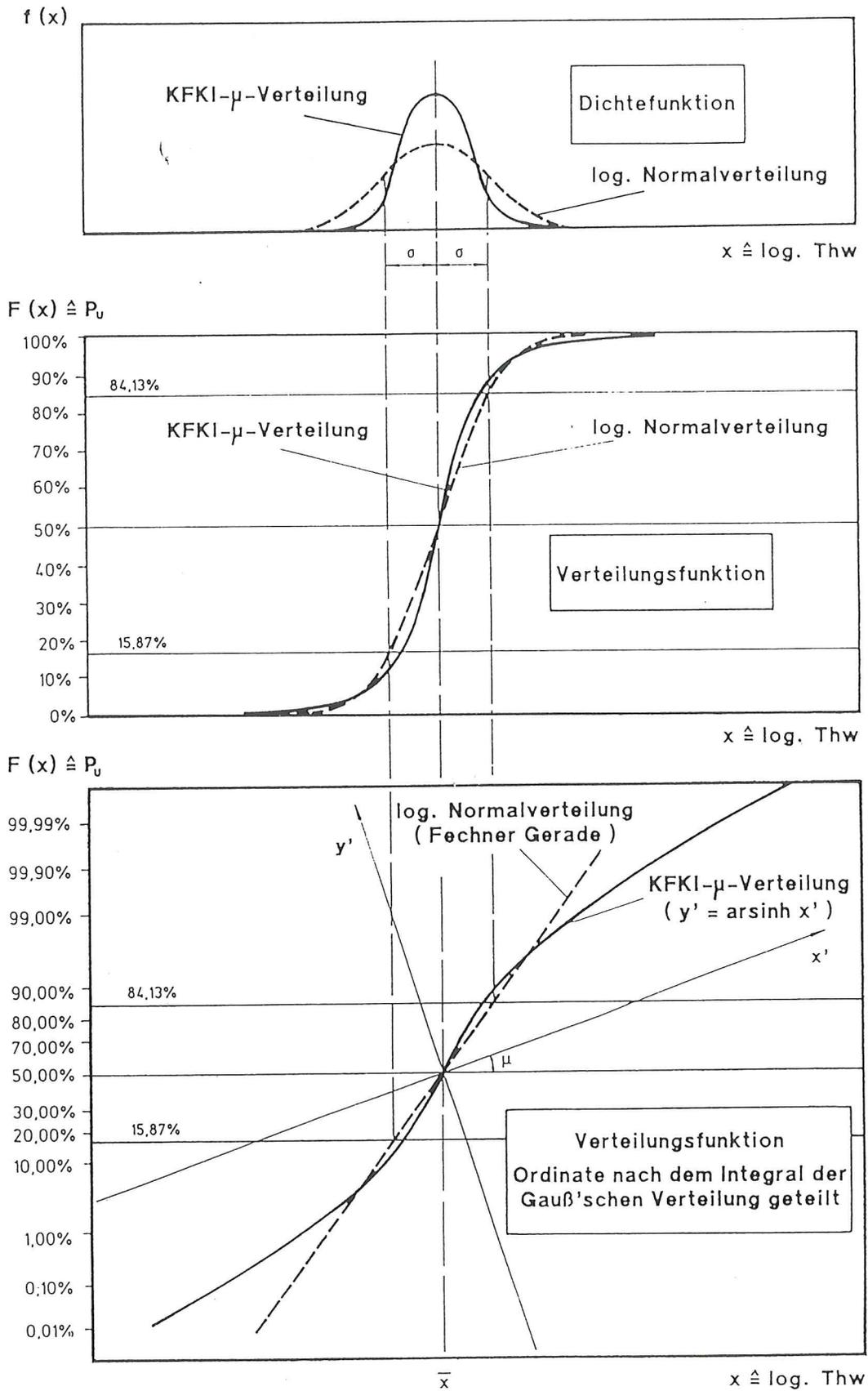


Abb. 4.4: Dichte- und Verteilungsfunktion der log. Normalverteilung und der KFKI- μ -Verteilung

nen dar. Auf der logarithmisch geteilten Abszisse sind wie im oberen Teil der Abb. die Thw, auf der Ordinate die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten P_u in % linear aufgetragen. Im Gegensatz zur log. Normalverteilung weist die KFKI- μ -Verteilung im mittleren Bereich eine stärkere Steigung auf. Für Unterschreitungswahrscheinlichkeiten oberhalb von $\approx 95\%$ (bzw. unterhalb von $\approx 5\%$) schmiegt sich die Funktion flacher der 100%-Achse (bzw. 0%-Achse) an.

Teilt man die y-Achse nach dem Integral der Gauß'schen Verteilung (vgl. Abb. 4.4, unterer Teil), d.h. die Ordinatenkala wird entsprechend verzerrt, erhält man als Darstellung der log. Normalverteilung eine Gerade (*Fechner Gerade*). Bei dieser Art der Auftragung ist die KFKI- μ -Verteilung als $y' = \text{arsinh } x'$ definiert, wobei die Achsen dieses gedrehten Koordinatensystems linear geteilt sind. Wegen der unterschiedlichen Achsenteilungen der beiden Koordinatensysteme x-y und x'-y' sind die Zuordnungen nicht linear.

Im Gegensatz zur Normalverteilung, die mathematisch von $-\infty$ bis $+\infty$ definiert ist, sind durch die Logarithmierung der x-Achse bei beiden Funktionen nur positive Werte definiert. Bei der Anwendung auf Naturereignisse ist beidseitig eine Begrenzung auf einen physikalisch sinnvollen Bereich vorzunehmen.

Ebenso wie die log. Normalverteilung mit einer Schiefe von $C_s = C_v^3 + 3C_v$ besitzt auch die KFKI- μ -Verteilung eine stets positive Schiefe (vgl. Abschn. 4.2.2).

4.3.2 Güte der Anpassung

Der Drehwinkel μ kann in 0.1° -Schritten so optimiert werden, daß der *mittlere Fehler* der obersten Werte zu einem Minimum wird. Als Kriterium für die Anpassungsgüte dieser Funktion an die gemessenen Einzelwerte einer Zeitreihe wird für jedes Thw die Abweichung zum theoretischen Wert (berechnet nach der Verteilungsfunktion) ermittelt und daraus nach der Formel:

$$F_M = \sqrt{1/(n-1) \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - X_i)^2}$$

mit F_M : mittlerer Fehler
 x_i : beobachteter Merkmalswert
 X_i : theoretischer Merkmalswert
 n : Anzahl der Stichprobenelemente

der mittlere Fehler ausgegeben (JENSEN, 1985). Die Gleichung entspricht der Formel für die Standardabweichung, nur wird statt des arithmetischen Mittels der theoretische Merkmalswert eingesetzt.

Einen Vergleich der nach den empirischen Wahrscheinlichkeiten aufgetragenen gemessenen Thw und der KFKI- μ -Verteilung zeigt die Abb. 4.5 am Beispiel der Tageswertreihe 1890/1987 des Pegels Cuxhaven. Dabei ist eine recht gute Übereinstimmung zwischen theoretischer Funktion und gemessenen Werten festzustellen. Dies gilt insbesondere auch für extreme Sturmflutwasserstände. So weicht der gemessene Maximalwasserstand der Sturmflut vom 3. Januar 1976 (HHThw = 1010 cm, bezogen auf NN -5.00 m; beschickt: 1016 cm) am Pegel Cuxhaven nur wenige cm vom berechneten Wert (1012 cm bzw. beschickt: 1023 cm) ab. Entsprechendes gilt auch den Sturmflutwasserstand vom 16. Februar 1962.

Die Berechnung des mittleren Fehlers bestätigt die in Abb. 4.5 erkennbare gute Übereinstimmung. Dieser beträgt ca. 2 cm bezogen auf alle (69162) Thw; betrachtet man dagegen nur die Extremwerte der Zeitreihe, z.B. die 2% höchsten Thw vergrößert sich der mittlere Fehler zwar um etwa 1 cm, ist aber mit weniger als 3 cm immer noch sehr gering.

Zur Beurteilung der Anpassungsgüte nach dem Kriterium des mittleren Fehlers wurden alle in diesem Projekt bearbeiteten Einzelwertreihen untersucht. Dazu wurde der mittlere Fehler auf die jeweils längste (lückenlos vorhandene) Einzelwertreihe (vgl. Abschn. 2, Tab. 2.1) bezogen. Die Ergebnisse schwanken zwischen $F_M = 1.4$ cm für den Pegel Wittdün und $F_M = 3.0$ cm für den Pegel Wilhelmshaven (F_M aller untersuchten Pegel im Mittel: 1.96 cm). Werden die entsprechenden Abweichungen für die jeweils 2% höchsten Thw berechnet, so beträgt die Spannweite $F_M = 2.0$ cm (Pegel Borkum) bis $F_M = 5.3$ cm (Pegel Emden); der Mittelwert für alle Pegel liegt bei $F_M = 3.7$ cm.

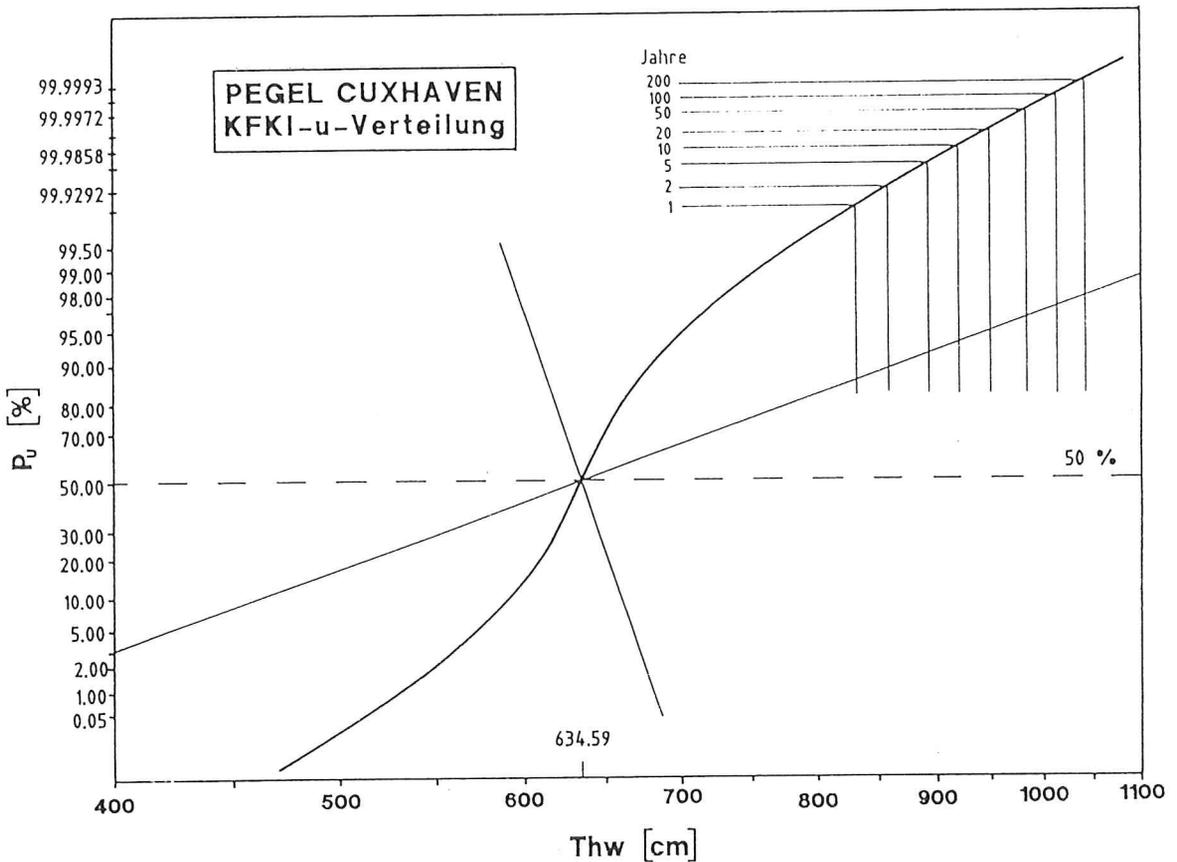
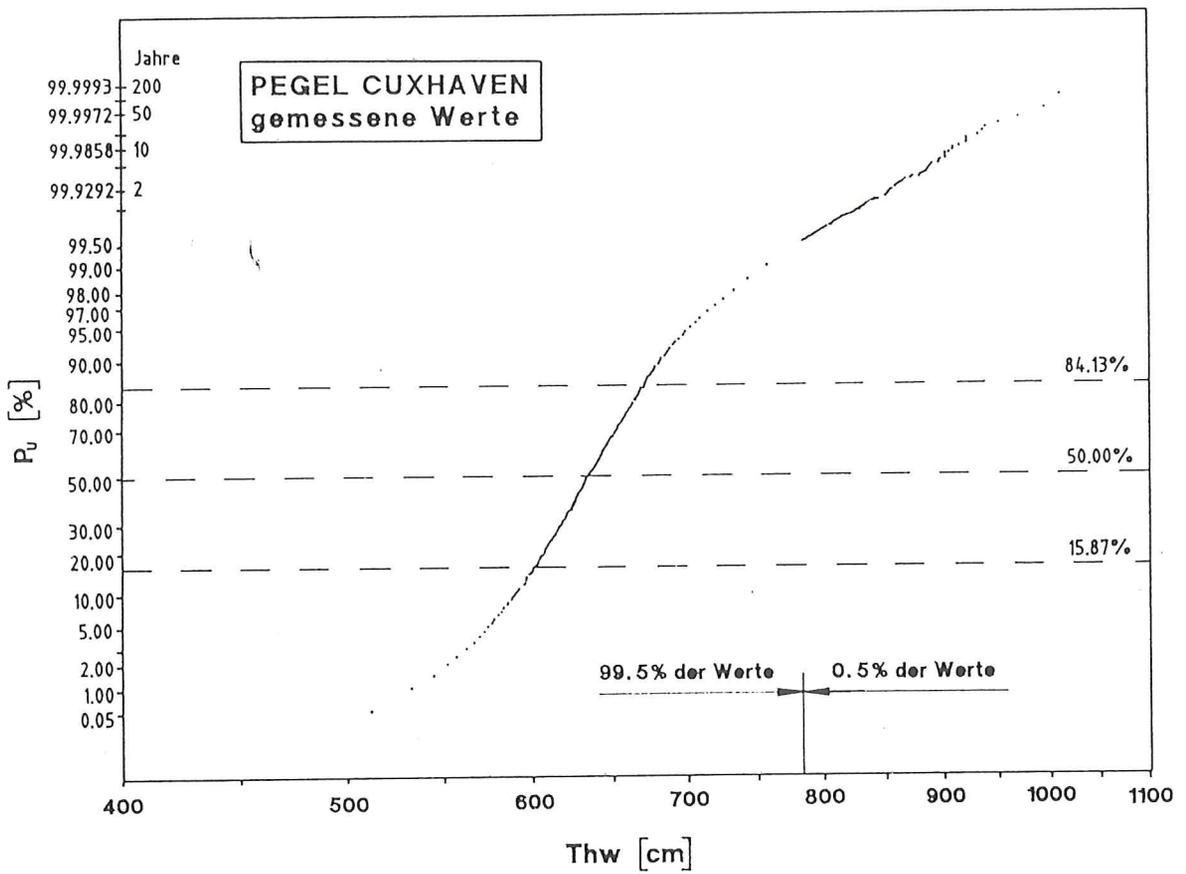


Abb. 4.5: Gemessene Thw (Punkte) und KFKI- μ -Verteilung (durchgezogene Linie) des Pegels Cuxhaven 1890 bis 1987

4.4 Ermittlung von Hochwasserscheitelwerten mit bestimmten Wiederkehrintervallen

Die Beschreibung aller Thw-Scheitelwerte eines Pegelstandortes mit Hilfe einer Anpassungsfunktion erlaubt eine Zuordnung eines bestimmten Thw zu einem Wiederkehrintervall. Damit wird es auch möglich, Extremereignisse bei Sturmfluten statistisch einzuordnen und für größere Wiederkehrintervalle (z.B. 100 oder 200 Jahre) Thw-Scheitelhöhen anzugeben.

Zur Berechnung und Anwendung der KFKI- μ -Verteilung auf Thw-Scheitelwerte werden neben den statistischen Parametern P_u auch der Drehwinkel μ des $x'-y'$ Koordinatensystems bestimmt. Damit ist die Lage der Verteilungsfunktion in einem Wahrscheinlichkeitsnetz eindeutig festgelegt. Über die Beziehung:

$$P_u = 1 - 1/T = m/(n+1)$$

bzw.

$$T = 1/(1 - P_u) = 1/\{1 - [m/(n+1)]\}$$

besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Unterschreitungswahrscheinlichkeit und Wiederkehrintervall. So können mit Hilfe der Verteilungsfunktion Scheitelwasserstände für verschiedene Wiederkehrintervalle berechnet werden.

Um die Vergleichbarkeit aller in die Berechnung aufgenommenen Thw sicherzustellen, wurden die Werte auf das Jahr 2000 beschickt, wo bei ein mittlerer linearer Trend, von 20 cm/100 Jahre zugrunde gelegt wurde (vgl. FÜHRBÖTER, 1976).

Die Berechnungen zur Ermittlung von Extremwasserständen mit bestimmten wiederkehrintervallen mit der KFKI- μ -Verteilung können nach verschiedenen Kriterien zur Optimierung der Anpassungsfunktion durchgeführt werden. In einer ersten Näherung sind die Ergebnisse einer Berechnung von Sturmflutwasserständen für Wiederkehrintervalle von 50, 100 und 200 Jahren auf der Basis der 2% höchsten Thw-Werte in Tab 4.1 zusammengestellt. Grundlage dieser Berechnungen bilden die jeweils längsten lückenlos vorhandenen Zeitreihen. Die Thw sind unabhängig vom jeweiligen PNP einheitlich auf NN -5.00 m bezogen.

Pegel	Jahres- reihe	Sturmflutwasserstand [cm] für ein Wiederkehrintervall von n Jahren		
		n = 50	n = 100	n = 200
Borkum	1935-86	886	907	929
Norderney	1935-86	914	936	959
Emden	1953-86	1002	1032	1061
Helgoland	1953-86	875	895	915
LT Alte Weser	1935-86	918	940	962
Wilhelmshaven	1935-86	998	1023	1049
Cuxhaven	1890-86	998	1026	1054
Büsum	1953-86	1019	1048	1077
Husum	1953-86	1072	1106	1141
Wittdün	1953-86	927	952	976
Dagebüll	1953-86	990	1020	1049
List	1953-86	905	931	958

Tabelle 4.1: Sturmflutwasserstände berechnet nach der KFKI- μ -Verteilung für Wiederkehrintervalle von 50, 100 und 200 Jahren

Die Berechnungen der Sturmflutscheitel sind abhängig von der Beobachtungsreihe, für die die Parameter der Anpassungsfunktion bestimmt wurden. Da die Beschickung mit Hilfe eines linearen Trends vorgenommen wurde, wirken sich Änderungen des Trends signifikant auf das Ergebnis einer Extrapolation aus.

4.4.1 Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen

Um Veränderungen der Thw bestimmter Wiederkehrintervalle zu untersuchen, wurde ein Zeitfenster von 56 Jahren (ca. 3-fache Länge der Nodaltide) gewählt.

In Abb. 4.6 sind die entsprechend Abschnitt 4.4 errechneten trendbereinigten Scheitelwasserstände des Pegels Cuxhaven mit Wiederkehrintervallen zwischen 10 und 200 Jahren als Zeitfunktion dargestellt (Verfahren: "Vergeßlicher Chronist" FÜHRBÖTER, 1976) Die Auswertungen mit einem Zeitfenster von N=56 Jahren entsprechen den bei Führeböter (1976) und Jensen (1985) durchgeführten Untersuchungen (vgl. auch FÜHRBÖTER et al., 1988).

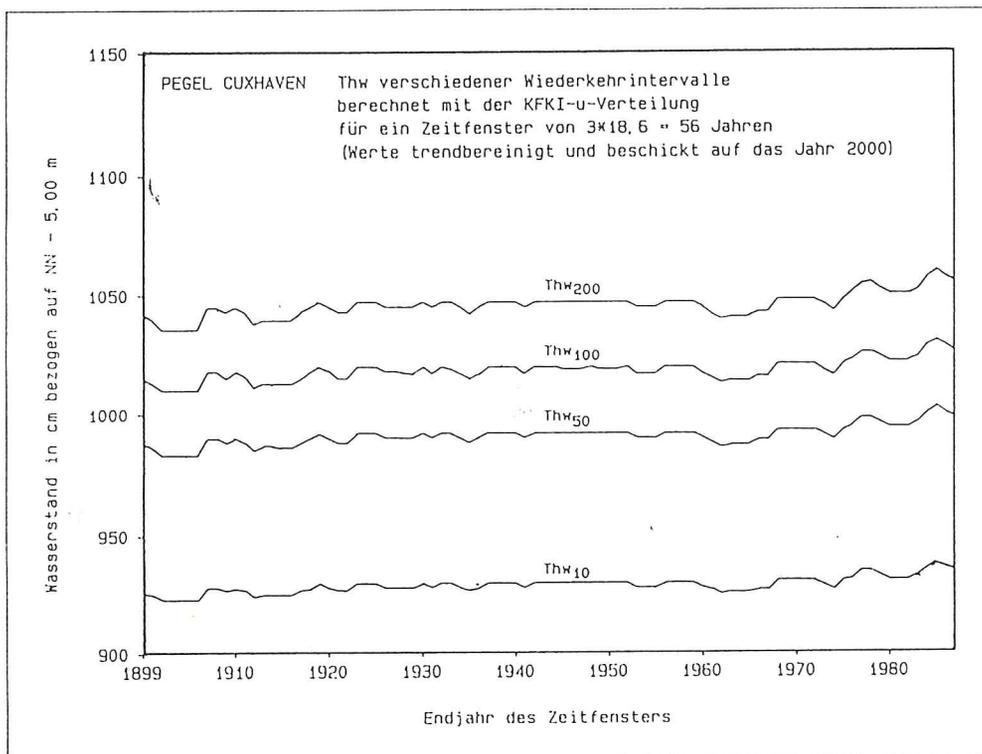


Abb. 4.6: Scheitelwasserstände des Pegels Cuxhaven (trendbereinigt und beschickt) mit Wiederkehrintervallen zwischen 10 und 200 Jahren

Die jeweils errechneten Werte sind im jeweiligen Endjahr aufgetragen. Deutlich zu erkennen sind größere Schwankungen bis zum Jahr 1925. Darauf folgt bis 1960 eine Periode geringer Veränderungen. Seit 1960 haben die Kurven jedoch einen geänderten Verlauf. Erstens ist wieder eine Zunahme der Variabilität zu verzeichnen, d.h. die Thw bestimmter Wiederkehrintervalle sind größeren Schwankungen unterworfen. Zweitens ist ein Anstieg zu erkennen, der auf einen geänderten Trend schließen läßt. So wird bei einem Zeitfenster bis 1984 für das Thw₁₀₀ ein um 10 cm höherer Wert berechnet. Diese Ergebnisse bestätigen die bereits bei früheren Untersuchungen (Trendberechnungen, Schwingungs- und Frequenzanalysen) festgestellten Besonderheiten in den letzten Jahrzehnten (s. FÜHRBÖTER 1976, JENSEN 1985).

4.5 Bewertung des Verfahrens

Auf der Basis aufgearbeiteter Einzelwertzeitreihen der *täglichen* Tidehochwasserscheitel wurde eine Anpassungsfunktion abgeleitet. Diese Funktion (KFKI- μ -Verteilung) ermöglicht, durch Optimierungsrechnungen *alle* gemessenen Thw-Scheitelwerte eines Pegels

durch eine mathematisch definierte Verteilungsfunktion zu beschreiben.

Mit Hilfe dieser Anpassungsfunktion können dann Extrapolationen durchgeführt und so z.B. Sturmflutscheitelwasserstände mit bestimmten Wiederkehrintervallen abgeschätzt werden. Die Untersuchungen zur Ermittlung von Bemessungsereignissen auf der Basis der KFKI- μ -Verteilung sind noch nicht abgeschlossen; weitergehende Untersuchungen sind vorgesehen.

Der Vorteil der Berechnung auf der Grundlage aller (verfügbaren) Thw liegt in der größeren Datenbasis im Vergleich zu jährlichen oder partiellen Zeitreihen, bei denen nach bestimmten Kriterien Maximalwerte ausgewählt werden. Da sich bei einer Auswahl von Daten keine allgemeingültigen Kriterien festlegen lassen, welche Werte in ein Kollektiv aufgenommen werden sollten, kann diese Entscheidung nur subjektiv gefällt werden. Jede Auswahl hat unmittelbaren Einfluß auf den Stichprobenumfang und damit auf die daraus berechneten statistischen Parameter.

Für die Arbeiten im Rahmen der Projektgruppe war das wesentliche Ziel mit Hilfe einer geeigneten Anpassungsfunktion Lücken in den Beobachtungsreihen zu schließen. Mit Hilfe der vorgestellten KFKI- μ -Verteilung wurde das Schließen von Lücken in Pegelzeitreihen vorgenommen (s. Abschn. 5).

5. Schließen von Datenlücken in Wasserstandszeitreihen

Entsprechend Abschnitt 4 ist vorgesehen, die Untersuchungen zum Schließen von Datenlücken in Wasserstandszeitreihen gesondert zu veröffentlichen.

5.1 Vorbemerkungen

Insbesondere bei länger zurückreichenden Pegelaufzeichnungen sind in den Meßwertreihen mehr oder weniger große Lücken vorhanden. Die Ursachen für lückenhafte Aufzeichnungen können sein:

- Technische Defekte bzw. Reparatur des Pegels, der Übertragungseinrichtung oder des Registriergerätes
- Außerbetriebnahme wegen Baumaßnahmen im unmittelbaren Bereich des Pegels oder
- Vereisung des Schwimmerschachtes und/oder Zulaufrohres

Für Zeiträume während bzw. nach dem 1. und 2. Weltkrieg existieren für einige Pegel keinerlei Unterlagen, da sie verloren gingen oder Pegelbeobachtungen nicht durchgeführt werden konnten. So wurden z.B. am Pegel Helgoland zwischen 1945 und 1952 keine Wasserstände registriert bzw. sind nicht auffindbar (ROHDE, 1990).

Da es für die weitere statistische Bearbeitung und Analyse der Zeitreihen notwendig ist, lückenlose Eingangsdaten zu verwenden, wurde der Versuch unternommen, nicht aufgezeichnete Wasserstände durch berechnete zu ergänzen. Viele Analyseverfahren können nur bei einer Datenbasis äquidistanter Werte angewandt werden. So sind für z.B. für die Fast-Fourier-Transformation lückenlose Einzelwertreihen eine notwendige Voraussetzung für die Auswertung.

Eine entsprechende Empfehlung bzw. Richtlinie für das Vorgehen bei der Ermittlung fehlender Meßwerte existiert bislang noch nicht. Einige Interpolations- und Regressionsmethoden sind bei VAN DER MADE (1988) aufgeführt. Einflüsse von Lücken auf gefilterte Zeitreihen werden bei LAUKART (1981) beschrieben.

Eine Möglichkeit lückenhafte Zeitreihen zu ergänzen, besteht grundsätzlich darin, Nachbarpegel als Bezugspegel auszuwählen, deren Aufzeichnungen mit denen des lückenhaften Pegel gut korrelieren; anschließend wird eine Beziehung aufgestellt, nach der die Daten des Bezugspegels umgerechnet werden können. Bereits die Definition "Nachbarpegel" erweist sich dabei als äußerst problematisch, da es sich bei der bisherigen Datenanalyse gezeigt hat,

daß selbst die Aufzeichnungen von relativ dicht beieinanderliegenden Pegeln (wie z.B. Borkum Südstrand und Borkum Fischerbalje oder Lt. Roter Sand und Lt. Alte Weser) unterschiedlich große Abweichungen aufweisen.

Bei weiter voneinander entfernt liegenden Standorten ist dies in verstärktem Maße festzustellen. Die Gründe dafür liegen zum einen in den unterschiedlichen Eintrittszeiten der Tidescheitelwerte zweier Pegel (Eintrittszeitdifferenzen der Thw u. Tnw), zum anderen spielen die topographischen Randbedingungen (Gewässersohle u. Ufer) sowie die meteorologischen Parameter (Windrichtung, -stärke u. -dauer) eine entscheidende Rolle. Astronomisch bedingte Perioden (z.B. die halbmonatliche Ungleichheit von Spring- u. Nipptide oder der Jahresgang) können darüberhinaus zwischen benachbarten Pegeln zu periodisch veränderten Höhen- und Zeitdifferenzen führen.

Bei Pegeln an Tideästuaren sind Oberwasserzuflüsse insbesondere im Niedrigwasserbereich von Bedeutung. Unterschiedlich starke Vereisung in den Wintermonaten verändern den Querschnitt und die Rauigkeit und beeinflussen damit Laufzeiten und Scheitelhöhen und somit die Beziehung benachbarter Pegel.

Schon diese kurze Aufstellung läßt erkennen, daß es nicht möglich sein wird, eine feste Beziehung zwischen benachbarten Pegeln über einen längeren Zeitraum hinweg aufzustellen und so lückenhafte Zeitreihen zu ergänzen. Um dennoch zu praktischen Ergebnissen zu gelangen, wurden mögliche Methoden zur Lückenschließung in Tide-dateien getestet.

5.2 Ergänzung fehlender Wasserstände

5.2.1 Vorgehensweise

Ein erster Schritt ist die Erfassung und Zusammenstellung der Zeiträume mit lückenhaften Aufzeichnungen. Es zeigt sich dabei, daß die Größe der Lücken von einem bis zu mehreren hundert Tidescheitelwasserständen reicht. Ein einheitliches Verfahren zum Schließen der Meßwertlücken erscheint aus diesem Grunde nicht sinnvoll. Die Lücken sollten vielmehr in verschiedene Kategorien eingeteilt und in Abhängigkeit von der Länge des fehlenden Zeitraumes mit interpolierten oder abgeleiteten Daten aufgefüllt werden.

Anschließend werden Bezugspegel ausgewählt, deren Aufzeichnungen mit denen des lückenhaften Pegels gut korrelieren. Ein Maß für die Güte der linearen Beziehung ist der Korrelationskoeffizient (r), der durch lineare Regression zweier Tageswertreihen berechnet wird. Bei Werten für r größer als 0.95 liegt eine gute Übereinstimmung vor, ab $r = 0.99$ korrelieren die Daten sehr gut. Speziell für diese Aufgabenstellung wurde ein Verfahren entwickelt, mit dem lückenhafte Tageswertreihen bearbeitet werden können. Um entsprechende Wasserstände, die innerhalb derselben Tide eingetreten sind, einander zuzuordnen, werden Datum und Eintrittszeit jedes Thw bzw. Tnw miteinander verglichen.

5.2.2 Verfahren

5.2.2.1 Lineare Interpolation

Fehlt in einem längeren Zeitabschnitt nur ein einzelner Wert, so kann diese Lücke durch lineare Interpolation geschlossen werden. Rechnungen mit künstlich erzeugten Lücken zeigen, daß bei der Anwendung dieser einfachen Art der Lückenschließung die Abweichung zum gemessenen Wert im Mittel nicht größer ist, als bei aufwendigeren Verfahren. Die statistischen Parameter werden dadurch nicht oder nur unwesentlich verändert.

Wegen der starken Streuung der Tidescheitelwerte (die Standardabweichung s_x beträgt bei den untersuchten Zeitreihen 35 bis 45 cm), sind lineare Interpolationen bei Lücken von mehreren Tagen nicht zu empfehlen. Da Periodizitäten nicht berücksichtigt werden können, scheidet dieses Verfahren für das Schließen größerer Lücken aus.

5.2.2.2 Lineare Regression

Mit Hilfe von Regressionsgeraden lassen sich neben einzelnen Fehlwerten auch größere Lücken ergänzen. Von Ausnahmen abgesehen sollte nur je eine Regressionsbeziehung für Thw und Tnw für die Berechnung herangezogen werden. Zeigen sich jedoch im Bereich sehr hoher und/oder sehr niedriger Wasserstände stärkere Abweichungen von der ermittelten Regressionsgeraden, können in Abhängigkeit von der Höhe des Wasserstandes auch unterschiedliche Beziehungen aufgestellt werden.

Genauere Ergebnisse können mit höhenbezogenen Regressionen z.B für den unteren, mittleren und oberen Höhenbereich erwartet werden. Bei der Ermittlung der einzelnen Regressionsbeziehungen ist zu beachten, daß beim Übergang von einem zum anderen Bereich Sprünge zu vermeiden sind. Die Ursache für mögliche Sprünge ist die unterschiedliche Lage der Bereichsgrenze und dem Schnittpunkt der zugehörigen Regressionsgeraden. Durch ein Verschieben der Bereichsgrenzen und anschließende Neuberechnung der Regressionsbeziehung kann das Problem iterativ gelöst werden. Der größere Rechenaufwand bei diesem Verfahren führt jedoch nicht unbedingt zu besseren Resultaten, da die Werte häufig stark streuen.

Die Länge des Zeitraumes, für den eine Regressionsbeziehung aufgestellt wird, richtet sich nach der Größe der Lücke, wobei Periodizitäten zu berücksichtigen sind. Bei relativ kurzen Ausfallzeiten kann sich der Berechnungszeitraum auf ca. 14 Tage vor und nach der Lücke beschränken. Dabei ist die Zeitdauer so zu wählen, daß die halbmonatliche Ungleichheit (ca. 60 Werte) berücksichtigt wird. Bei größeren Lücken können sich die Berechnungszeiträume auf ein Abflußjahr erstrecken. Bei der Aufstellung von Regressionsbeziehungen über noch größere Zeiträume ist zu prüfen, ob sich die Abhängigkeiten über die Zeit verändert haben. Dies ist notwendig, da selbst bei benachbarten Pegeln signifikant unterschiedliche Säkularrends ermittelt werden (vgl. Abschn. 3), was Auswirkungen auf den linearen Zusammenhang zweier Zeitreihen hat.

5.2.2.3 Lückenschließung mit gefilterten Werten

Für das Schließen von größeren Lücken bis zu mehreren hundert Werten oder sogar einigen Jahren wurde im Rahmen dieses Projektes ein Verfahren entwickelt, das die Daten eines oder mehrerer Bezugspegel mit geeigneten Perioden filtert. Als geeignete Methode wird die Filterung mit dem Verfahren nach *Butterworth* (vgl. STEARNS, 1987) herangezogen. Um die gefilterten Werte des Bezugspegels höhenmäßig an den Lückenpegel anzupassen, wird für den betreffenden Zeitraum die mittlere Differenz zwischen beiden Wasserstandszeitreihen gebildet. Anschließend werden die Lücken mit den gefilterten und in der Höhe angepaßten Daten geschlossen. Dieses Verfahren eignet sich gleichermaßen für größere Lücken innerhalb der Thw- und Tnw-Zeitreihen.

Ausgehend von der Überlegung, daß bei der Analyse langfristiger Veränderungen im Tidegeschehen kurzfristige stochastische Einflüsse auf die Scheitelwasserstände, die sich als *Rauschen* den

längeren Schwingungen überlagern, nicht von entscheidender Bedeutung sind, wird bewußt darauf verzichtet, diese irreguläre, zufällige Komponente (Residuen) zu berücksichtigen. Vorher sind die Daten des Bezugspegels dahingehend zu überprüfen, ob sprunghafte Veränderungen stattgefunden haben, etwa durch Ausbaumaßnahmen, Eindeichungen, Wechsel des Pegelstandortes o.ä. oder andere Besonderheiten längerfristige Veränderungen bewirkt haben. Diese Überprüfung kann mit Hilfe des Doppelsummenlinienverfahrens oder dem Test nach *Cochran* (vgl. SACHS, 1974) durchgeführt werden. Nur wenn sich während des in Frage kommenden Zeitraumes derartige Störungen in der Zeitreihe des Bezugspegels ausschließen lassen, kann dieser für die Lückenschließung herangezogen werden.

Bei der weiteren Bearbeitung von Zeitreihen, deren Lücken mit gefilterten Daten aufgefüllt wurden, ist zu beachten, daß sich die statistischen Parameter ändern. So wird durch die in diesem Abschnitt beschriebene Methode der Lückenschließung zwangsläufig die Größe der Varianz bzw. die Standardabweichung verringert.

Beispielhaft wird im folgenden gezeigt, wie das Verfahren anzuwenden ist. Zu diesem Zweck wird zunächst innerhalb einer vollständigen Datenreihe eine größere Lücke künstlich erzeugt, die anschließend mit gefilterten und höhenmäßig angepaßten Werten geschlossen wird. Die Güte des Ergebnisses kann anhand einer Darstellung beurteilt werden, die sowohl die berechneten, als auch die gemessenen und anschließend gefilterten Wasserstandsdaten wiedergibt.

Für das nachfolgende Beispiel wurde der Pegel *Büsum* ausgewählt. Innerhalb der vollständigen Zeitreihe (Thw-Scheitelwerte der Abflußjahre 1952 - 1986) wird willkürlich eine Lücke von 10 Jahren zwischen dem 1.11.1960 und dem 31.10.1970 durch Herausnahme aller Thw in diesem Zeitraum geschaffen. Danach werden die Thw der Nachbarpegel Husum, Helgoland und Cuxhaven mit denen des Pegels *Büsum* korreliert. Mit Hilfe linearer Regressionen mit Tageswerten über jeweils ein Jahr (insgesamt je 8 Jahre vor und nach der Lücke) werden die Korrelationskoeffizienten berechnet. Da die Werte von Cuxhaven mit denen von *Büsum* mit Korrelationskoeffizienten von $r = 0.99$ einen sehr straffen Zusammenhang zeigen, wird Cuxhaven als Bezugspegel gewählt.

Anschließend wird die Tageswertreihe des Bezugspegels mit einer Periode von 1024 tiefpaßgefiltert. Diese Periode (sie entspricht ca. 1.5 Jahren) wurde gewählt, um auch die Jahresschwingung weitgehend zu eliminieren und so längere Perioden deutlich sichtbar

werden zu lassen. Je nach Zielsetzung bei der weiteren Bearbeitung der Zeitreihen und abhängig von der Länge der Lücke kann die Periode beliebig bestimmt werden. Unter Berücksichtigung der Höhendifferenz der gemittelten Thw kann die Lücke anschließend mit den gefilterten Werten geschlossen werden.

Abb. 5.1 zeigt die gefilterte Zeitreihe (1952 - 1986) der Thw des Pegels Büsum mit der künstlich erzeugten Lücke. In Abb. 5.2 sind die über den Bezugspegel Cuxhaven gerechneten und höhenmäßig korrigierten Thw dargestellt. In Abb. 5.3 sind die gefilterten Hochwasserstände zusammen mit den berechneten gezeichnet. Die gute Übereinstimmung ist nicht nur an den Übergängen von den gemessenen zu den gerechneten Werten sondern auch innerhalb des gesamten Zeitraumes von zehn Jahren zu erkennen.

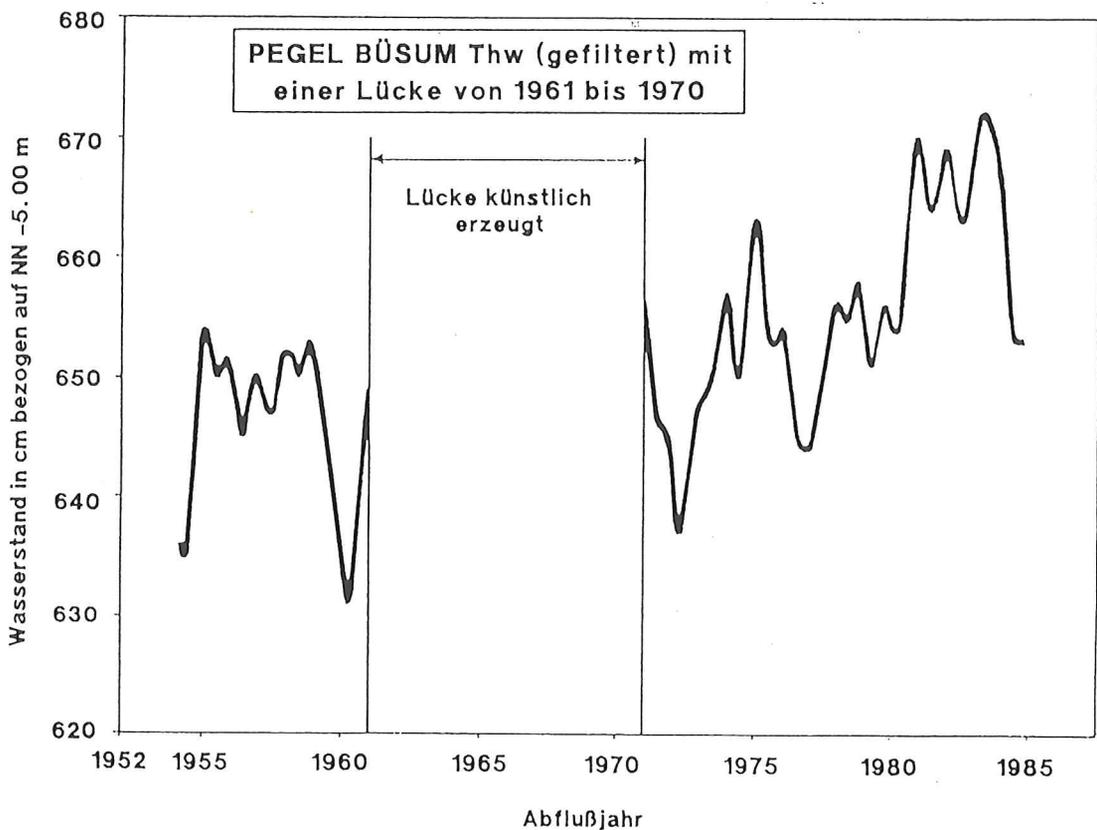


Abb. 5.1: Thw (gefilterte Werte) des Pegels Büsum von 1952 bis 1986 mit einer Lücke von 10 Jahren (1961 - 1970)

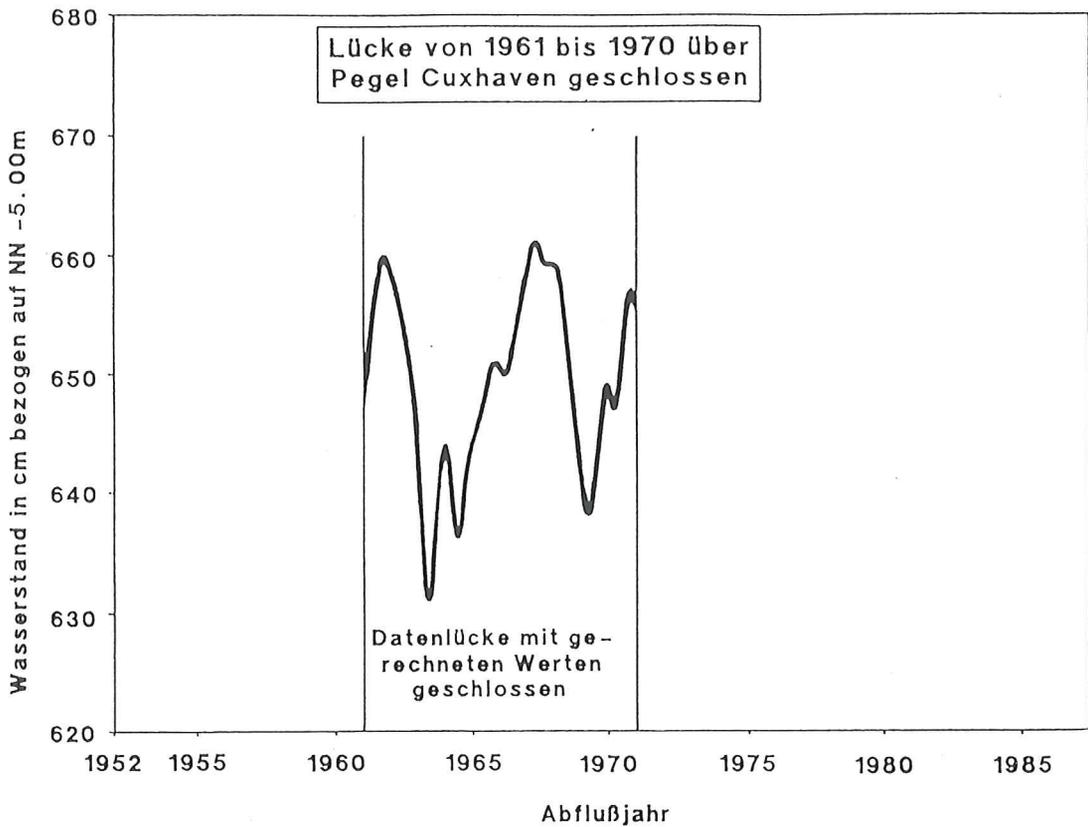


Abb. 5.2: Lückenschließung der Thw des Pegels Büsum 1961 - 1970 über den Bezugspegel Cuxhaven

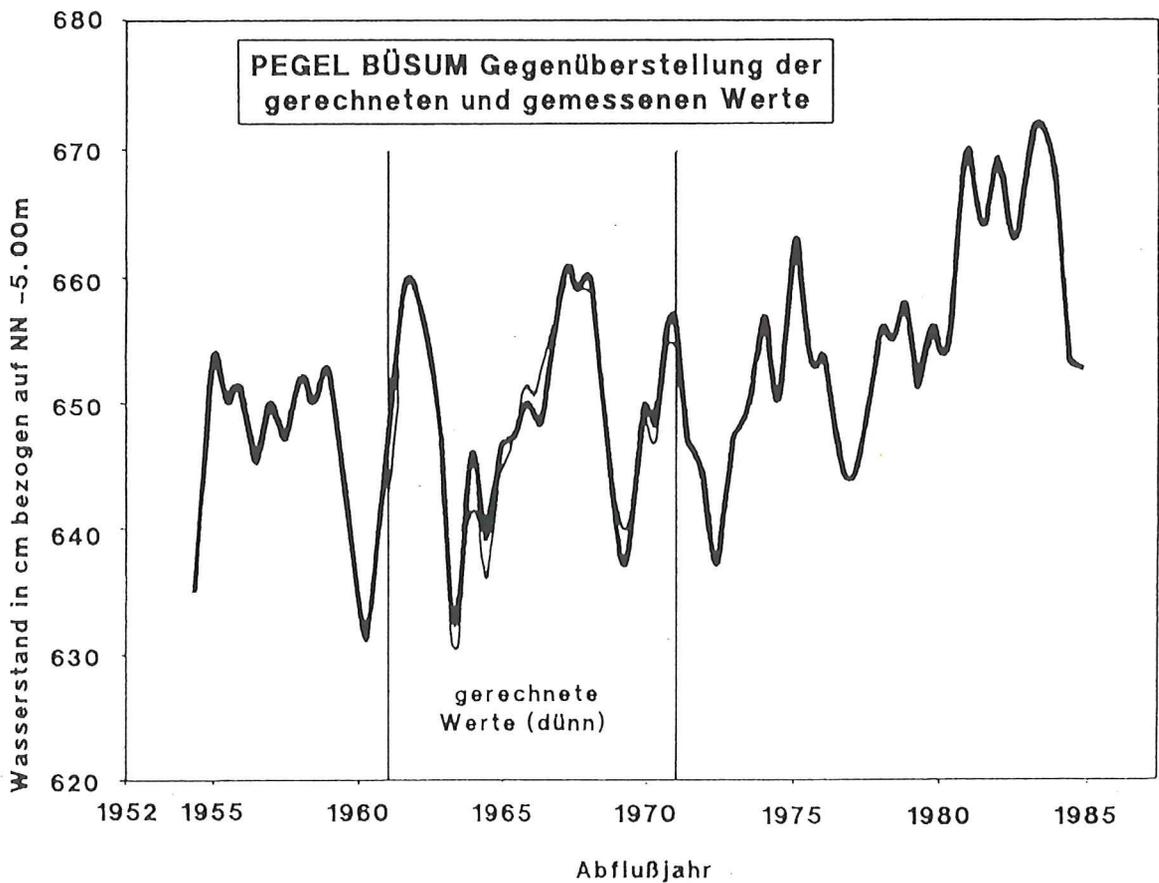


Abb. 5.3: Lückenschließung beim Pegel Büsum 1961 - 1970 Gegenüberstellung von gerechneten und gemessenen Thw

5.3 Lückenschließung über Eintrittswahrscheinlichkeiten

Eine weitere Möglichkeit, fehlende Wasserstände in Tageswertreihen zu ergänzen, besteht darin, über einen Bezugspegel den Fehlwerten *Eintrittswahrscheinlichkeiten* zuzuordnen. Mit den für die Fehlwerte berechneten Unterschreitungswahrscheinlichkeiten können über eine Anpassungsfunktion des lückenhaften Pegels die zugehörigen Wasserstandshöhen ermittelt werden. Über diesen nichtlinearen Zusammenhang können beliebig viele Werte ergänzt werden, auch wenn beide Pegelreihen Meßlücken aufweisen.

Voraussetzung für die Realisierung dieser Methodik ist eine gut angepaßte Verteilungsfunktion, die alle Scheitelwasserstände des Bezugspegels repräsentiert. Eine entsprechende Anpassungsfunktion muß auch für die Zeitreihe des lückenhaften Pegels über einen ausreichend langen Zeitraum ermittelt werden.

Mit Hilfe der *KFKI- μ -Verteilung* (vgl. Abschn. 4) können fehlende Thw-Scheitelwerte in der beschriebenen Weise ergänzt werden. Bei einer sehr geringen mittleren Abweichung zwischen der Verteilungsfunktion und den gemessenen Thw wird die Forderung nach Repräsentanz der Wasserstände durch eine Anpassungsfunktion über den *gesamten* Höhenbereich erfüllt. Für die Tnw-Scheitelwerte existiert eine derartige Anpassungsfunktion bislang noch nicht.

Mit diesem Verfahren können Lücken in Tageswertreihen wie folgt geschlossen werden: Im ersten Schritt werden sowohl für den Bezugspegel als auch für den lückenhaften Pegel die Parameter der KFKI- μ -Verteilung (geometrisches Mittel und Drehwinkel μ) bestimmt. Daraufhin wird für jedes Thw des Bezugspegels, das einem nicht aufgezeichneten Thw des lückenhaften Pegels zugeordnet ist, die Unterschreitungswahrscheinlichkeit bzw. das Wiederkehrintervall bestimmt. Im nächsten Schritt werden mit Hilfe dieser Eintrittswahrscheinlichkeiten aus der für den lückenhaften Pegel berechneten Verteilungsfunktion die fehlenden Thw ermittelt.

Zur Überprüfung der Anpassungsgüte wird daneben der mittlere Fehler F_M bestimmt. Die berechneten mittleren Abweichungen liegen bei den in diesem Projekt untersuchten Tageswertreihen bei maximal 3 cm (vgl. Abschn. 4.3.2). Diese Abweichungen beziehen sich auf die jeweils längste Zeitreihe; bei der Berechnung kürzerer Zeitabschnitte können sich auch größere Werte ergeben. Grundsätzlich sollte bei der Anwendung dieses Verfahrens die Datenbasis möglichst groß gewählt werden, um genaue Ergebnisse zu erzielen.

Abb. 5.4 soll am Beispiel der Pegel Cuxhaven und Büsum das Verfahren veranschaulichen. In der Darstellung sind über einer logarithmisch geteilten Abszisse, auf der die Thw-Scheitelwerte (bezogen auf NN -5.00 m) in cm aufgetragen sind, die Verteilungsfunktionen beider Pegel dargestellt. Auf der (nach dem Integral der Gauß'schen Verteilung geteilten) Ordinate sind die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten aufgetragen. Ausgehend vom Wasserstand des vollständigen Bezugspegels wird über die Wahrscheinlichkeit P_u dem gemessenen Thw das zugehörige Thw des lückenhaften Pegels zugeordnet.

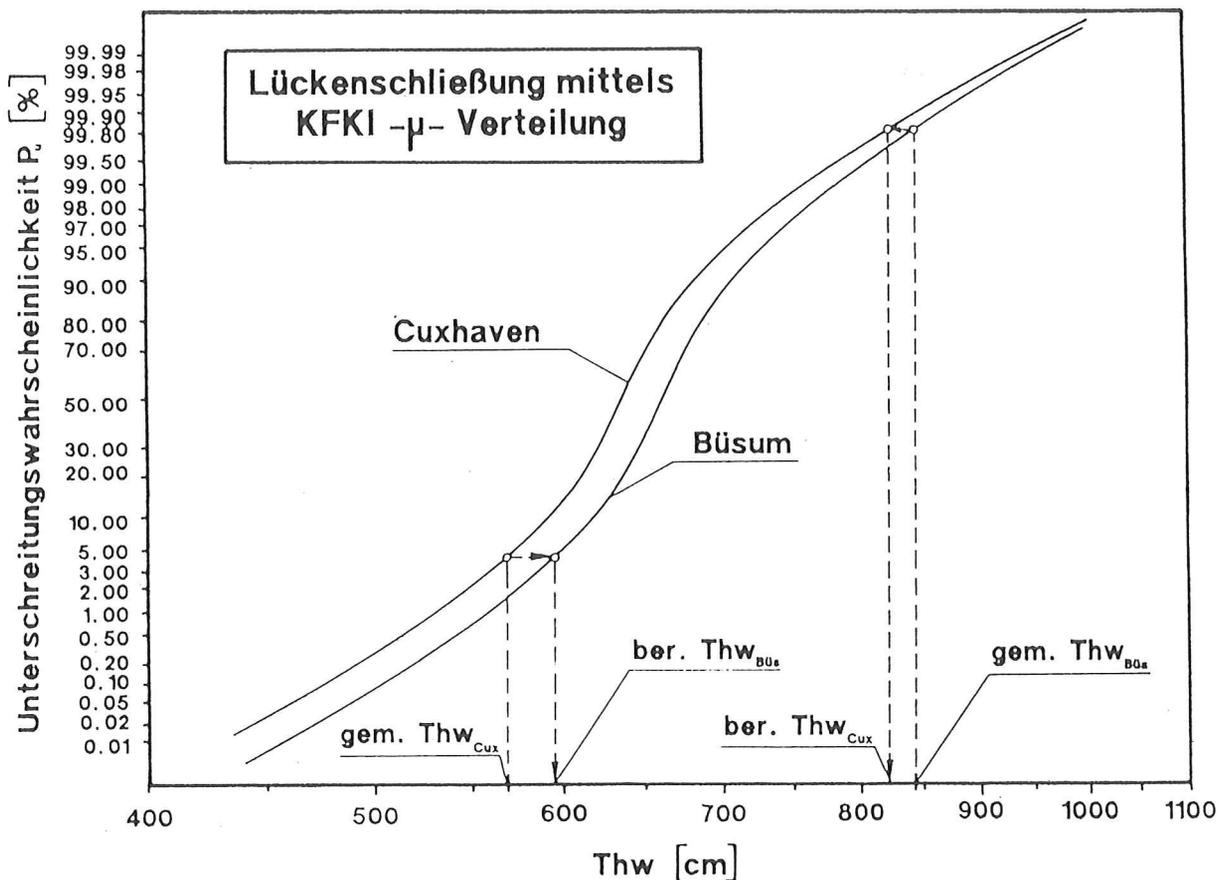


Abb. 5.4: Das Prinzip der Lückenschließung über Eintrittswahrscheinlichkeiten dargestellt am Beispiel der Pegel Cuxhaven und Büsum

Um das Verfahren zu testen, wurden unterschiedlich große Lücken erzeugt, die anschließend mit gerechneten Tageswerten geschlossen wurden.

Abb. 5.5 zeigt eine Gegenüberstellung von berechneten und gemessenen Thw des Pegels Büsum. In diesem Beispiel wurden tägliche Scheitelwerte für einen Zeitraum von zehn Jahren auf der Grundlage der Eintrittswahrscheinlichkeiten (ermittelt aus den Thw des

Pegels Cuxhaven 1954-1987) berechnet. Um die Güte des Ergebnisses visuell beurteilen zu können, wurden gerechnete und gemessene Daten im Vergleich dargestellt. Um die 7050 Einzelwerte übersichtlich darzustellen, wurde hier die gefilterte Datenreihe verwendet.

Bei der Anwendung dieses Verfahrens wird davon ausgegangen, daß die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein bestimmtes Thw am Bezugspegel mit der des lückenhaften Pegels übereinstimmt. Diese Annahme wird im Einzelfall sicher nicht *exakt* zutreffen. Hinzu kommt die Abweichung zwischen empirischer und theoretischer Wahrscheinlichkeit, d.h. die gemessenen Werte streuen (abhängig von ihrer Größe) um die Verteilungsfunktion. Folglich wird es für Einzelwerte geringe Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Thw geben, was beim Schließen von (echten) Lücken zu berücksichtigen ist. Anhand eines weiteren Beispiels soll eine Fehlerabschätzung für die Einzelwertberechnung vorgenommen werden.

5.3.1 Fehlerabschätzung

Die Abb. 5.6 zeigt die Gegenüberstellung von gerechneten und gemessenen Thw für ein Jahr (705 Werte). In diesem Beispiel wurden alle Thw des Abflußjahres 1982 des Pegels Helgoland mit Hilfe des Bezugspegels Lt. Alte Weser bestimmt. Wie auf der Abb. 5.5 zu erkennen ist, können Differenzen von einigen cm auftreten. Bei der Bildung von Monats- oder Jahresmitteln verringern sich die Abweichungen zwischen gemessenen und gerechneten Werten zwar; dennoch ist bei der Anwendung dieses Verfahrens nicht auszuschließen, daß die Differenzen in Ausnahmefällen die Größenordnung von +/- 10 cm erreichen können.

Um die Anwendbarkeit dieses Verfahrens zum Schließen von Datenlücken in Thw-Zeitreihen nachzuweisen und zugleich eine Fehlerabschätzung vorzunehmen, wurden Vergleiche zur häufig angewandten linearen Regression angestellt. An künstlich erzeugten Lücken (verschiedener Pegel und unterschiedlich langer Zeitreihen) wurden über einen Bezugspegel Thw-Scheitelwerte errechnet und anschließend mit den gemessenen Werten verglichen.

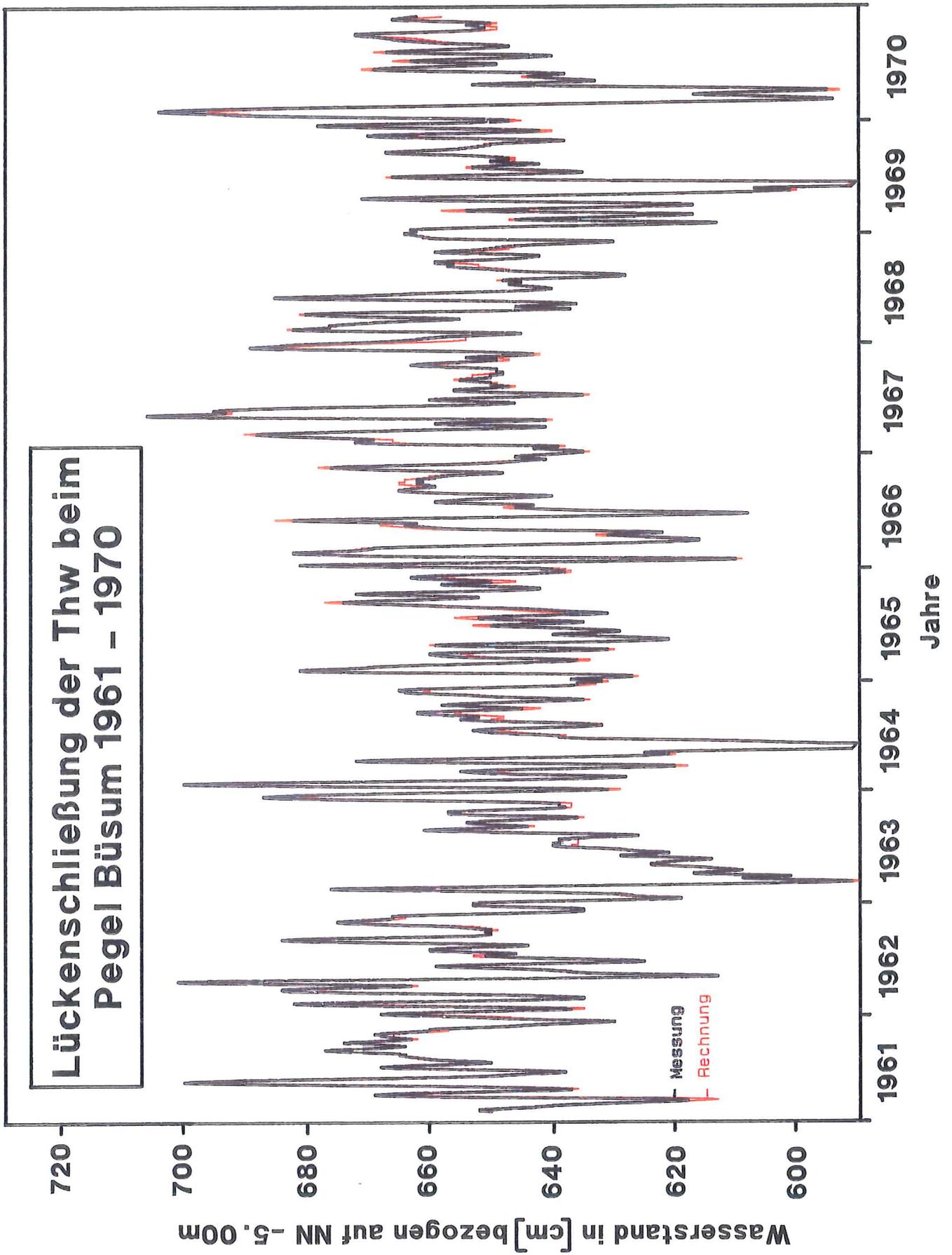


Abb. 5.5: Lückenschließung der Thw des Pegels Büsum mit Hilfe der KFKI- μ -Verteilung

Bei der Auswertung wurde die mittlere Abweichung zwischen gemessenen und gerechneten Wasserständen als Beurteilungskriterium herangezogen. Hierbei zeigten sich durchweg etwas bessere Ergebnisse bei der Berechnung fehlender Daten über Eintrittswahrscheinlichkeiten als bei der linearen Regression, d.h. der mittlere Fehler war geringer.

Ein Vorteil dieses Verfahrens ist die im Vergleich zur linearen Regression größere Datenbasis, die als Grundlage der Berechnung dient. Während die Regressionsgerade nur aus Wertepaaren ermittelt werden kann, die zeitlich vor und/oder nach der Meßlücke liegen, fließen beim Ermitteln der Verteilungsfunktion des Bezugspegels die Daten des Zeitraums der Lücke mit in die Berechnung ein. Insbesondere beim Schließen von Lücken über einen größeren Zeitraum ist dies ein entscheidender Vorteil dieses Verfahrens gegenüber der linearen Regression.

Trotz der bei diesen Untersuchungen insgesamt besseren Ergebnisse sollten vor dem Schließen echter Datenlücken stets Proberechnungen an künstlich erzeugten Lücken durchgeführt werden. Anhand der Ergebnisse (besonders für extreme Wasserstände) ist von Fall zu Fall zu entscheiden, welchem Verfahren der Vorzug zu geben ist.

5.3.2 Schließen der Meßlücke 1945 bis 1952 des Pegels Helgoland

In der Zeit nach dem 2. Weltkrieg konnten zwischen 1945 und 1952 am Pegel Helgoland keine Wasserstände aufgezeichnet werden. Wegen der besonderen Lage dieses Inselpegels wurde versucht, diese Lücke zu schließen.

Aufgrund von Regressionsberechnungen wurde der Pegel Lt. Roter Sand als Bezugspegel ausgewählt. Berechnungen mit künstlich erzeugten Lücken des Pegels Helgoland, die mit Hilfe der Daten dieses Bezugspegels über Eintrittswahrscheinlichkeiten geschlossen wurden, zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung (vgl. auch Abb. 5.6). Der mittlere Fehler beträgt 4 cm. Wie u.a. die Trenduntersuchungen in Abschn. 3 belegen, zeigt der Pegel Helgoland mit einem deutlich geringeren Anstieg der MThw ein anderes Verhalten als die übrigen untersuchten Zeitreihen. Wegen dieser Abweichungen ist es schwierig, einen direkten Bezug zu anderen Pegelstandorten herzustellen.

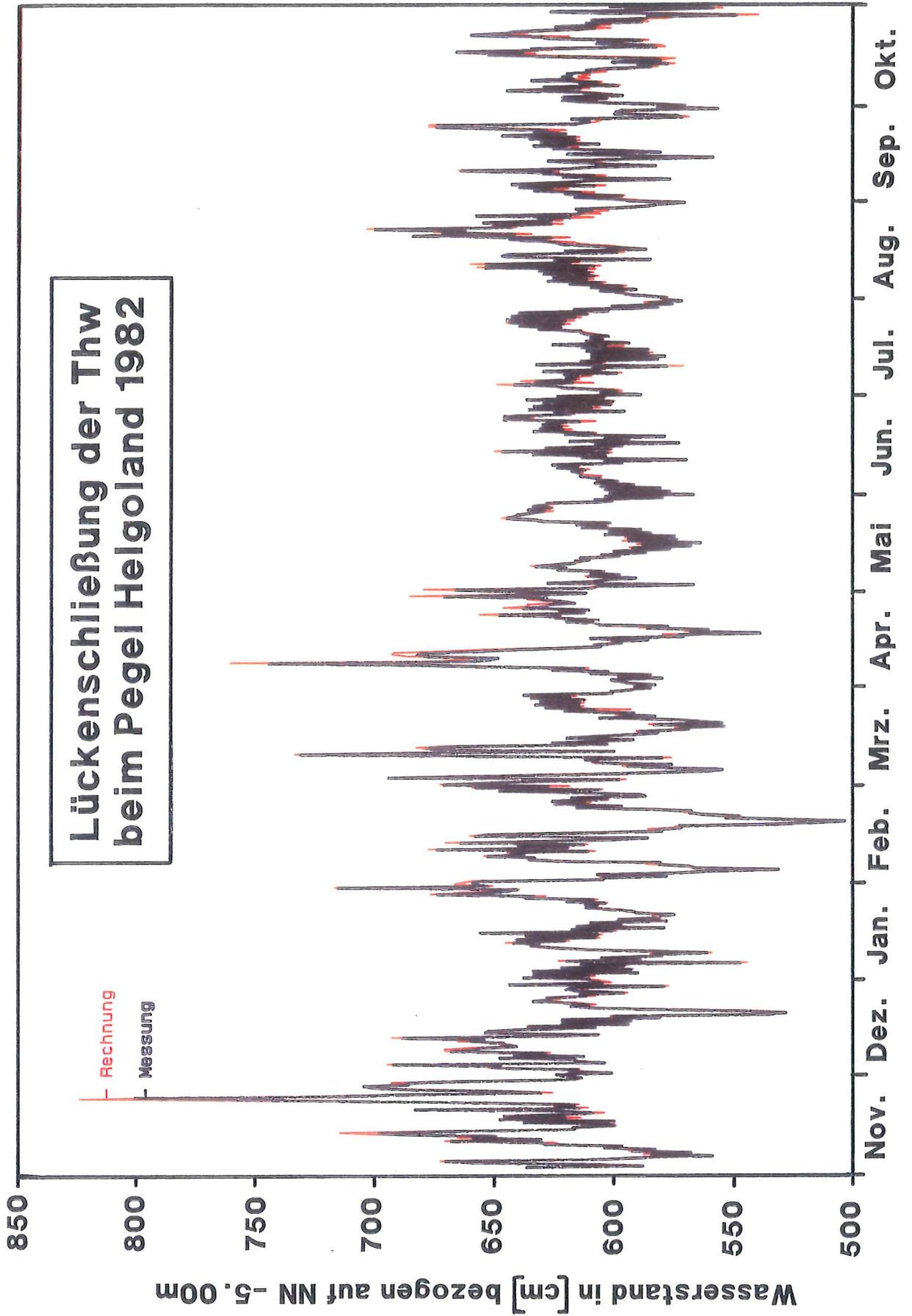


Abb. 5.6: Lückenschließung der Thw des Pegels Helgoland 1982 mit Hilfe der KFKI- μ -Verteilung (Bezugspegel LT Alte Weser)

Nachdem allerdings eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und gerechneten Thw bei der Schließung künstlicher Lücken des Pegels Helgoland festgestellt wurde, wurden mit Hilfe der KFKI- μ -Verteilung die fehlenden 5644 Thw-Scheitelwerte zwischen 1945 und 1952 ermittelt. Abb. 5.7 zeigt eine Zusammenfassung der aus den für die Datenlücke berechneten Einzelwerten ermittelten Monats- und Jahresmittelwerte.

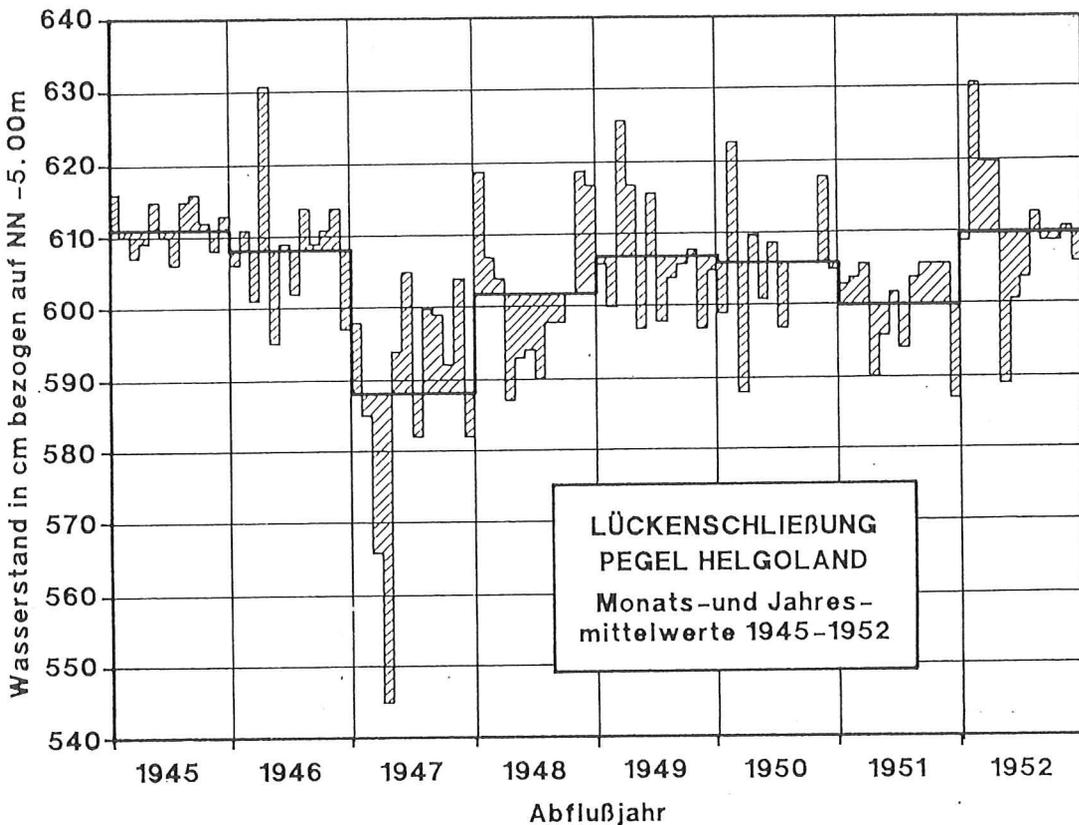


Abb. 5.7: Monats- und Jahresmittelwerte des Pegels Helgoland 1945 bis 1952 ergänzt mit Hilfe der KFKI- μ -Verteilung

In Tab. 5.1 sind die Jahreswerte den von JENSEN ermittelten Werten gegenübergestellt.

Jahr	Berechnung der MThw [cm bezogen auf NN -5.00m]		Differenz [cm]
	nach JENSEN	mit KFKI- μ -Verteilung	
1945	612	611	-1
1946	609	608	-1
1947	589	588	-1
1948	601	602	+1
1949	607	607	0
1950	606	606	0
1951	600	600	0
1952	611	610	-1

Tabelle 5.1: Vergleich berechneter Thw-Jahresmittelwerte 1945 bis 1952 des Pegels Helgoland

5.4 Ergänzung fehlender Eintrittszeiten

Im Regelfall fehlen bei lückenhaften Wasserstandsaufzeichnungen auch die zugehörigen Eintrittszeiten. Die vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) veröffentlichten vorausberechneten Gezeitentafeln können nur die astronomischen Einflüsse auf die Eintrittszeiten berücksichtigen, nicht aber die meteorologischen Wirkungen. Wegen der z.T. erheblichen Abweichungen zwischen den berechneten und den eingetretenen Zeiten können fehlende Eintrittszeiten nicht ohne weiteres aus den Gezeitentafeln übernommen werden.

Als Möglichkeit zur Ergänzung fehlender Zeitaufzeichnungen bietet es sich an, Zeitdifferenzen (Gezeitenunterschiede) zu Nachbarpegeln zu berechnen. Bei der Auswertung solcher Ergebnisse zeigt es sich jedoch, daß die Eintrittszeitdifferenzen sehr stark streuen. Abweichungen vom Mittelwert der Laufzeitdifferenzen können selbst bei benachbarten Pegeln 120 Minuten und mehr betragen. Ursache dafür sind die topographischen Randbedingungen und meteorologische Wirkungen. Aufgrund dieser Ergebnisse wurden bislang keine Zeitlücken mit Hilfe berechneter Gezeitenunterschiede geschlossen.

Daneben wurden im Rahmen dieses Projektes Berechnungen der Eintrittszeitdifferenzen der Thw (und Tnw) gegen den *Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian* durchgeführt (vgl. Abschn. 3.2). Gegenüber der Ermittlung von Zeitdifferenzen zu Nachbarpegeln hat

diese Art der Berechnung den Vorteil, Einflüsse der Bezugspegel auf die Differenzbildung auszuschließen. Dennoch ist auch bei diesen Ergebnissen noch eine erhebliche Streuung festzustellen.

Darüberhinaus unterliegen die Zeitdifferenzen abhängig vom Pegelstandort einem signifikanten Trend in Richtung einer Laufzeitverkürzung, d.h. die Thw bzw. Tnw treten bezogen auf den Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian eher ein als in zurückliegenden Jahren. Bezogen auf 34 Jahre (berechnet aus ca. 24.000 Einzelwerten der Zeitreihe 1954 - 1987) ergibt sich eine Reduzierung von bis zu 28 ± 0.7 Minuten.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Ergänzung fehlender Eintrittszeiten vor allem wegen der vielfältigen zufälligen Einflüsse außerordentlich komplex ist.

5.5 Bewertung des Verfahrens

Dieser Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über einige bekannte Verfahren zum *Schließen von Datenlücken* in Wasserstandszeitreihen. Daneben werden zwei im Rahmen des Forschungsprojektes entwickelte Verfahren vorgestellt und anhand von Beispielen erläutert.

Grundsätzlich ist zu unterscheiden, ob fehlende Wasserstände oder deren Eintrittszeiten zu ergänzen sind. Es wird deutlich, daß eine allgemeingültige Empfehlung für ein einziges Verfahren nicht gegeben werden kann. Je nach Größe der Lücke eignen sich verschiedene Methoden, diese zu schließen. Daneben ist zu beachten, in welcher Weise die Daten weiterverarbeitet werden sollen, und mit welcher Zielsetzung die Zeitreihen ausgewertet werden. Beim Auffüllen von Datenlücken sind Trends sowie Periodizitäten in einer Wasserstandsreihe zu berücksichtigen. Weiterhin ist zu prüfen, inwieweit sich die statistischen Parameter einer Datenreihe nach dem Ergänzen von Werten geändert haben.

Bevor eine bestimmte Methode zum Schließen einer Datenlücke ausgewählt wird, sollte die Güte des Verfahrens an mehreren künstlich erzeugten Lücken der betreffenden Pegeldatareihe überprüft werden. Ergänzte Werte, d.h. nachträglich berechnete Wasserstände oder Eintrittszeiten, sind zur Unterscheidung von gemessenen Daten in einem Datensatz mit einer entsprechenden Kennziffer zu versehen. Zur Information für spätere Bearbeiter sollte jede Ergänzung entsprechend dokumentiert werden.

6. Untersuchungen zum Pegelstandort Büsum

Der folgende Abschnitt ist gesondert in den Deutschen Gewässerkundlichen Mitteilungen (DGM), 35. Jahrg., Heft 1, 1991 veröffentlicht worden (MÜGGE und JENSEN, 1991).

6.1 Vorbemerkungen

Für Untersuchungen der Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht wie auch des weltweiten Meeresspiegels sollten nur solche Pegel herangezogen werden, die für eine statistische Bearbeitung der aufgezeichneten Wasserstände bestimmte Voraussetzungen erfüllen (vgl. Abschn. 2.1). So sollte das Datenmaterial ein Höchstmaß an Genauigkeit der Einzelwerte sowie möglichst lange und weit zurückreichende Zeitreihen aufweisen. Ebenso sollten nur die Pegel für eine Betrachtung herangezogen werden, in deren örtlicher Umgebung keine gravierenden Änderungen der Morphologie eingetreten sind. Daneben ist zu prüfen, ob wasserstandsbeeinflussende Baumaßnahmen bzw. Verlegungen des Pegelstandorts während der Beobachtungszeit durchgeführt wurden. Eine weitere Voraussetzung für eine statistische Analyse ist ein einheitliches Bezugssystem der Höhen- und Zeitdaten (vgl. JENSEN, 1984). Eine wesentliche Voraussetzung ist weiterhin, daß die Pegel für größere Küstenabschnitte repräsentative Wasserstände sowohl im Tidehochwasser wie auch im Tideniedrigwasser aufzeichnen.

Werden nun die einzelnen Pegelstationen an der gesamten Nordseeküste nach den oben angeführten Kriterien kritisch bewertet, ist festzustellen, daß kaum ein Pegel diese Voraussetzungen uneingeschränkt erfüllt (vgl. auch LOHRBERG, 1987 und 1989). Die Standorte der Pegel sind häufig durch andere Funktionen, wie z.B. den Betrieb einer Hafenanlage vorgegeben. Die aufgezeichneten Wasserstände wurden in erster Linie für die Schifffahrt benötigt; hydrologische Zwecke wurden erst in zweiter Linie verfolgt (vgl. ROHDE, 1990). Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, diese Voraussetzungen für den Pegelstandort Büsum zu prüfen und zu bewerten. Beispielhaft für den Pegel Büsum soll aufgezeigt werden, inwieweit die Wasserstandszeitreihen durch verschiedene Baumaßnahmen wie Pegelstandortverlegungen, Hafenerweiterungen, Veränderungen an der Küstenlinie (Eindeichungen) oder Veränderungen der Bezugshorizonte beeinflusst werden. Durch Vergleiche mit anderen Pegeln sind diese Erkenntnisse dann bei der Interpretation der Ergebnisse der statistischen Analyse von Wasserstandszeitreihen für die Pegel an der gesamten Nordseeküste zu berücksichtigen.

Die zu Beginn des Projektes bereits auf Datenträger verfügbaren täglichen Wasserstandswerte (ab 01.01.1952) sowie die in den Pegelstammbüchern enthaltenen Informationen reichten für diese Aufgabenstellung allein nicht aus. Ein erster Schritt bestand daher in der Aufbereitung täglicher Tidescheitelwerte auf der Grundlage von gewässerkundlichen Jahrbüchern. Daneben mußten aber auch ältere, überwiegend handschriftliche Aufzeichnungen sowie die Original-Pegelschriebe herangezogen werden. Das zusammengetragene Datenmaterial wurde anhand von Informationen über Pegelnullpunktlagen und Standortveränderungen überarbeitet und korrigiert. Damit liegt eine weitgehend geschlossene Tageswertreihe (zunächst eine Lattenpegelablesung pro Tag während der Tagesstunden) der Tidehochwasser (Thw) des Pegels Büsum ab 1. Mai 1867 vor. Vom Zeitpunkt der Inbetriebnahme des Schreibpegels am 2. August 1915 enthält die Reihe bis auf wenige Lücken alle Thw. Daneben enthält die Zeitreihe die ab 1930 aufgezeichneten Tideniedrigwasser (Tnw), die jedoch z.T. beeinflusst sind (vgl. Abschn. 6.4.2). Die geprüften und korrigierten Daten stehen damit für weitergehende Untersuchungen zur Verfügung.

6.2 Entwicklung des Pegelstandortes Büsum

Die Lage Büsums ist gekennzeichnet durch die Nähe einer tiefgehenden Stromrinne (*Piep*), die als Verbindung zur offenen See auch zur Niedrigwasserzeit Schifffahrt ermöglicht (Abb. 6.1). Aus diesem Grunde hat sich Büsum zu einem wichtigen Hafenstandort an der schleswig-holsteinischen Westküste entwickeln können.

Die Entwicklung des Hafens und durchgeführte Ausbaumaßnahmen sind bei BAHR (1955) und HILLMER (1958) ausführlich beschrieben. Im Zuge der Ausbaumaßnahmen wurde auch der Pegelstandort mehrfach verlegt.

Die Einrichtung einer Pegelanlage sowie das regelmäßige Ablesen und das Aufzeichnen der Werte erfolgte wahrscheinlich aufgrund der bei ROHDE (1982) erwähnten *Konferenzen der Mitteleuropäischen Gradmessung* 1864 und 1867 in Berlin. Dort war beschlossen worden, "an möglichst vielen Küstenpunkten registrierende Pegel aufzustellen, um das Mittelwasser der betreffenden Meere zu bestimmen".

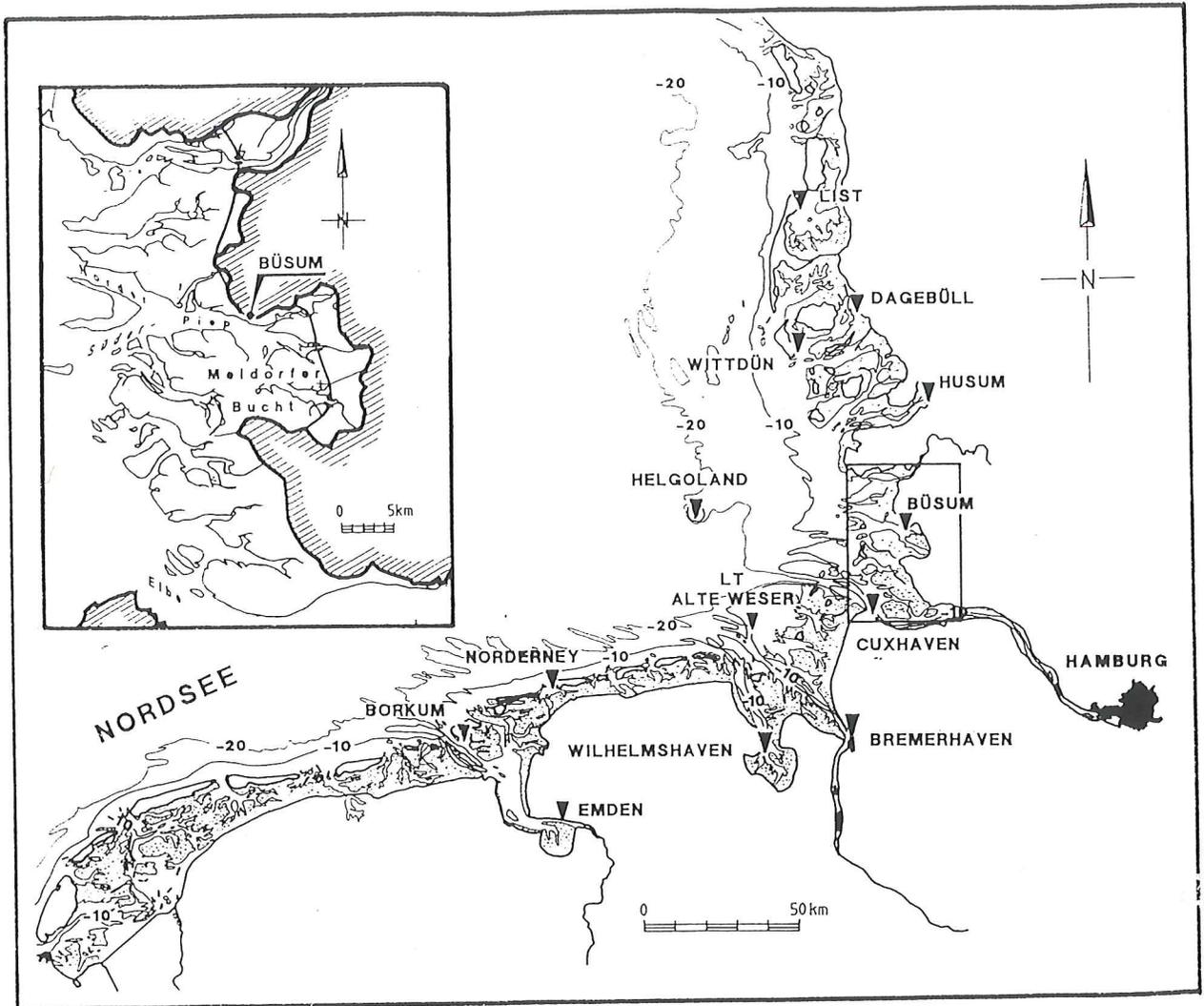


Abb. 6.1: Die Lage Büsums im südlichen Teil der schleswig-holsteinischen Westküste nach Eindeichung der Meldorfer Bucht

Der Hafen Büsum bestand bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts aus einem etwa 150 m langen und 25 m breiten Hafenbecken, das ebenso wie der zur Norderpiep führende Schleusenpriel bei Niedrigwasser trockenfiel. Am oberen Ende dieses Hafenbeckens befand sich eine Entwässerungsschleuse (Siel), in deren unmittelbarer Nähe der erste Lattenpegel aufgestellt wurde (Standort 1; vgl. Abb. 6.7). Der Pegel hatte zwei in der damaligen Zeit wichtige Funktionen: Zum einen war das Ablesen des Wassertandes für das rechtzeitige Öffnen bzw. Schließen des Siels notwendig, zum andern war die Kenntnis der Höhe des Wasserspiegels für das Ein- und Auslaufen der Fischkutter wichtig.

6.2.1 Regelmäßige Wasserstandsaufzeichnungen

Die ersten schriftlich festgehaltenen Wasserstandsbeobachtungen am Pegel Büsum aus dem Mai des Jahres 1867 wurden durch Ablesen der Scheitelwerte des Vor- bzw. Nachmittaghochwassers am Lattenpegel im alten Fischereihafen ermittelt. Die während der Nachtstunden bzw. außerhalb der Dienstzeiten des Pegelbeobachters eingetretenen Thw wurden nicht erfaßt. Die Eintragungen erfolgten in "Fuß/decimale Zoll", meistens unter Beifügung von Windrichtung und -stärke zum Zeitpunkt der Ablesung. Abb. 6.2 zeigt die erste Pegelregistrierung vom Mai 1867.*)

Die Wasserstandslisten von 1872 bis einschließlich Januar 1882 enthalten daneben bereits Angaben in Meter und Zentimeter; danach wurden die Eintragungen ausschließlich in m und cm vorgenommen.

Der Pegelnullpunkt (PNP) des ersten Lattenpegels kann mit 1.885 m unter NN angenommen werden. Diese Angabe ist erstmalig in der Wasserstandsliste vom Dezember 1884 verzeichnet und danach regelmäßig bis zum August 1893 in den Listen vermerkt. Vermutlich wurde der auf den Originallisten eingetragene Höhenbezug jedoch erst bei einer Auswertung der Daten im WSA Tönning zu Beginn der fünfziger Jahre nachträglich eingefügt. Daher ist bei der Auswertung der Wasserstandsdaten davon ausgegangen worden, daß die Angabe NN sich bereits auf das *neue* System der Landesaufnahme (NNnS) bezieht, das ab 1.7.1932 für die Höhenangaben Gültigkeit hat. Nach der von LOHRBERG (1983) für den Pegel Büsum angegebenen Umrechnung vom *alten* System der Landesaufnahme in das *neue* System (NNnS) besteht eine Differenz von 8.4 cm zwischen beiden Höhennetzen. Diese Umrechnung ist bei allen späteren Höhenangaben bis 1932 zu berücksichtigen.

Da bislang keine Hinweise auf eine Veränderung der Pegelnulllage in dem vor 1884 datierten Schriftverkehr oder späteren Unterlagen bekannt sind, wurde bei der Bearbeitung der Daten davon ausgegangen, daß der Nullpunkt des Pegels vom 1.5.1867 bis 31.8.1893 unverändert bei NN -1.885 m lag. Die Annahme einer unveränderten Nulllage zwischen 1867 und Dezember 1884 wird auch durch eine Analyse der Daten bestätigt, die in der Wasserstandszeitreihe keine größeren Sprünge nachweisen kann.

*) Das Originaldokument sowie alle späteren Wasserstandsaufzeichnungen werden im Pegelarchiv des Wasser- und Schifffahrtsamtes Tönning aufbewahrt.

1867.

Monat Tages	Zeitl. Standh. d. T. d. T.				Mündig. d. T. d. T.				Mündig. d. T. d. T.	Längen
	Rundh. d. T. d. T.		Mündig. d. T. d. T.		Mündig. d. T. d. T.		Mündig. d. T. d. T.			
	Monat	Monat	Monat	Monat	Monat	Monat	Monat	Monat		
1	10	30			10	4			H. d. T.	flau
2	11	15			10	2			H. d. T.	flau
3	12	-			8	6			H.	flau
4			12	45	10				H.	flau
5			1	30	10	3			S. O.	flau
6			2	15	10	5			O.	flau
7			3	-	11	9			S. W.	flau
8			4	-	11	3			H.	flau
9			4	45	10	3			O.	flau
10			5	30	11	7			O.	flau
11			6	30	10	2			O.	flau
12	7	45			9	5			W.	flau
13	8	15			7	2			D. d. O.	flau
14	9	15			9				H. d. O.	flau
15	10	30			9	8			H. d. O.	flau
16	11	15			10				H. d. O.	flau
17	12	-			10	3			H. W.	flau
18			1	-	10	3			H.	flau
19			1	45	10	3			S. O.	flau
20			2	-	10	3			H.	flau
21			2	45	10	3			O.	flau
22			3	15	10	2			O.	flau
23			4	-	10	1			H. d. O.	flau
24			4	30	10	-			H.	flau
25			5	15	9	5			H. W.	flau
26			6	-	9	9			S. O.	flau
27	6	30			8	4			O.	flau
28	7	15			9	3			H. S. W.	flau
29	8	-			9	4			S.	flau
30	9	-			9	5			S. O.	flau
31	10	30			9	1			H.	flau
			auf dem neuen Hauptquartier		9	8				
					9	9				

Abb. 6.2: Aufzeichnungen der Wasserstände vom Mai 1867

Für den Zeitraum vom Januar 1869 bis einschließlich April 1870 sind z.Zt. keine Aufzeichnungen auffindbar. Ob während dieser 16 Monate nicht gemessen wurde oder die Unterlagen verloren gingen, konnte bislang nicht geklärt werden.

Vom 1.9.1893 bis 30.6.1932 lagen die Pegelnullpunkte des Pegels Büsum bei NN_{AS} -1.940 m bzw. -1.939 m. Dieser Höhenbezug wurde den Original-Wasserstandslisten entnommen. Nach dem neuen System der Landesaufnahme entspricht dies einem PNP von NN -1,856 m bzw. NN -1.855 m.

Die aufgezeichneten Wasserstandsdaten können, abgesehen von möglichen Beobachtungs- und Übertragungsfehlern, als unbeeinflusst angesehen werden, da das Entwässerungssiel bei Hochwasser nicht geöffnet wurde und keine anderen Einflußfaktoren vorhanden waren, die sich störend auf die Messungen auswirken konnten.

6.2.1.1 Erster selbstschreibender Pegel in Büsum

Am 2. August 1915 wurde der erste selbstschreibende Pegel in Büsum in Betrieb genommen. Abb. 6.3 zeigt das Registriergerät einschließlich Schwimmer auf einem Foto von 1913. Der Zylinder für die Pegelschriebe besaß eine Höhe von 400 mm und einen Durchmesser von 185 mm. Der Pegel erhielt den gleichen Standort wie der Lattenpegel in unmittelbarer Nähe des Siels am oberen Ende des *Alten Hafens* (Standort 1; vgl. Abb. 6.7). Der Pegelnullpunkt lag bei NNaS -1.939 m = NNnS -1.86 m.

Aufgrund seiner Lage, der baulichen Beschaffenheit und der Topographie des Hafenbeckens konnte der Pegel jedoch keine Tnw registrieren. Bei Wasserständen ab ca. NN -1.06 m (ca. 80 cm über dem damaligen PNP) fiel der Schwimmer des Pegels trocken. Daher sind bis zum Beginn der dreißiger Jahre dieses Jahrhunderts keine Tnw aufgezeichnet.

Abb. 6.4 zeigt eine Pegelaufzeichnung aus dem Jahre 1915. Deutlich ist zu erkennen, daß der untere Teil der Tidekurve durch das Trockenfallen des Schwimmers nicht aufgezeichnet werden konnte.

Zu jener Zeit bestand offensichtlich noch kein Interesse an der Aufzeichnung von Niedrigwasserwerten. Wichtig waren vielmehr die Beobachtungen der Thw - wie bereits erwähnt - für den Betrieb von Sielanlagen und die Schifffahrt. Außerdem dienten die aufgezeichneten Thw als Grundlage für die Bemessung von Deichen, Sielen und Kaianlagen.

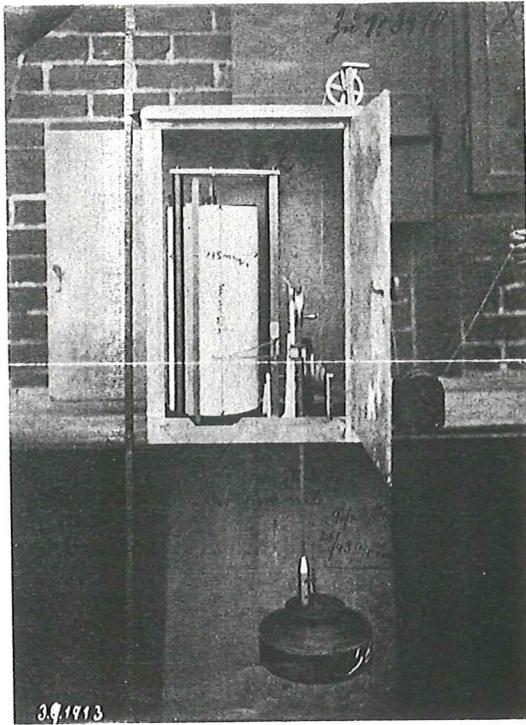


Abb. 6.3: Erster selbstschreibender Pegel

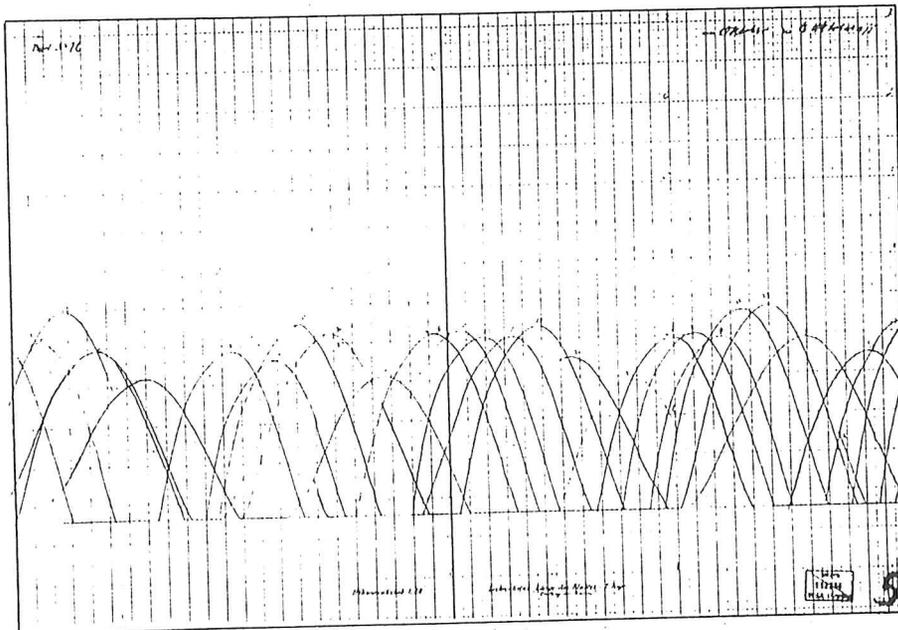


Abb. 6.4: Pegelaufzeichnung aus dem Jahr 1915

6.2.1.2 Zweiter Pegelstandort Inselbrücke

Infolge des Interesses an der gesamten Tidebewegung und begünstigt durch das neue Hafenbecken kam es zu Beginn der dreißiger Jahre zu einem Standortwechsel des selbstschreibenden Pegels. Am 1.3.1930 wurde der Schreibpegel am Standort *Inselbrücke*, unmittelbar am Übergang vom Spülbecken zum tieferen Hafenbecken (Osthafen) gelegen (Standort 2; vgl. Abb. 6.7), in Betrieb genommen. Der Pegeltyp und das Fabrikat des ersten Schreibgerätes sind unbekannt. Im Jahre 1936 wurde an diesem Standort ein Schwimmerpegel mit Lotvorrichtung (System Ott Nr. 2513) eingebaut.

Der Pegelnullpunkt des Standortes *Inselbrücke* lag bis zum 30.6.1932 bei NNnS -1.855 m (= NNnS -1.939 m), d.h. in gleicher Höhe wie zuletzt im *Alten Hafen*, danach bis 31.10.1935 geringfügig verändert bei NNnS -1.858 m. Mit Beginn des Abflußjahres 1936 wurde der PNP des Pegels Büsum auf NN -5.000 m festgelegt.

Abb. 6.5 zeigt die Anordnung des Schwimmer- und des Lattenpegels an der Ostseite der Inselbrücke. In dem Holzhäuschen befand sich die Registriereinrichtung.



Abb. 6.5: Pegelanlage am Standort Inselbrücke *)

*) Die Aufnahme entstand 1938, das Originalfoto befindet sich in der 3. Ausfertigung des Pegelstambuches, das bei der WSD Nord in Kiel aufbewahrt wird.

Der Standort Inselbrücke erwies sich im Rückblick für freie Wasserstandsregistrierungen wegen der dort vorhandenen Strömungsverhältnisse als äußerst unglücklich. An dem neuen Standort ist zwar ein Trockenfallen des Pegelschwimmers ausgeschlossen, allerdings sind unbeeinflusste Niedrigwasserregistrierungen, wie nachfolgend beschrieben, auch hier noch nicht möglich.

Nachdem das östlich der Inselbrücke gelegene Spülbecken (das zum Zweck der Räumung des neuen Hafenbeckens und des Hafenspriel angelegt wurde) lange vor Niedrigwasser trockengefallen war, strömte das im Watt und in den Prielen noch verbliebene Wasser langsam in Richtung Hafenbecken. Dies führte zu einem verzögerten Absinken des Wasserspiegels und damit zu einer Verfälschung der Tidekurve. Der Wasserspiegel erreichte nicht den tatsächlichen Stand eines repräsentativen Tnw. Der Pegelschwimmer wurde vor dem völligen Absinken auf den Tiefststand des Tnw bereits wieder vom auflaufenden Wasser angehoben. Abb. 6.6 zeigt beispielhaft den Pegelschrieb vom Februar 1937 mit unterschiedlich gestörtem Niedrigwasserverlauf.

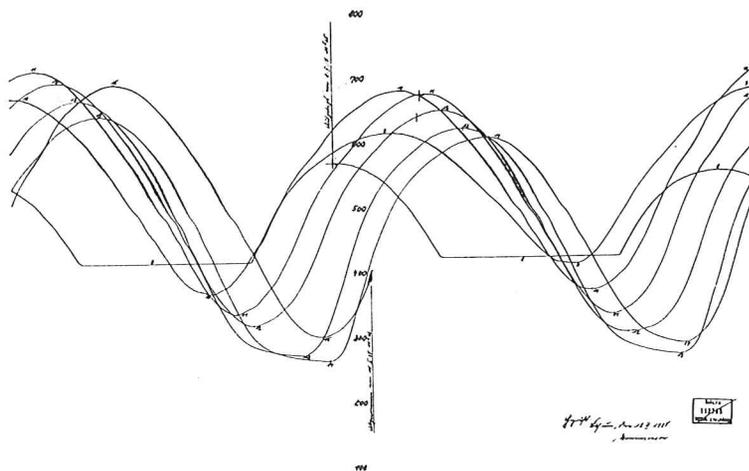


Abb. 6.6: Pegelaufzeichnung mit gestörtem Niedrigwasserverlauf

Die Verformung der Tidekurven im Bereich des Tnw wurde von den zuständigen Ämtern nachträglich durch Bezugslinien zu dem Hilfspegel Sommerkoogsteertloch und zu Cuxhaven korrigiert. Es gab ebenfalls Versuche, genauere Werte unter Zuhilfenahme der Pegel Helgoland und Husum zu ermitteln, jedoch erwiesen sich die Bezugsdaten des Pegels Cuxhaven als besser geeignet.

6.2.1.3 Dritter und vierter Pegelstandort Seeschleuse

Ende 1941 wurde der Schreibpegel in den Schleusenbereich (Standort 3; vgl. Abb. 6.7) außerhalb der Hafenbecken verlegt (1.11.1941 - 20.1.1943). Der PNP lag auch hier bei NN -5.000 m. Ein erster Standort erwies sich jedoch als sehr anfällig gegen Verschlickung und Versandung, außerdem traten Störungen innerhalb der Übertragungstrecke vom Pegel zur eigentlichen Registriereinheit auf. Wegen häufiger Defekte des Schwimmers und Versandung des Zulaufrohres wurde der Pegel nach einem Jahr am 20.01.1943 außerhalb des Hafens direkt an der Mauer der Ostseite des Schleusengebäudes installiert (Standort 4; vgl. Abb. 6.7). Dort verblieb er mehr als zehn Jahre bis zum 30.11.1953. Aufgrund eines Nivellements mußte der PNP rückwirkend ab 1.11.1950 von NN -5.000 m auf NN -5.005 m korrigiert werden.

Aber auch an diesem Standort wurden die Wasserstandsregistrierungen insbesondere im Niedrigwasserbereich beeinträchtigt. Neben der Verschlickung bzw. Versandung der Zulauföffnungen bereiteten in den Wintermonaten Vereisungen des Schwimmerschachtes und des Zulaufrohres Probleme. Nachträglich wurde versucht, Meßlücken zu schließen und verfälschte Aufzeichnungen zu korrigieren.

Zu Beginn der fünfziger Jahre wurde ein nicht mehr einwandfreies Arbeiten des Pegels beobachtet, das sich auf Verschlickungen des Pegelzulaufes zurückführen ließ. Ersatzablesungen durch Lattenpegel erwiesen sich zumeist auf Grund des Wellenganges als schwierig. Zudem verschlickte wiederholt auch der untere Teil des Lattenpegels.

6.2.1.4 Fünfter Pegelstandort Westmole

Verursacht durch Ausbaumaßnahmen des Hafens kam es zu Sackungen, die zu Unregelmäßigkeiten beim Pegelbetrieb führten. Durch Brüche in den tiefer gelegenen Schachtzuleitungen verstärkten sich diese Störungen. So entstand im Jahre 1952 der Plan, den Pegel an den Kopf der Westmole zu verlegen, wo der in unmittelbarer Nähe stehende Turm des Hafenfeuers das Registriergerät aufnehmen konnte. Setzungen, die die Funktionsfähigkeit des Pegels beeinträchtigen könnten, waren an diesem Standort nicht zu erwarten. Die Baumaßnahmen am neuen Pegelstandort *Westmolenkopf* (Standort 5; vgl. Abb. 6.7) wurden in den ersten drei Monaten des Jahres 1953 durchgeführt.

Im November 1953 wurde mit dem Ablesen am Lattenpegel Westmolenkopf begonnen, wobei Ableseschwierigkeiten infolge Seeganges erstmals in Büsum mit Hilfe eines neben der Skala angebrachten Plexiglasrohres verringert wurden. Die Dämpfungsvorrichtung bestand aus einem Plexiglasrohr von 30 mm Durchmesser mit einer 4 mm großen Flutöffnung. In dem Rohr schwamm ein weißer Korken auf und ab und erleichterte so das Ablesen.

Nach der Testphase im November 1953 wurde der Pegel (Schwimmerpegel mit Lotvorrichtung, System Ott Nr. 2513) am neuen Standort endgültig am 1.12.1953 in Betrieb genommen. Er erfüllte seine Funktion bis zum 31. 10. 1984, wobei der PNP bei NN -5,005 m lag.

Der Standort der Pegelanlage am *Westmolenkopf* erwies sich bei Sturmfluten jedoch als ungünstig; bei hohen Sturmfluten wie z.B. am 16.2.1962 und 3.1.1976 fiel das Schwimmersystem wegen Überflutung aus, so daß mit diesem Pegel keine Wasserstände der Sturmfluten von 1962 und 1976 registriert werden konnten. Zusätzlich zum Pegel Büsum wurde am 04.03.1964 ein vom Amt für Land- und Wasserwirtschaft (ALW) Heide für gewässerkundliche Aufgaben eingerichteter Schreibpegel (L1; vgl. Abb. 6.7) in Betrieb genommen, der bis zum 20. Mai 1984 an der Außenwand der alten Schleusenkammer installiert war. Fehlende Aufzeichnungen von Extremwasserständen (z.B. die Januarsturmflut 1976) sind nachträglich mit berichtigten Daten dieses zweiten Schreibpegels ergänzt worden.

6.2.1.5 Verlegung der Pegelstandorte im äußeren Hafensbereich

Im Zuge der Deichverstärkung und -erhöhung an der schleswig-holsteinischen Westküste wurde ein Neubau des Vorhafens und einer vergrößerten Sturmflutschutzschleuse in Büsum geplant. Noch vor der endgültigen Fertigstellung der neuen Anlagen wurde der Pegel vom (alten) Westmolenkopf vorläufig zur *Neuen Ostmole* (Standort 6; vgl. Abb. 6.7) verlegt, wo er vom 1. November 1984 an die Wasserstände aufzeichnete. Dieser Standortwechsel war bedingt durch den Fortschritt der Bauarbeiten; später sollte der Pegel an der Innenseite der neuen Westmole installiert werden. Am 10. April 1987 wurde der Pegelnullpunkt von NN -5.005 m auf den nach der Pegelordnung gültigen Bezugshorizont NN -5.000 m umgestellt.

Durch den Neubau der Schleusenanlage und des Vorhafens wurde auch eine Verlegung des vom ALW Heide betreuten Schreibpegels notwendig; der jetzige Standort (L2; vgl. Abb. 6.7) befindet sich seit

dem 20. Mai 1984 an der Innenseite der neuen Sturmflutschleuse. Nach Abschluß der Bauarbeiten im Vorhafenbereich fand wie geplant die bislang letzte Verlegung der Pegelstelle von der *Neuen Ostmole* zur *Neuen Westmole* (Standort 7; vgl. Abb. 6.7) am 2.11.1987 statt.

6.2.2 Übersicht der Pegelstandorte und Pegelnullagen

Der Lageplan (Abb. 6.7) gibt vereinfacht die heutigen Umrisse (durchgezogene Linie) des Hafens Büsum nach dem letzten Ausbau wieder. Daneben sind frühere Ausbauzustände der Hafenbecken sowie der Schleusenanlage durch unterschiedliche Signatur gekennzeichnet; die Skizze zeigt die Uferlinien nach dem 3. Ausbau 1938/1941 (gerissen) und den Zustand zwischen 1905 bis zum 2. Ausbau 1924/1926 (strichpunktiert). Zusätzlich sind in der Abbildung die verschiedenen Standorte der *Schreibpegel* im Bereich des Büsumer Hafens eingezeichnet.

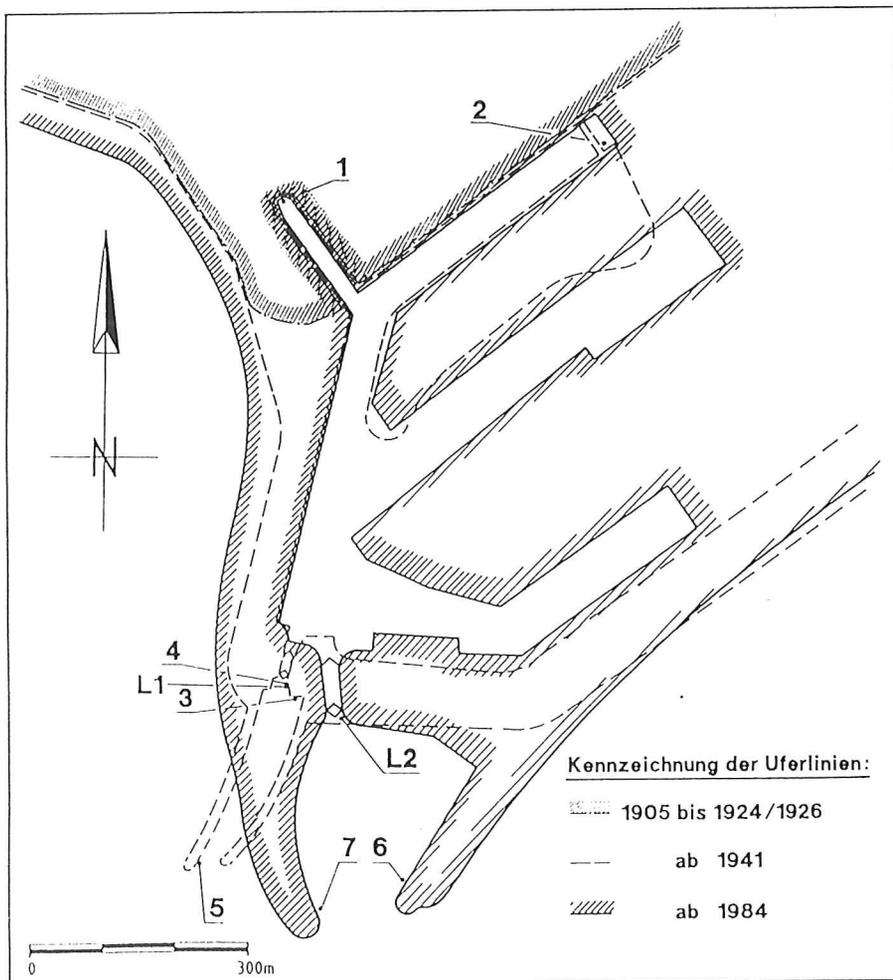


Abb. 6.7: Die Standorte der Schreibpegel im Bereich des Büsumer Hafens

In Tab. 6.1 sind die für die Wasserstandsaufzeichnungen maßgeblichen Pegel mit den zugehörigen Pegelnullagen zusammengestellt. Meist wurden in unmittelbarer Nähe der Geber der fortlaufend registrierenden Schwimmerpegel auch Lattenpegel angebracht, an denen bei Ausfall der Registriereinrichtung Ersatzablesungen vorgenommen werden können. Daneben dienen Lattenpegelablesungen auch heute noch zur Berichtigung der Schreibpegelaufzeichnungen.

Bis zum 1. Juli 1932 sind in der Spalte "Pegelnull" die Höhenangaben zusätzlich nach dem *alten* System der Landesaufnahme angegeben. Unabhängig vom Höhensystem und dem PNP zum Zeitpunkt der Messung wurden nachträglich alle Wasserstände auf NN -5.00 m umgerechnet, so daß die korrigierten Werte des Datensatzes einen einheitlichen Bezugshorizont aufweisen.

Nr.	Pegelstandort	Bauart	Beobachtungszeitraum	Pegelnull NNnS (NNaS)
1	<i>Alter Hafen</i>	L	01.05.1867 / 31.08.1893	- 1,885 m
		L	01.09.1893 / 01.08.1915	- 1,856 m (- 1,940 m)
		Ss	02.08.1915 / 28.02.1930	- 1,855 m (- 1,939 m)
2	<i>Inselbrücke</i>	Ss	01.03.1930 / 30.06.1932	- 1,855 m (- 1,939 m)
		Ss	01.07.1932 / 31.10.1935	- 1,858 m
		Ss	01.11.1935 / 31.10.1941	- 5,000 m
3	<i>Seeschleuse</i>	Ss	01.11.1941 / 19.01.1943	- 5,000 m
4	<i>Seeschleuse</i>	Ss	20.01.1943 / 31.10.1950	- 5,000 m
		Ss	01.11.1950 / 30.11.1953	- 5,005 m
5	<i>Westmolenkopf</i>	Ss	01.12.1953 / 31.10.1984	- 5,005 m
6	<i>Neue Ostmole</i>	Ss	01.11.1984 / 09.04.1987	- 5,005 m
		Ss	10.04.1987 / 02.11.1987	- 5,000 m
7	<i>Neue Westmole</i>	Ss	ab 02.11.1987	- 5,000 m

nS = *neues System* der Landesaufnahme; aS = *altes System* der Landesaufnahme; L = Lattenpegel; Ss = Schwimmerschreibpegel

Tabelle 6.1: Zusammenstellung der Büssener Pegelstandorte

6.3 Einfluß von Standortverlegungen und Baumaßnahmen auf die Pegelaufzeichnungen

Um der Frage nach eventuellen Beeinträchtigungen der Wasserstandsaufzeichnungen durch Umsetzung der Pegelanlage oder Umbauten in der Nähe eines Pegels nachzugehen, wurden vergleichende

Analysen mit Nachbarpegeln durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen war es, *signifikante* Änderungen der Pegelaufzeichnungen infolge von Standortverlegungen oder Baumaßnahmen nachzuweisen.

Die Schwierigkeit bei derartigen Untersuchungen besteht darin, einen Bezugspegel zu finden, deren Aufzeichnungen mit denen des versetzten Pegels sehr gut korreliert. Außerdem müssen die Daten des Bezugspegels homogen und jegliche Beeinträchtigungen müssen auszuschließen sein. Da sich in unmittelbarer Nähe des Standortes Büsum kein weiterer Pegel befindet, mußten weiter entfernt gelegene Bezugspegel gewählt werden.

Zu diesem Zweck wurden anhand von Einzelwerten Doppelsummenanalysen der Pegelreihen Cuxhaven, Helgoland und anderer Nachbarpegel mit den Daten von Büsum durchgeführt. Als Ergebnis dieser Untersuchungen ist festzuhalten, daß keine signifikanten Änderungen der Thw nachgewiesen werden können, die in Zusammenhang mit einer Standortverlegung stehen. Die festgestellten Änderungen der Tnw seit 1978 sind auf die Auswirkungen der Eindeichung der Meldorfer Bucht zurückzuführen (vgl. 6.3.1.3).

Leider liegen bei einem Standortwechsel in der Regel keine Parallelaufzeichnungen über einen längeren Zeitraum am alten und neuen Standort vor, die es erlauben, eine Beziehung zwischen beiden Meßreihen aufzustellen. Eine Ausnahme bilden die Parallelaufzeichnungen an den Standorten Seeschleuse und Westmolenkopf, die jedoch nur über zwei Monate durchgeführt wurden.

Im Dezember 1953 und Januar 1954 erfolgten nach einer Probelaufzeit des Pegels Westmolenkopf Parallelablesungen am Pegel Seeschleuse. Die Aufzeichnungen zeigen Unterschiede von einigen cm bei den Wasserstandsmessungen beider Pegelstellen. Als Ursachen dieser Differenzen wurden Windstauinflüsse und Wirbelbildungen im äußeren Vorhafen oder auch die Einengung im Bereich der Seeschleuse vermutet.

Die festgestellten Differenzen schwankten jedoch mehr oder weniger zufällig. Eine genaue Zuordnung von Ursache und Wirkung oder eine Beziehung, nach der sich eine Übertragungsfunktion aufstellen ließe, konnte nicht angegeben werden. Die nachfolgende Tabelle zeigt die Differenzen der Monatsmittelwerte (MTnw und MThw) für den Parallelbetrieb.

Beobachtungs- monat u. Jahr	Pegelstandort		Differenz
	Seeschleuse	Westmolenkopf	
	M _{Tnw}	M _{Tnw}	
Dez.1953	334 cm	337 cm	+3 cm
Jan.1954	331 cm	335 cm	+4 cm
	M _{Thw}	M _{Thw}	
Dez.1953	636 cm	635 cm	-1 cm
Jan.1954	633 cm	634 cm	+1 cm

Tab. 6.2: Differenzen der Monatsmittel zwischen den Pegelstandorten *Seeschleuse* und *Westmolenkopf*

Die Untersuchung der Differenzen beider Pegelstandorte nach Windrichtung und Windgeschwindigkeit zeigte folgende Ergebnisse: Die geringste **Tnw**-Differenz war bei Südwest- bis Nordwinden (mit Windgeschwindigkeiten bis zu 15 m/s) zu verzeichnen. Gleichzeitig wurde bei diesen Windrichtungen die größte **Thw**-Differenz von -2 bis -5 cm festgestellt.

Die größten **Tnw**-Differenzen von +2 bis +9 cm traten dagegen bei Winden aus Nordost bis Süd (mit Windgeschwindigkeiten bis zu 10 m/s) auf. Bei diesen Winden lag die Differenz der **Thw** zwischen -3 und +4 cm.

Zu den Ergebnissen der Messungen ist zu bemerken, daß Abweichungen in der Größenordnung von 1 bis 2 cm selbst bei Pegeln der gleichen Bauart im Bereich der üblichen Meßtoleranz liegen. Daneben verdeutlichen diese Ergebnisse aber, welche Auswirkungen eine Standortverlegung eines Pegels um nur wenige hundert Meter (hier ca. 270 m) haben kann, d.h. wie empfindlich ein derartiges Meßsystem reagiert; der Einfluß auf die **Thw** dagegen ist deutlich geringer, insbesondere bei ruhigem Wetter hat die Standortverlegung keinen Einfluß auf die Messungen.

6.3.1 Wirkungen von Küstenschutzmaßnahmen

6.3.1.1 Durchgeführte Küstenschutzmaßnahmen

Die Sturmfluten 1953 in Holland und 1962 an der deutschen Nordseeküste zeigten, daß die Beanspruchung der Seedeiche durch Wellenwirkungen stärker sein kann als bis dahin angenommen. Insbesondere die zahlreichen Deichbrüche der Februarsturmflut 1962 waren der Anlaß, das Gesamtsystem der Schutzwerke zu überprüfen. Das Ergebnis der Untersuchung war für Schleswig-Holstein der *Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz*. Dieser Plan wurde 1963 von der Landesregierung verabschiedet und wird seitdem fortgeschrieben.

Eines der großen Projekte des Küstenschutzes war der Bau des Speicherkooges Dithmarschen durch eine Vordeichung im Innern der Meldorfer Bucht. Dadurch konnte die Seedeichlinie in diesem Bereich von ursprünglich 30.6 km um 15.8 km auf 14.8 km verkürzt werden. Die Durchführung der gesamten Baumaßnahme erfolgte zwischen Juni 1969 und August 1978.

Durch die Linienführung des neuen Seedeiches wurden tiefe Priele und Wattflächen, die natürliche Speicherbecken darstellten, eingedeicht. Gleichzeitig ersetzte der neue Seedeich die sonst notwendige Verstärkung der Deiche in der alten Seedeichlinie. Wie notwendig diese Maßnahmen waren, wurde durch die Sturmflut vom Januar 1976 bestätigt, wo bei dem in Büsum bislang höchsten gemessenen Wasserstand keine Schäden eingetreten sind.

6.3.1.2 Wirkungen auf die Morphologie im Küstenvorfeld

Drei Priele (vgl. Abb. 6.1) enden nach Deichschluß am 28.08.1978 mit ihren in das Watt der Meldorfer Bucht eingetieften Betten direkt vor dem Deich. Erwartungsgemäß reagierte das Tideregime unmittelbar nach diesem Eingriff besonders stark und pendelte sich anschließend zu einem neuen dynamischen Gleichgewichtszustand ein, der den veränderten Kräftebedingungen entspricht. Die Tiderinne des größten der drei Priele (Sommerkoog-Steertloch) verlief vor 1978 in einem langgestreckten Lauf von NW nach SO; danach geht die Entwicklung zu einem geknickten Verlauf, im oberen Teil von Nord nach Süd und im unteren von West nach Ost, so daß der Ebbstrom genau auf Büsum zuläuft. Über die geomorphologischen Veränderungen in der Dithmarscher Bucht wird von WIELAND (1984)

ausführlich berichtet. Danach erhöhte sich die Sedimentationsrate auf den Watten seit Beginn der Vordeichung (1970) in den nachfolgenden Jahren erheblich. Bezogen auf die Vertikalveränderung des Gesamteinzugsgebietes (Watt der Dithmarscher Bucht), die im Zeitraum 1944 bis 1969 durchschnittlich 2.4 mm (Aufhöhung) pro Jahr betrug, konnte von 1973 bis 1976 eine Beschleunigung der Aufhöhung auf über 20 mm pro Jahr festgestellt werden.

6.3.1.3 Wirkungen auf die Wasserstände am Pegel Büsum

Um die Auswirkungen der Vordeichung in der Meldorfer Bucht auf die Scheitelwasserstände des Pegels Büsum zu analysieren und eventuelle Veränderungen der Tidedynamik aufzuzeigen, wurden die Tageswertreihen der Pegel Büsum und Cuxhaven miteinander verglichen.

Das Ergebnis einer Doppelsummenanalyse der Tnw beider Pegel veranschaulicht die Abb. 6.8. Deutlich ist ein Knick zu erkennen, der zeitlich mit dem Deichschluß in der Meldorfer Bucht zusammenfällt; eine Doppelsummenanalyse der Pegel Büsum und Helgoland zeigt ein entsprechendes Resultat. Dies bedeutet, daß seit der Eindeichung der Meldorfer Bucht am Pegel Büsum ein im Vergleich zu Nachbarpegeln stärkerer Anstieg der Tnw zu verzeichnen ist.

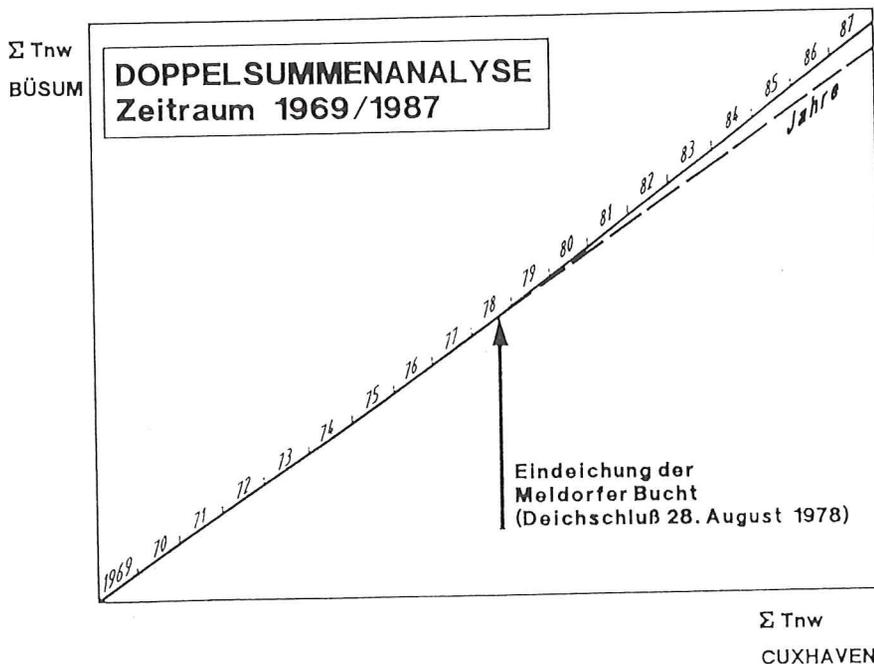


Abb. 6.8 Doppelsummenanalyse der Tnw der Pegel Büsum und Cuxhaven

Im Gegensatz dazu sind Auswirkungen auf die Thw-Scheitelwerte bei dieser Art der Analyse nicht erkennbar. Auch mit anderen statistischen Verfahren (z.B. Regressionen oder Vergleich gefilterter bzw. gemittelter Werte) lassen sich keine *signifikanten* Änderungen der Thw des Pegels Büsum nach der Vordeichung in der Meldofer Bucht im Vergleich zu benachbarten Pegeln nachweisen. Dies zeigt auch die Abb. 6.9, in der die Thw der Pegel Husum, Büsum, Cuxhaven, Dagebüll und Wittdün als tiefpaßgefilterte Einzelwertreihen 1953 bis 1987 dargestellt sind. Die auf der Grundlage von Einzelwerten ermittelten Ganglinien dieser fünf Pegel verlaufen sehr ähnlich und unterscheiden sich im wesentlichen nur in der Höhenlage voneinander. Die von LOHRBERG (1989) festgestellten Beeinflussungen der Thw des Pegels Büsum durch die Vordeichung in der Meldorfer Bucht können anhand dieser Ergebnisse also nicht bestätigt werden.

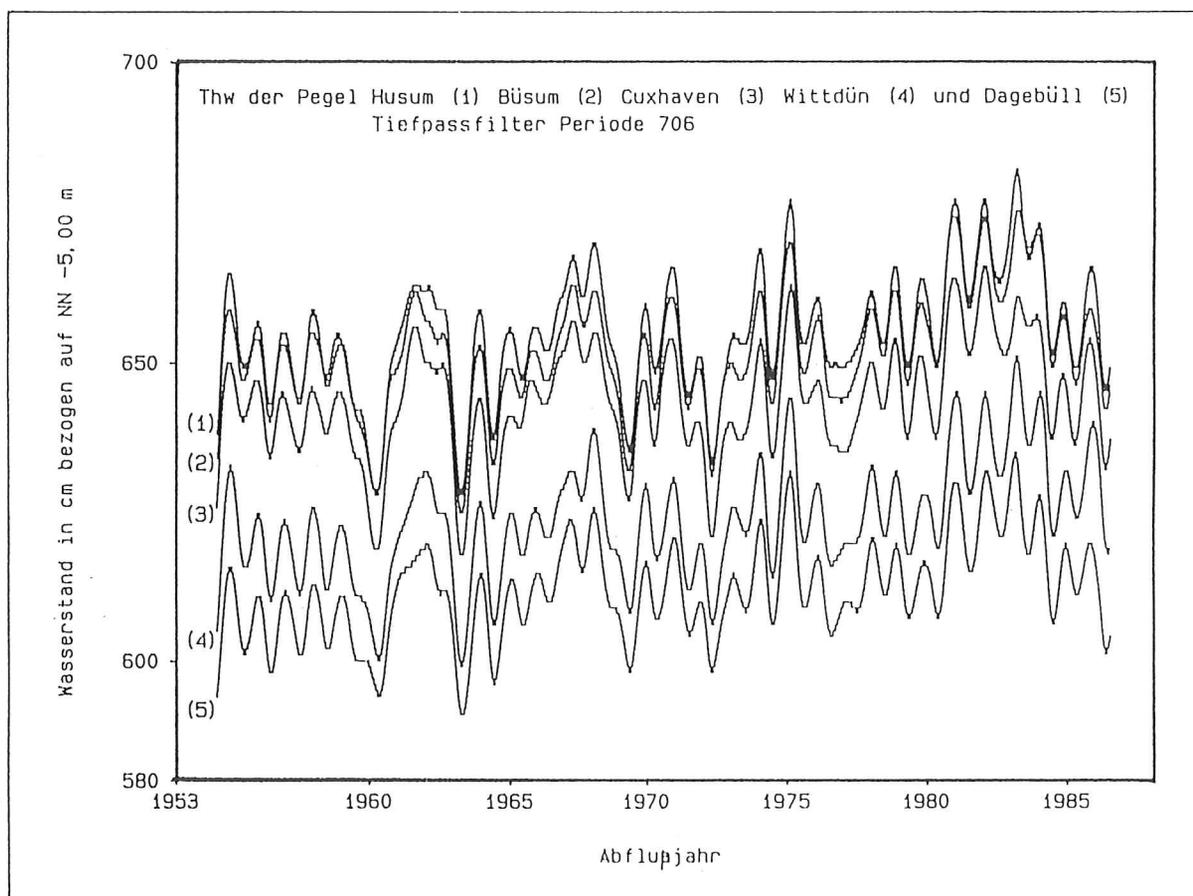


Abb. 6.9: Thw-Zeitreihe 1953 bis 1987 der Pegel Husum, Büsum, Cuxhaven, Dagebüll und Wittdün

Trenduntersuchungen der Thw des Pegels Büsum zeigen mit 4.5 mm/a (bezogen auf den Zeitraum 1953 bis 1989) ähnliche Werte wie benachbarte Pegel an der schleswig-holsteinischen Küste. So

beträgt der Trend der Thw des Pegels Husum im gleichen Zeitraum 5.2 mm/a; bei Dagebüll sind es 5.7 mm/a und bei Wittdün 4.6 mm/a. Um die Frage nach Säkulartrendveränderungen infolge der Eindeichung der Meldorfer Bucht abschließend beantworten zu können, ist der Zeitraum ab 1978 jedoch zu kurz.

Um die Entwicklung der Wasserstände am Pegel Büsum seit Mai 1867 anschaulich darzustellen, wurden auf der Grundlage von Einzelwerten Jahresmittel gebildet. Abb. 6.10 zeigt den Verlauf der MThw und MTnw (Jahresmittelwerte) der Jahresreihe 1867 bis 1987 des Pegels Büsum, wobei alle Wasserstände (unabhängig vom Pegelnull zum Zeitpunkt der Messung) auf NN -500 cm bezogen sind.

6.3.1.4 Wirkungen auf die Eintrittszeiten am Pegel Büsum

Die Verkleinerung des Flutraumes der Meldorfer Bucht hat auch auf die Tideeintrittszeiten am Pegel Büsum einen deutlichen Einfluß. So treten die Tnw i.M. zwölf Minuten, die Thw i.M. sogar zwanzig Minuten *früher* ein als im Zeitraum vor der Eindeichung. Um derartige Effekte nachzuweisen, wurden die Eintrittszeitdifferenzen der Tnw und der Thw gegen den Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian (Greenwich) berechnet (vgl. Abschn. 3.2). Damit wurde ein ausschließlich astronomisch beeinflusster zeitlicher Bezug gewählt. Als *Eintrittszeitdifferenz* ist (entsprechend der Fortbewegungsrichtung der Tidewelle) die Zeitdauer zwischen dem Auftreten der einzelnen Scheitelwerte und dem vorangegangenen Monddurchgang durch den Nullmeridian definiert. Die *mittleren* Laufzeiten (berechnet als Mittelwert innerhalb der untersuchten Zeitreihe 1954 bis 1987) wurden auf der Grundlage von jeweils 23.994 Einzelwerten bestimmt. Sie betragen vor der Eindeichung der Meldorfer Bucht für das Tnw 324 Minuten und für das Thw 706 Minuten; danach haben sich die entsprechenden Zeiten auf 312 bzw. 686 Minuten verkürzt. Die unterschiedliche Verkürzung führt zu Veränderungen der Flut- und Ebbdauern und damit der Tidedynamik. Der Flutast der mittleren Tidekurve ist steiler geworden (Verkürzung der Flutdauer um ca. 8 min im untersuchten Zeitraum), während der abfallende Ast flacher verläuft.

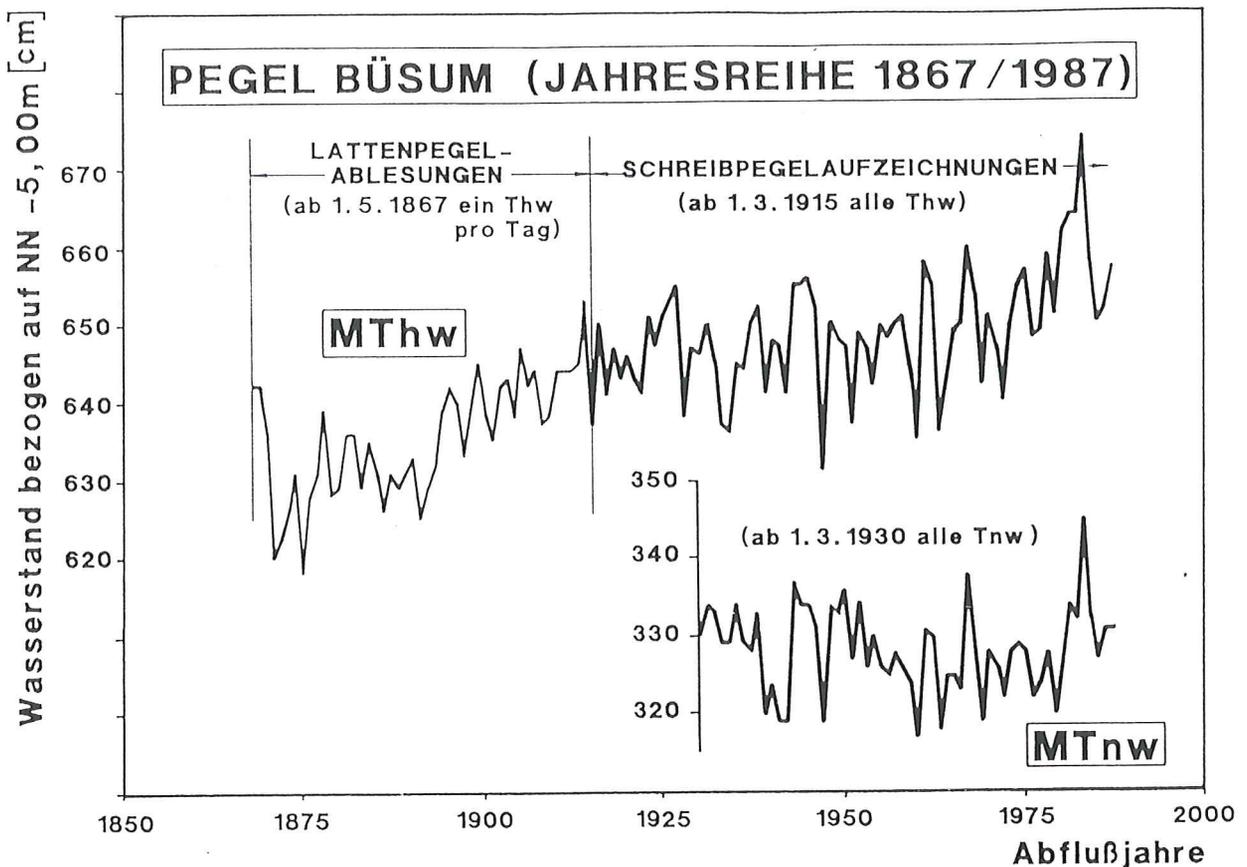


Abb. 6.10: Entwicklung der MThw und MTnw am Pegel Büsum ab 1867

Die Abb. 6.11 zeigt die Eintrittszeitdifferenzen der Thw für den Zeitraum 1954 bis 1987. Zusätzlich wurde der aus Einzelwerten berechnete Trend eingezeichnet, der vor und nach der Eindeichung der Meldorfer Bucht ähnlich verläuft, wie bei entsprechenden Untersuchungen für die Pegel Cuxhaven, Helgoland, Dagebüll und Wittdün (vgl. Abschn. 3.2).

6.4 Bewertung der Untersuchungen zum Pegel Büsum

Die für den Pegel Büsum auf Datenträger verfügbaren täglichen Wasserstandswerte (ab 1. Januar 1952) sowie die in den Pegelstammbüchern enthaltenen Informationen sind für eine vertrauenswürdige statistische Analyse nicht ausreichend. Ein erster Schritt bestand daher in der Aufbereitung täglicher Tidescheitelwerte auf der Grundlage von Gewässerkundlichen Jahrbüchern. Daneben mußten aber auch ältere, überwiegend handschriftliche Aufzeichnungen sowie die Original-Pegelschriebe herangezogen werden. Das zusammengetragene Datenmaterial wurde anhand aller verfügbaren Informationen über Pegelnullpunktlagen und Standortveränderungen überarbeitet und korrigiert.

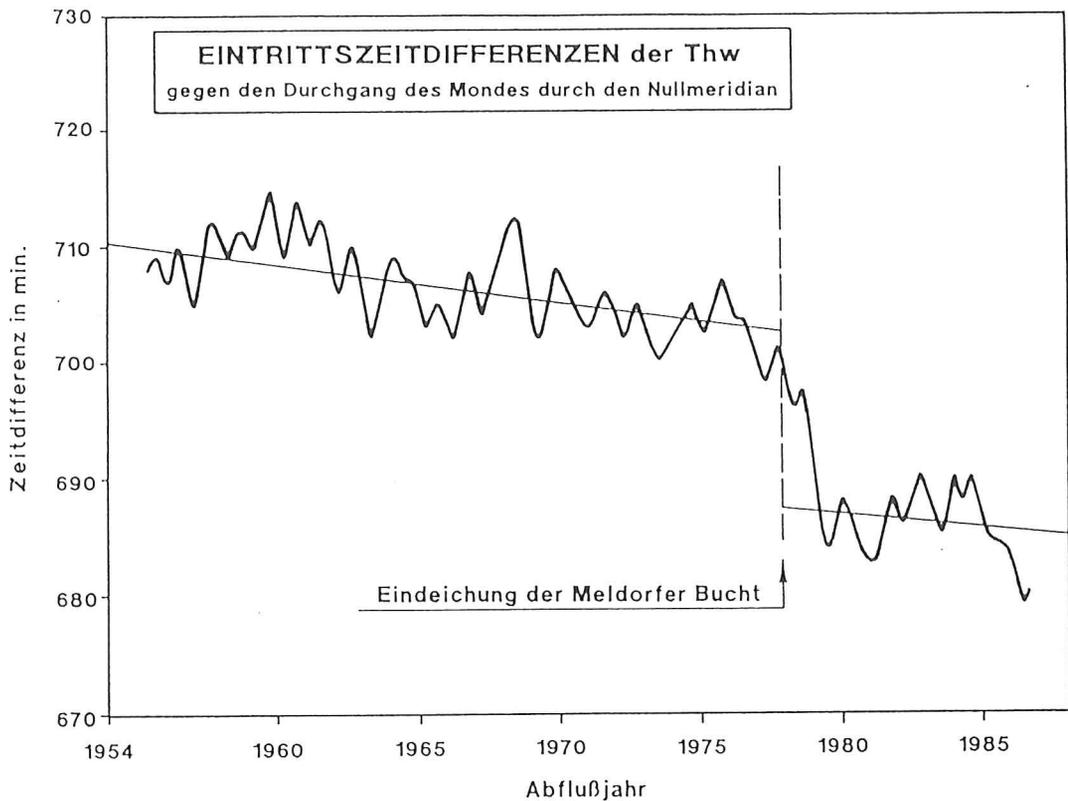


Abb. 6.11: Eintrittszeitdifferenzen der Thw bezogen auf den Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian

Als Ergebnis liegt eine weitgehend geschlossene Tageswertreihe (zunächst eine Lattenablesung pro Tag während der Tagesstunden) der Tidehochwasser (Thw) des Pegels Büsum ab 1. Mai 1867 vor. Vom Zeitpunkt der Inbetriebnahme des Schreibpegels am 2. August 1915 enthält die Reihe bis auf wenige Lücken alle Thw. Daneben enthält die Zeitreihe die ab 1930 aufgezeichneten Tideniedrigwasser (Tnw), die jedoch z.T. beeinflusst sind. Die aufgearbeiteten Daten stehen für weitergehende Untersuchungen zur Verfügung.

Bereits bei der Aufbereitung der Daten zeigte es sich, daß die Wasserstandsbeobachtungen eng mit der Entwicklung und dem Ausbau des Hafens Büsum verknüpft sind. Daher ist eine umfassende Analyse der Wasserstandszeitreihe nur unter Berücksichtigung aller örtlichen Einflußfaktoren möglich. Neben der Entwicklung des Pegelstandortes Büsum werden aktuelle Ergebnisse der Auswirkungen von Küstenschutzmaßnahmen auf die Morphologie, die Scheitelwasserstände und deren Eintrittszeiten aufgezeigt. Als ein wichtiges Ergebnis der statistischen Analyse ist festzuhalten, daß die Standortverlegungen des Pegels Büsum die Thw-Zeitreihe nicht signifikant beeinflusst haben.

Durch vergleichende Untersuchungen mit Nachbarpegeln kann nachgewiesen werden, daß die Eindeichung der Meldorfer Bucht sich signifikant auf die Entwicklung der Tnw ausgewirkt hat; eine entsprechende Änderung der Thw ist allerdings nicht zu beobachten. Trenduntersuchungen der Thw des Pegels Büsum zeigen mit 4.5 mm/a (bezogen auf den Zeitraum 1953 bis 1989) keine auffällig hohen Anstiegsraten im Vergleich zu benachbarten Pegel an der schleswig-holsteinischen Küste oder den vorgelagerten Inseln. Da der Zeitraum ab 1978 jedoch relativ kurz ist, kann die Frage nach Einflüssen der Eindeichung der Meldorfer Bucht auf den Säkulartrend noch nicht abschließend beantwortet werden.

Die Analyse der Tideeintrittszeiten bezogen auf den Monddurchgang in Greenwich zeigt, daß die Vordeichung in der Meldorfer Bucht einen deutlichen Einfluß auf diesen Parameter hat. Infolge dieser Baumaßnahme treten die Thw-Scheitel i.M. 20 min früher ein, die Tnw 12 min früher. Die unterschiedliche Verkürzung führt zu Veränderungen der Flut- und Ebbdauer und damit der Tidedynamik.

Allgemein ist festzustellen, daß nach sorgfältiger Aufarbeitung des gesamten Pegel- und Datenmaterials vertrauenswürdige Einzelwertzeitreihen aufbereitet werden können. Allerdings sind bei der Analyse der einzelnen Wasserstandszeitreihen (Tnw, Thw) bzw. der Tideeintrittszeiten oder Laufzeiten unbedingt die spezifischen Randbedingungen der jeweils betrachteten Pegel zu beachten. Für den Pegel Büsum folgt daraus, daß die Thw-Zeitreihe durchaus für eine allgemeine Wasserstandsanalyse der Westküstenpegel Schleswig-Holstein herangezogen werden kann, allerdings gilt dies aufgrund des Pegelstandortes Büsum nicht für die Tnw-Zeitreihen bzw. die Tideeintrittszeiten und -laufzeiten.

Eine sorgfältige Prüfung und Korrektur des gesamten Datenmaterials einschließlich der Aufarbeitung historischer Aufzeichnungen für jeden einzelnen Pegel ist eine unerläßliche Voraussetzung im Hinblick auf eine zuverlässige Analyse der Wasserstandsentwicklung.

7. Untersuchung meteorologischer Daten an der Station Helgoland

Die Einbeziehung meteorologischer Daten in die Untersuchungen sollte weiteren Aufschluß über mögliche Ursachen der Wasserstandsveränderungen in der Deutschen Bucht geben. Zu diesem Zweck wurden die Komponenten Windgeschwindigkeit, -richtung, Luftdruck und Temperatur der Station Helgoland ausgewertet. Das Datenmaterial wurde vom Deutschen Wetterdienst in Hamburg zur Verfügung gestellt.

Die Daten ab 01.06.1952 liegen als 3-stündige Werte vor (insgesamt jeweils 104000 Einzelwerte). Nach Überprüfung, Korrektur und Schließung kürzerer Lücken wurden die Meßwerte auf Periodizitäten untersucht. Mit Hilfe der FFT konnten Perioden und deren Amplituden bestimmt werden.

Bei der Windgeschwindigkeit und der Temperatur wurden neben der 1-jährigen Periode mit einer signifikanten Amplitude auch Zyklen von 1.3, 3.2 und 7.5 Jahren im langperiodischen Bereich ermittelt. Die Amplituden dieser Schwingungen heben sich jedoch nur wenig aus dem "Grundrauschen" heraus. Gleiches gilt auch für den Luftdruck, bei dem Perioden von 1.1, 3.7 und 11.2 Jahren festzustellen sind, deren Amplituden von 1.4 hPa (Hektopascal) jedoch relativ klein sind.

Daneben wurden Trendanalysen der meteorologischen Daten vorgenommen. Die Windgeschwindigkeit im Untersuchungszeitraum zeigt eine leicht abnehmende Tendenz. Daraus kann allerdings keineswegs abgeleitet werden, daß sturmfluterzeugende Wetterlagen seltener auftreten; die vorgenannten Untersuchungen beziehen sich ausschließlich auf Mittelwerte. Extremereignisse (Orkanwetterlagen) wurden nicht analysiert. Bei der Lufttemperatur konnte für die Station Helgoland kein signifikanter Trend festgestellt werden.

Die Veränderungen des Luftdruckes der Station Helgoland im Zeitraum 1953 bis 1987 zeigt die Abb. 7.1. Über der Zeitachse sind die gefilterten Luftdruckwerte in 1/10 Hektopascal aufgetragen. Eine Korrelation zu den langfristigen Wasserstandsveränderungen ist bei dieser Untersuchung nicht festgestellt worden.

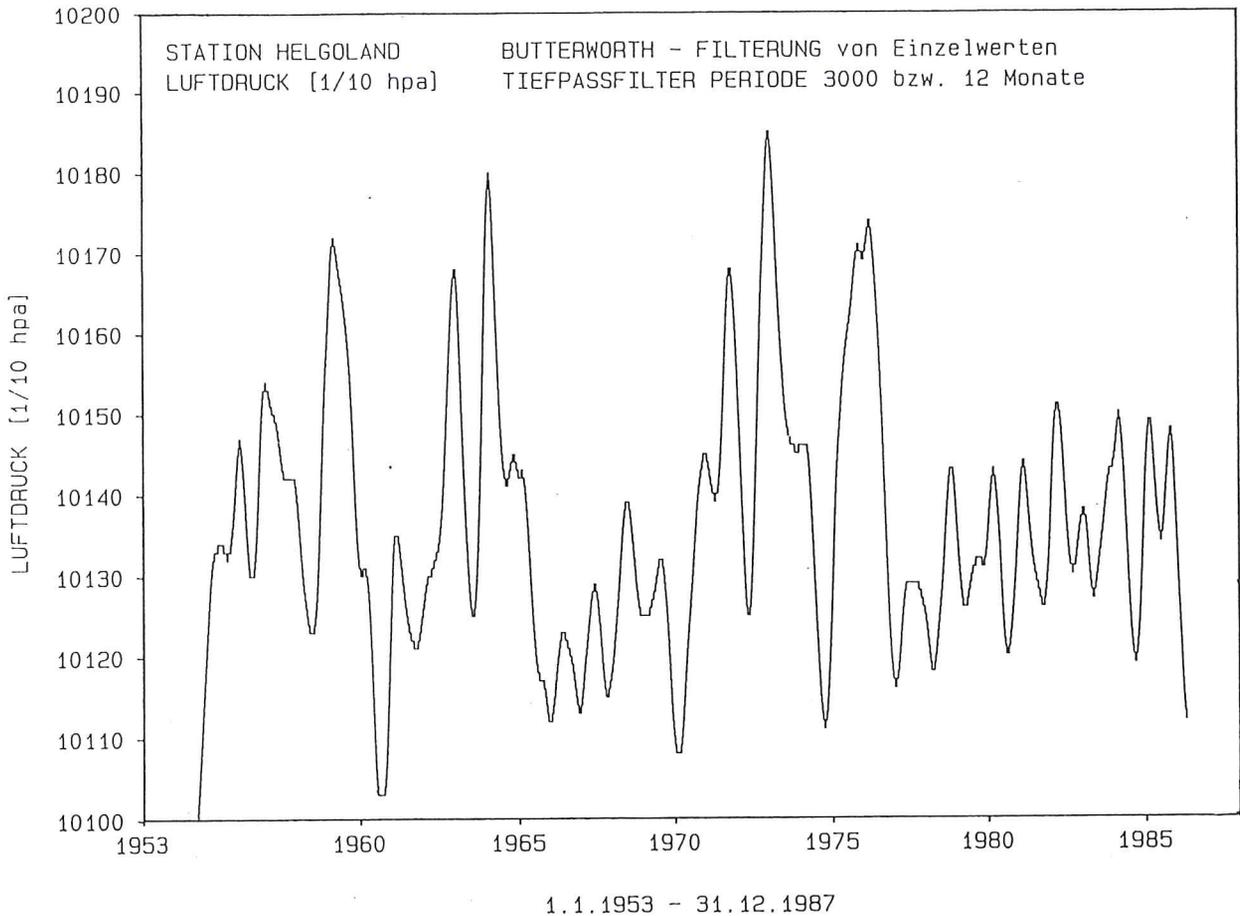


Abb. 7.1: Entwicklung des Luftdruckes der Station Helgoland
1953 bis 1987

Die Analyse der meteorologischen Daten konnte innerhalb dieses Projektes nicht vertieft werden, da eine weitere Auswertung über den Rahmen dieser Untersuchung hinaus geführt hätte (vgl. SELIGER, 1983). Weitergehende Untersuchungen, die sich mit dieser Thematik beschäftigen, werden innerhalb des vom BMFT geförderten Forschungsprojektes "Analyse der mittleren Tidewasserstände an der deutschen Nordseeküste" am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig, Lehrstuhl für Hydromechanik und Küstenwasserbau, durchgeführt.

8. Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) geförderten Forschungsprojektes "Wasserstands-entwicklung in der Deutschen Bucht" des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) wurde mit mathematisch-statistischen Methoden die Entwicklung des Tidegeschehens anhand von Scheitelwasserständen (Thw, Tnw) und deren Eintrittszeiten analysiert. Hintergrund dieser Untersuchungen ist ein vermuteter weltweiter Meeresspiegelanstieg, der insbesondere an flachen Küsten und Tideästuaren zu tiefgreifenden Veränderungen führen kann.

Die Wasserstandsentwicklung in der Nordsee ist seit dem Ende der letzten Eiszeit durch Transgressions- (Wasserspiegelanstieg) und Regressionsphasen (Wasserspiegelrückgang) gekennzeichnet. Die Entwicklung der Tidewasserstände steht dabei im unmittelbaren Zusammenhang mit der gesamten Topographie des Küstenvorfeldes und dem Abbruchgeschehen an den Küsten. Für die Unterhaltung und Planung von Küstenschutzmaßnahmen sind Aussagen zur Entwicklung der Tidewasserstände sowie der Tidedynamik erforderlich.

Im Gegensatz zu ähnlichen Untersuchungen, die bisher überwiegend auf der Basis von Mittelwerten (z. B. Jahresmittelwerte) durchgeführt wurden, wird in den vorliegenden Untersuchungen von Einzelwerten ausgegangen, d.h. alle Tidehoch- und Tideniedrigwasserstände einschließlich der Eintrittszeiten bilden die Grundlage der Analysen. Auf der Basis dieses Datenmaterials sind nicht nur Aussagen zur Entwicklung der Tidewasserstände bzw. des Tidehubs (Thb), sondern auch zur Entwicklung der Ebbe- und Flutdauer sowie der Tidelaufzeiten zwischen den einzelnen Pegeln möglich (s. Abschn. 2). Damit können durch die Verbindung von hydrologischen und meteorologischen Daten auch die meteorologischen Wirkungen auf die Wasserstände und das Tidegeschehen beurteilt werden; entsprechende Untersuchungen werden derzeit im Rahmen eines Forschungsvorhabens durchgeführt.

Eine wesentliche Voraussetzung für die Analyse der Wasserstands-entwicklung sind möglichst lange qualitativ hochwertige Datenreihen. Deshalb wurde nach der Beschaffung der "Rohdaten" bei der Projektbearbeitung größter Wert auf die Aufarbeitung, d.h. Kontrolle und Ergänzung bzw. Korrektur der Einzelwertzeitreihen gelegt (s. Abschn. 5). Am Beispiel des Pegels Büsum (s. Abschn. 6) wird die Aufarbeitung der Daten unter Berücksichtigung historischer Aufzeichnungen und der Entwicklung des Pegelstandortes dargestellt.

Nach diesen Vorarbeiten konnte ein qualitativ hochwertiges Datenkollektiv von Einzelwertzeitreihen zusammengestellt werden. Das Datenkollektiv steht damit als Grundlage für weitere Forschungen (Universitäten, Fachbehörden usw.) zur Verfügung (s. Anlagenband). Dennoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß durch weitere, noch aufwendigere Untersuchungen für einzelne Pegel Korrekturen der etwa $2 \cdot 10^6$ Einzelwerte angebracht werden müßten.

Die Auswertung der Pegeldata erfolgte mit verschiedenen statistischen Methoden. Zur Erkennung langfristiger Entwicklungen innerhalb der Zeitreihen wurde das Verfahren der linearen Regression herangezogen. Da die Wasserstandsentwicklung an den einzelnen Pegelstandorten durch die lokalen Randbedingungen Unterschiede aufweist, wurde eine Hauptkomponentenanalyse auf die Pegelzeitreihen angewandt. Mit dieser Methode kann der Anteil des Gezeiten-signal, der in allen betrachteten Pegelzeitreihen gemeinsam enthalten ist, ermittelt werden. Damit wurde es möglich, die Größe eines gemeinsamen Trends der Wasserstandsentwicklung an den deutschen Pegelstandorten anzugeben (s. Abschn. 3). Um festzustellen welche Perioden oberhalb der halbtägigen Haupt-Mondtide in den Pegeldata auftreten und wieviel Energie in diesem Spektralbereich vorhanden ist, wurden die Datenreihen mit Hilfe der Fast-Fourier-Transformation vom Zeitbereich in den Frequenzbereich transformiert. Durch Rücktransformation und digitale Filterung konnten bestimmte Spektralbereiche in den Zeitreihen näher untersucht werden.

Amplitude und Phasenverschiebung der Nodaltide, mit einer Periode von 18.6 Jahren und einem Maximum der Gezeitenkräfte in den Jahren 1978/79, wurden mit Hilfe von Optimierungsrechnungen für die Pegel in der Deutschen Bucht und den niederländischen Pegel Vlissingen ermittelt. Damit kann ein Teil der Tidehubentwicklung erklärt werden (s. Abschn. 3.6).

Die Untersuchungen zur Entwicklung einer Verteilungsfunktion für die Thw-Zeitreihen sind zwar noch nicht abgeschlossen, ermöglichen aber dennoch eine Abschätzung von Wasserständen mit bestimmten Wiederkehrintervallen auf der Basis der Einzelwertzeitreihen und zum anderen das Schließen von Datenlücken innerhalb der Thw-Zeitreihen (s. Abschn. 4).

Die bisher eingetretene langfristige Entwicklung der Wasserstände ist im wesentlichen bekannt. Für das Thw ist bei allen Pegeln ein Anstieg zu verzeichnen, der sich in den letzten Jahrzehnten verstärkt hat. Das Tnw weist, nachdem es Anfang der zweiten Hälfte

dieses Jahrhunderts zunächst leicht absank, in den vergangenen Jahren ein stationäres Verhalten bzw. einen leicht positiven Trend auf. Die Entwicklung der Scheitelwasserstände bewirkt dementsprechend nach 1950 eine Zunahme des Tidehubs. Das Tidehalbwasser, als Approximation für den mittleren Meeresspiegel, zeigt demzufolge ein unterschiedliches Verhalten, es steigt in geringerem Maße als das Thw.

Die Gezeitendynamik in der Deutschen Bucht wurde auch anhand der Flut- und Ebbdauern sowie der Eintrittszeitdifferenzen zum Monddurchgang durch den Nullmeridian untersucht. Diese Untersuchungen weisen ebenfalls auf Veränderungen der Tidedynamik hin. Die Zeitdifferenzen zwischen dem Auftreten der Scheitelwasserstände und dem Monddurchgang durch den Nullmeridian zeigen eine Reduzierung der Laufzeiten.

Ergebnisse dieses Forschungsvorhabens sind in Ergänzung zum vorliegenden Abschlußbericht in den folgenden Veröffentlichungen dargestellt:

JENSEN J., MÜGGE H.E., VISSCHER G.: Untersuchungen zur Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht. Die Küste, H.47/1988.

JENSEN J., MÜGGE H.E., SCHÖNFELD W.: Development of water level changes in the German Bight - an analysis based on single value time series. Proc. 22nd ICCE, Delft, 1990.

JENSEN J., SCHÖNFELD W.: Pegelzeitreihen der deutschen Nordseeküste - Ergebnisse einer statistischen Analyse. HANSA, Nr.17/18, 1990.

JENSEN J., SCHÖNFELD W.: Erkenntnisse aus der statistischen Analyse von Pegelzeitreihen der deutschen Nordsee. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, Band 45, 1990.

SCHÖNFELD W., JENSEN J.: Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf Wasserstandszeitreihen von deutschen Nordseepegeln. Die Küste Heft 52, 1991.

MÜGGE H.E., JENSEN J.: Untersuchungen zum Pegelstandort Büsum. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM), 35.Jahrg., Heft 1, 1991.

Aus den vorliegenden Untersuchungen können keine Prognosen für die zukünftige Wasserstandsentwicklung abgeleitet werden. Die Aussagen zur bisherigen Entwicklung weisen allerdings auf Änderungen des Tidegeschehens in der Nordsee hin. Diese Änderungen sind bei der Beurteilung der zukünftigen Wasserstandsentwicklung bzw. Tidedynamik zu berücksichtigen.

Für die Interpretation der Ergebnisse ist zu beachten, daß für die Ostfriesische Küste nach Auswertungen neuerer Nivellements Landsenkungen von 5 bis 10 cm/100 Jahre zu erwarten sind. Sollten sich ähnliche Werte für den Bereich der gesamten deutschen Küste bestätigen, wird die Erklärung der Veränderungen innerhalb der Wasserstandszeitreihen, besonders die Vergrößerung des Tidehubs, noch komplexer.

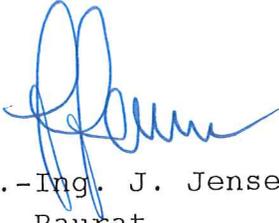
Aus der vorliegenden Projektbearbeitung ist ein weiterer Forschungsbedarf festzustellen. Neben Aussagen zur Wasserstandsentwicklung in einem bestimmten Seegebiet, wie z.B. die vorliegenden Untersuchungen für den Bereich der Deutschen Bucht, sind Untersuchungen zur globalen Meeresspiegelentwicklung der Nordsee bzw. des Atlantiks und zu lokalen Effekten, wie z.B. Untersuchungen der Wasserstandentwicklung in den Tideästuaren und -flüssen, von großer Bedeutung. Für eine Gesamtbeurteilung der Wasserstandsentwicklung bzw. eines weltweiten Meeresspiegelanstiegs im Hinblick auf eine zu erwartende Klimaveränderung sind Wasserstandsanalysen der weitgehend tidefreien Ostseepegel unbedingt zu empfehlen. Im Rahmen des genehmigten EG-Forschungsvorhabens (EPOCH) "Climate Change, Sea Level Rise and Associated Impacts in Europe", das u. a. bei der Bundesanstalt für Wasserbau - Außenstelle Küste bearbeitet wird, sind Analysen zur Wasserstandsentwicklung der Nordsee sowie in den Tideästuaren vorgesehen.

Weitere genaue Beobachtungen und Analysen der Wasserstände sind gerade im Hinblick auf die Auswirkungen erwarteter Klimaveränderungen dringend notwendig. Dies betrifft sowohl die kontinuierliche Fortschreibung und Kontrolle der Wasserstandszeitreihen als auch Untersuchungen von historischen Daten.

Eine zusammenfassende Veröffentlichung über das vorstehende Forschungsvorhaben: "Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht" ist für "Die Küste" vorgesehen.

Hamburg, im August 1991

Im Auftrag

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'J. Jensen', written in a cursive style.

(Dr.-Ing. J. Jensen)
Baurat

Das diesem Bericht zugrunde liegende Forschungsvorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie unter dem Förderzeichen MTK 0388 gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

9. Schrifttum

- AITCHINSON, J., and BROWN, J.A.C.: The Lognormal Distribution. Cambridge, 1957.
- AUBREY, D.G.: Seasonal Patterns of Onshore/Offshore Sediment Movement. Journal of Geophysical Research Vol.84, No.C10, 1979.
- AUBREY, D.G., and EMERY, K.O.: Eigenanalysis of recent United States Sea Levels. Continental Shelf Research, Vol.2, No.1, 1983.
- AUGARTH, W.: Stand der Untersuchungen zur tektonischen Küstensenkung. Vortrag vor der KFKI-Beratungsgruppe am 3./4.10.1989 in Norddeich (unveröffentlicht).
- BAHR, M.: Der Ausbau des Fischereihafens Büsum. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft. 23/24, 1955/1957.
- BARTELS, J.: Gezeitenkräfte. Handbuch der Physik, Bd.XLVIII, 1952.
- CHOW, Ven Te: Handbook of applied hydrology. Mc Graw Hill, New York, 1964.
- DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. Die Küste, Heft 2, 1954.
- FÜHRBÖTER, A.: Über zeitliche Änderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremsturmfluten an der deutschen Nordseeküste, Mitt. d. Leichtweiß-Instituts der TU Braunschweig, Heft 51, 1976.
- FÜHRBÖTER, A.: Veränderungen des Säkularanstiegs an der deutschen Nordseeküste. Wasser und Boden, Heft 9, 1986.
- FÜHRBÖTER, A. und JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht. Die Küste, Heft 42, 1985.
- FÜHRBÖTER, A. JENSEN, J., SCHULZE, M. und TÖPPE, A.: Sturmflutwahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste nach verschiedenen Anpassungsfunktionen und Zeitreihen. Die Küste, Heft 47, 1988.

- HILLMER, C.-O.: Die hafenbaulichen Veränderungen des Fischereihafens Büsum. Schiff und Hafen, Heft 5, 1958.
- JENSEN, J.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. Mitt. d. Leichtweiss-Instituts f. Wasserbau der TU Braunschweig, Heft 83, 1984.
- JENSEN, J.: Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der Nordseeküste. Mitt. d. Leichtweiß-Instituts f. Wasserbau der TU Braunschweig, Heft 88, 1985.
- JENSEN, J., MÜGGE, H.-E., VISSCHER, G.: Untersuchungen zur Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht. Die Küste, Heft 47, 1988.
- JENSEN, J., MÜGGE, H.-E., and SCHÖNFELD, W.: Development of water level changes in the German Bight - an analysis based on single value time series. Proc. 22nd ICCE, Delft, 1990.
- JENSEN, J., SCHÖNFELD, W.: Pegelzeitreihen der deutschen Nordseeküste. Erkenntnisse aus einer statistischen Analyse. HANSA, 127. Jahrgang, Heft 17/18, 1990/91.
- LAUKART, W.: Ermittlung langfristiger Wasserstandsänderungen aus Pegelregistrierungen. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Nr. 104, 1981.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der Südöstlichen Nordsee. Die Küste, Heft 50, 1989.
- LIETZ, U.: Zum Nullpunkt der Pegel Roter Sand und Alte Weser. DGM, Jahrg. 30, Heft 2/3, 1986.
- LISITZIN, E.: Sea-Level Changes. Elsevier Oceanography Series, Vol. 8, 1974.
- LOHRBERG, W.: Die Höhen der mittl. Tidemittelwasserstände an den Pegeln Roter Sand und Alte Weser und auf Helgoland im Vergleich mit denen einiger Küstenpegel an der Nordsee. DGM, Jahrg. 24, Heft 1, 1980.
- LOHRBERG, W.: Die Säkularvariation an einigen Pegeln zwischen Harlingen und Esbjerg sowie die Bedeutung 19jähriger übergreifender Mittel für deren Bestimmung. Bes. Mitt. z. Dt. Gewässerkd. Jahrbuch 43, Koblenz, 1983.

- LOHRBERG, W.: Pegelnullpunkt Helgoland. DGM, Jahrg. 31, Heft 4, 1987.
- LOHRBERG, W.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. DGM, Jahrg. 33, Heft 5/6, 1989.
- LORENZ, E. N.: Prospects For Statistical Weather Forecasting; Final Report, Statistical Forecasting Project, Dpt of Meteorol., Mass. Inst. of Tech., Boston, 1959.
- LUCK, G.: Beschleunigung des Spiegelanstiegs der Weltmeere und Folgen. Mitt. aus dem Nieders. Landesamt f. Wasserwirtschaft, Heft 5, 1987.
- LÜDERS, K.: Über das Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. Zentralblatt der Bauverw., Heft 50, 1936.
- MADE, J.W. VAN DER: Analysis of some criteria for design and operation of surface water gauging networks. Rijkswaterstaat communications, no. 47, Thesis Technical University Delft, The Hague, 1988.
- MANIAK, U.: Hydrologie und Wasserwirtschaft. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1988.
- MÜGGE, H.-E., JENSEN J.: Untersuchungen zum Pegelstandort Büsum. DGM, Jahrgang 35, Heft 1, 1991.
- NYBERG, L.: Sea Level Forecasts with an EOF Model. in: Sündermann, J., Lenz, W., (eds.), North Sea Dynamics, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1983.
- PREISSENDORFER, R. W.: Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography Elsevier. Amsterdam, New York, 1988.
- ROHDE, H.: Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste. Die Küste, Heft 30, 1977.
- ROHDE, H.: Zur Geschichte des Pegels Helgoland. DGM, Jahrg. 26, Heft 5, 1982.
- ROHDE, H.: Die Pegel auf Helgoland. Die Küste, Heft 49, 1990.
- SACHS, L.: Angewandte Statistik. Springer-Verlag, Berlin, 1974.

- SCHÖNFELD W., JENSEN J.: Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf Wasserstandszeitreihen von deutschen Nordseepegeln. Die Küste, Heft 52, 1991.
- SCHÜTTE, H.: Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste, Jb. Oldenburg, Ver. Altertumskunde, Landesgesch. 16, Oldenburg, 1908.
- SELIGER, J.: Das Sturmflutgeschehen an der Deutschen Nordseeküste. Dissertation, Universität Kiel, 1983.
- SIEFERT, W. : Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. Die Küste, Heft 37, 1982.
- SIEFERT, W. und LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. Die Küste, Heft 42, 1985.
- SPETH, P. and DETLEFSEN, H.: Empirical Orthogonal Functions of Sea Level Pressure and Sea Surface Temperatures for the Upwelling Areas off Northwest Africa. DHZ 32, Heft 4, 1979.
- STEARNS, S.: Digitale Verarbeitung analoger Signale. Oldenbourg, 3.Aufl., 1987.
- TÖRNEVIK, H.: Application of EOF to sea level forecasting. E.C.M.W.F., Workshop on the use of Empirical Orthogonal functions in Meteorology, 1977.
- ÜBERLA, K.: Faktorenanalyse. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1971.
- DE VALK, C.: Hoofdkomponenten-analyse van meetreeksen. Waterloopkundig laboratorium, H. 535, 1988.
- WIELAND, P.: Untersuchungen über geomorphologische Veränderungen in der Dithmarscher Bucht. Die Küste, Heft 40, 1984.
- WOODWORTH, P.L., SHAW, S.M., and BLACKMAN, D.L.: Secular Trends in Mean Tidal Range Around the British Isles and Along the Adjacent European Coastline. unveröffentlichtes Manuskript, 1990.
- YEVJEVICH, V.: Probability and Statistics in Hydrology. Water Resources Publications, Fort Collins Colorado, USA, 1972.

- Bericht Länder-Arbeitsgruppe: Bemessungswasserstände entlang der Elbe, Die Küste, Heft 47, 1988.
- DVWK-Regeln, Empfehlung zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit - KWK/DVWW-Arbeitsausschuß "Bemessungshochwasser", 2. bearbeitete Auflage, Heft 101, 1979.
- Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz 1963; Fortschreibung 1977.
- Internationale Hydrologische Dekade, Theoretische Hydrologie, Heft 1, Stochastische Verfahren, Deutsche Forschungsgemeinschaft, 1971.
- Jahrbücher für die Gewässerkunde Norddeutschlands, 1901 bis 1937.
- Jahrbücher für die Gewässerkunde des Deutschen Reiches, 1938 bis 1940.
- Deutsche Gewässerkundliche Jahrbücher 1941 bis 1987.
- Pegelstammbücher des Pegels Büsum.
- Schutz der Erdatmosphäre: Eine internationale Herausforderung; Zwischenbericht der Enquete-Komm. des 11. Deutschen Bundestages "Vorsorge zum Schutz der Erdatmosphäre". Hrsg.: Dt. Bundestag, Referat Öffentlichkeitsarbeit, Bonn, 1988.
- WSD NORDWEST: Zur Vergleichbarkeit der Nordseepegel "Roter Sand" mit "L.T. Alte Weser", Bericht Dezernat T3, 1986.

