

2. Der mittlere Wasserstand im 19. und 20. Jahrhundert. Bestimmung – Entwicklung – Variationen

2.1 Wasserstandsschwankungen der Ostsee und ihre Ursachen

Die heutige Ostsee ist mit einer Fläche von 415 266 km² (einschl. Kattegat), einer mittleren Tiefe von etwa 52 m und einem Volumen von ca. 22 000 km³ ein kleines, intrakontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans, das nur über die Belte und den Sund mit einer Gesamtquerschnittsfläche von nicht mehr als 0,35 km² mit dem Weltmeer in Verbindung steht. Das Einzugsgebiet, in dem etwa 85 Mio. Menschen leben, umfasst 1,75 Mio. km². Diese grundlegenden Lagebedingungen bewirken Besonderheiten des Wasserhaushalts und damit verbunden der Schwankungen des Wasservolumens, die wiederum in dem mittleren Wasserstand und seinen Variationen zum Ausdruck kommen.

Tab. 2.1: Mittlere jährliche Wasserhaushaltszahlen für die Ostsee für die Perioden 1931–1950 (IHD/IHP) und 1951–1970 (HELCOM), nach HELCOM (1986)

Wasserhaushaltskomponente	Zeitraum 1931–1950 km ³ /Jahr	Zeitraum 1951–1970 km ³ /Jahr
Flusswasserzufuhr	428	473,0
Niederschlag	237	253,2
Verdunstung	-184	-206,8
Süßwasserbilanz:	481	519,4
Einstrom – Ausstrom	-481	-514,6
Mittlere Volumenänderung	± 0	-4,8

Wie aus Tab. 2.1 hervorgeht, entspricht die von der Flusswasserzufuhr dominierte Süßwasserbilanz etwa dem um den Einstromanteil verminderten Ausstromvolumen. Die resultierende mittlere Volumenänderung ist relativ gering, variiert aber ebenso wie die Wasserhaushaltskomponenten je nach Berechnungszeitraum. Für die Ostsee ohne Beltsee und Kattegat (Fläche 392 228 km²) entspricht einer Änderung des mittleren Wasserstandes von 1 cm eine Volumenänderung von 3,92 km³. Das dem aktuellen mittleren Wasserstand zuzuordnende Volumen des Meeres wird auch als Füllungsgrad bezeichnet. Nach LAZARENKO (1986) schwankte dieser im Zeitraum 1951–1976 zwischen -235,13 und 274,12 km³ bezüglich des Mittelwertes.

Die Ursache für die je nach Zeitraum variierenden Zahlen in Tab. 2.1 liegen neben methodischen Problemen der Bestimmung der einzelnen Komponenten darin, dass Betrag und Variabilität dieser Größen ausnahmslos von der Veränderlichkeit der klimatischen Bedingungen im gesamten Ostsee- und Nordseeraum sowie im Bereich des Nordatlantik abhängen. Klimabedingt sind auch die ausgeprägten und in bestimmtem Rahmen von Jahr zu Jahr veränderlichen Jahresgänge der verschiedenen Komponenten (HELCOM, 1986). Demzufolge besteht für die resultierenden Volumenänderungen und damit für den Wasserstand der Ostsee eine starke Abhängigkeit von atmosphärischen Prozessen. Daher sind für alle Anteile an

einer Wasserstandsänderung sowohl räumlich als auch zeitlich veränderliche Ursachen in Betracht zu ziehen.

In Abb. 2.1 erkennt man, dass der Meeresspiegel der Ostsee im jährlichen Mittel von Norden in Richtung zu den Ausgängen der Ostsee geneigt ist. Die Neigung der Oberfläche ist in der eigentlichen Ostsee und in den Meerbusen und Engen unterschiedlich. Die mittlere Neigung beträgt etwa $18\text{--}20 \pm 1,3$ cm zwischen den äußersten Enden des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und den Übergängen zur Beltsee. Diese grundlegende Oberflächenstruktur der Ostsee unterliegt jahreszeitlichen und unregelmäßigen Änderungen, die infolge des in der Ostsee bestehenden Pegelnetzes (vgl. Abschn. 2.2.2) gut untersucht sind. In extremen Monaten kann sich die mittlere Neigung einerseits verdoppeln, andererseits aber auch umkehren. Mit der mittleren Oberflächenneigung der Ostsee ist der vorherrschende mittlere Ausstrom ursächlich verbunden.

Der an den Pegelstationen registrierte Wasserstand wird in unterschiedlicher räumlicher Ausprägung durch isostatische Prozesse beeinflusst (s. Kap. 1). In den nördlichen Teilen des Meeres, insbesondere im Bottnischen Meerbusen, ist das Land infolge der postglazialen Entlastung von den seit fast 20 000 Jahren zurückweichenden Eismassen in Hebung begriffen, wodurch der Wasserstand scheinbar fällt. Im südlichen und südwestlichen Teil des Meeres sind dagegen Landsenkungen mit scheinbarem Steigen des Wasserspiegels nachgewiesen worden, allerdings sind die Beträge hier weit geringer. Abb. 2.1 zeigt die im Ostseeraum ermittelten Linien gleicher Landhebung bzw. -senkung, von denen erwartet werden kann, dass sie im Laufe von Jahrtausenden langsam abklingen.

Neben dem isostatischen Anteil der beobachteten Wasserstandsänderungen tritt als weiterer Langzeitprozess der eustatische Meeresspiegelanstieg auf. Ursprünglich handelt es sich um den nach der letzten Kaltzeit erwärmungsbedingt ansteigenden Wasserspiegel des Weltmeeres, der auch zur Entstehung der heutigen Ostsee geführt hat (siehe Kapitel 1). WARRICK et al. (1996) stellten für die letzten 100 Jahre einen globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg von 1,0 bis 2,5 mm/Jahr fest, der sich infolge der rezenten Erwärmung in den letzten Jahrzehnten tendenziell verstärkt habe (vgl. für die zukünftige globale Entwicklung HOUGHTON et al., 2001 sowie für die Ostsee STIGGE, 1994a). In diesen Wertebereich fällt gerade die jährliche Anstiegsrate am Pegel Warnemünde von 1,13 mm/Jahr im Zeitraum 1880 bis 1995. Die entsprechende Mittelwasserkurve (dargestellt in BAERENS, 1998) zeigt in den letzten Jahrzehnten korrespondierend zur Entwicklung der globalen mittleren Luft- und Wassertemperatur eine Erhöhung der Anstiegsrate. Differenzierte Aussagen zu dieser Problematik sind bei LIEBSCH (2000) zu finden.

Dieser globale Prozess ist gegenwärtig vor allem auf die Erwärmung der ozeanischen Deckschicht und nur in geringerem Umfang auf das Abschmelzen von Eis zurückzuführen. Für die Ostsee ist es problematisch, den gegenwärtigen eustatischen Anstieg wegen seiner Überlagerung mit den isostatischen Bewegungen zu verifizieren. In Anlehnung an KÖSTER (1995) gehen wir zur Feststellung der Schwankungen des mittleren Ostsee-Wasserstandes in erster Näherung mittleren eustatischen Anstiegsrate von 0,11 cm/Jahr für das gesamte Äquatorium der Ostsee aus. Regionale Unterschiede werden ebenso wie zeitliche Änderungen der Anstiegsrate nicht berücksichtigt.

Zu den Ursachen überwiegend kürzerer Wasserstandsschwankungen geringer Amplitude in der Ostsee gehören die Gezeiten. Da die autochthonen Gezeiten dieses Meeres sehr klein sind, handelt es sich bei den beobachteten gezeitenbedingten Wasserstandsschwankungen (s. Abb. 2.43) um von außen angeregte Mitschwingungsgezeiten. In den Pegelregistrierungen können die Gezeiten in reiner Form nur bei windschwachem Wetter beobachtet werden. Es handelt sich überwiegend um halb- und eintägige Tiden. Natur und Ausbreitungs-

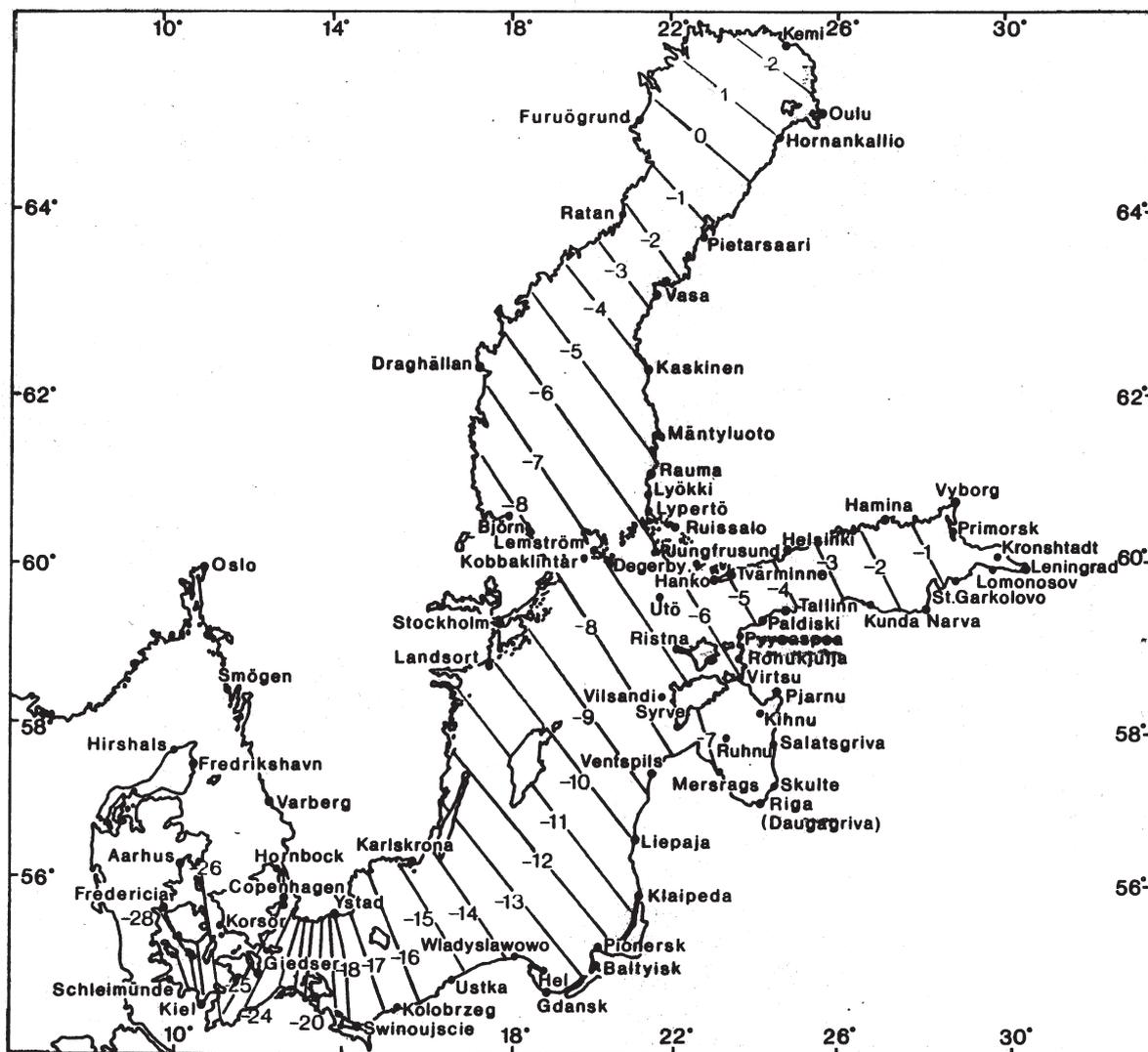


Abb. 2.1: Mittlere Neigung der Meeresoberfläche der Ostsee, dargestellt durch Linien gleicher mittlerer Abweichungen vom Mittelwasser von Kronstadt (Russland) im *Baltic Levelling Polygon* in der Periode 1951–1976, aus HELCOM (1986)

prozess der damit verbundenen langen Wellen sind von LASS (1995) beschrieben worden. Deren Eigenschaften sind stark von den gegebenen Raumbedingungen (Fläche, Tiefenstruktur, Küstenkonfiguration) abhängig. Die wichtigsten in der Ostsee anzutreffenden Tiden, für die die harmonischen Konstanten für viele Pegel vorliegen (MAGAARD u. KRAUSS, 1966), enthält Tab. 2.2.

Die beobachteten Amplituden (die Amplitude entspricht dem halben Tidenhub, d. h. dem halben Abstand zwischen Hochwasser und vorausgegangenem Niedrigwasser der betrachteten Tide) sind auch in der Ostsee regional unterschiedlich.

Die Gezeitenwellen breiten sich von der Nordsee über Skagerrak (Amplitude $M_2 < 25$ cm), Kattegat und Beltsee aus, wobei die Amplituden der halbtägigen Gezeiten tendenziell abnehmen: Beltsee 7 bis 11 cm, westliche Ostsee 0,3 bis 5 cm, nördliche Arkonasee 3,5 bis 7 cm, übrige Gebiete der eigentlichen Ostsee $< 3,5$ cm und Finnischer Meerbusen 3,5 bis 7 cm.

Die Amplituden der eintägigen Gezeiten nehmen in einigen inneren Teilgebieten der Ostsee wieder zu, was als Hinweis auf eine Resonanz des Wasserkörpers gegenüber den eintägigen Gezeitenwellen gedeutet werden kann. Beobachtet wurden Amplituden in der

Tab. 2.2: Die wichtigsten in der Ostsee nachweisbaren Tiden

Tide	Periode Stunden	Winkel- geschwindigkeit Grad/Stunde
Halbtägige Hauptmondtide M_2	12,43	28,98
Halbtägige Hauptsonnentide S_2	12,00	30,00
Eintägige Mond-Sonnen- Deklinationstide K_1	23,93	15,04
Eintägige Hauptmondtide O_1	25,82	13,94

Beltsee von 9 bis 15 cm, in der westlichen Ostsee von 0,5 bis 15 cm, in der Arkona- und Bornholmsee von 4,5 bis 9 cm, in den übrigen Teilen der eigentlichen Ostsee von < 4,5 cm, jedoch im nördlichen Bottnischen Meerbusen und im Finnischen Meerbusen wieder von 4,5 bis 9 cm und im inneren Finnischen Meerbusen von 9 bis 15 cm.

Für die Ostsee wurde auch die bekannte lange Gezeitenschwingung, die eine Periode von 18,6 Jahren bei einer Winkelgeschwindigkeit von 0,0022 °/h besitzt, nachgewiesen (in der westlichen Ostsee mit einer Amplitude von 0,5 bis 3 cm, s. WEISE, 1990). Diese Welle muss bei der Analyse langjähriger Wasserstandsregistrierungen beachtet werden.

So interessant das Gezeitenphänomen in der Ostsee sein mag, so muss doch festgestellt werden, dass die mit ihnen verbundenen Wasserstandsschwankungen für die Belange der Praxis ohne Bedeutung sind.

Das gilt auch für Schwingungen und damit verbundene Wasserstandsänderungen mit einer Periode von ca. 1,2 Jahren, die durch Änderungen der Polposition zustande kommen und als Chandler-Periode bezeichnet werden.

Charakteristisch für die Ostsee mit den gegebenen Eigenschaften des Meeresraumes (Länge wesentlich größer als die Tiefe) ist das Auftreten von Eigenschwingungen (frz. Seiches), d. h. von langen stehenden Wellen, die sich in den Beobachtungen der Küstenpegel als vorübergehende periodische Schwingungen mit je nach Lage unterschiedlicher Amplitude bemerkbar machen. Die Ostsee ist in der Lage, auf eine äußere Einwirkung (rasche und starke Luftdruckänderungen, meist verbunden mit schnell ziehenden Starkwindfeldern über Teilgebieten) in Abhängigkeit von ihren Abmessungen resonante Schwingungen zu erzeugen. Es können sich stehende Wellen bilden (verschwindende Phasengeschwindigkeit, Ausbildung von Schwingungsknoten und Schwingungsbäuchen ohne bzw. maximaler Auslenkung des Meeresspiegels). Die Schwingungen können von unterschiedlicher Ordnung, d. h. ein- oder mehrknotig sein. Bei einer einknotigen Schwingung befinden sich an den Enden Schwingungsbäuche und in der Mitte ein Schwingungsknoten, bei der zweiknotigen Schwingung sind die Amplituden an den Enden in gleicher Phase, bei der dreiknotigen Schwingung in Gegenphase usw.. Berechnungen der Ostsee-Seiches (bis 7. Ordnung) wurden von NEUMANN (1941), KRAUSS u. MAGAARD (1962) sowie WÜBBER u. KRAUSS (1979) durchgeführt.

Für die Ostsee sind die Schwingungssysteme „Ostsee ohne Bottnischer Meerbusen“ und „Gesamte Ostsee“ von Bedeutung (Tab. 2.3). Auf Grund der Abmessungen der Ostsee auf der einen Seite und der Größe von Sturmzyklonen (mit starken Luftdruckunterschieden und schnell wandernden Starkwindfeldern mit ihrer charakteristischen Einwirkzeit von 1–2 Tagen) auf der anderen Seite kommt es hauptsächlich zur Bildung von einknotigen Eigenschwingungen. Diese können im Bereich der Schwingungsbäuche Wasserstandsschwankun-

Tab. 2.3: Eigenschwingungen 1. bis 3. Ordnung der Ostsee

Schwingsungsordnung	Schwingungssysteme der Ostsee (ohne Beltsee)	
	Ohne Bottnischen Meerbusen Periode/Stunden	Gesamte Ostsee Periode/Stunden
Einknotige Schwingung	27,7	31,0
Zweiknotige Schwingung	23,8	26,4
Dreiknotige Schwingung	13,4	22,4

gen bis zu 1 m erreichen (s. Abschn. 3.3.3.2), klingen aber rasch ab (im Allgemeinen nicht mehr als vier Perioden).

Die bisher diskutierten Ursachen für die Wasserstandsschwankungen der Ostsee erlauben es, den mittleren Wasserstand und seine zeitlichen Variationen annähernd zu bestimmen. Als Indikator für diese Größe werden die Registrierungen des Pegels Landsort ($58^{\circ} 44' N$, $17^{\circ} 52' O$) gewählt (FRANCK u. MATTHÄUS, 1992). Dieser südlich von Stockholm gelegene Pegel befindet sich etwa im Knotenbereich der am häufigsten auftretenden einknotigen Eigenschwingung, so dass dort der jeweilige Füllungsstand des Meeres und die eintretenden Volumenänderungen in den Wasserstandsschwankungen günstig widerspiegelt werden.

Herangezogen wurden die monatlichen Mittelwasser dieses Pegels von Januar 1899 bis Dezember 1993 (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norköpping). Von der daraus gebildeten Reihe der jährlichen Mittelwasser wurde der oben angegebene hypothetische Wert des eustatischen Wasserstandsanstiegs von $0,11 \text{ cm/Jahr}$ abgezogen. Von der verbliebenen Reihe wurde der lineare Trend bestimmt. Die erhaltene Wasserstandsabnahme von ca. 42 cm/100 Jahre ist mit der aus der Abb. 2.1. ersichtlichen Landhebung von 4 mm/Jahr in diesem Gebiet verträglich. In Abb. 2.2 ist die verbliebene Zeitreihe in Form von Abweichungen vom Mittelwert dargestellt. Man erkennt, dass der mittlere Wasserstand der Ostsee

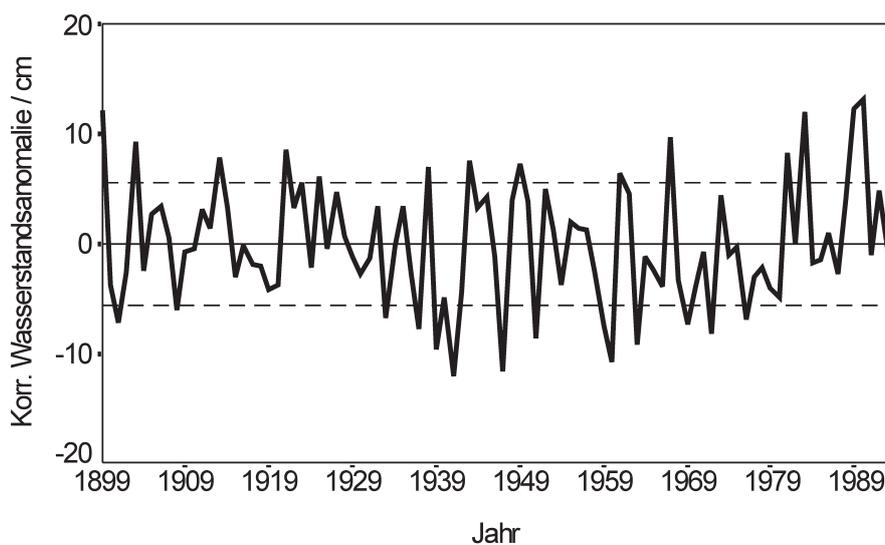


Abb. 2.2: Vieljähriger Gang der jährlichen Abweichungen des Wasserstandes von Landsort vom Mittelwert 1899–1992. Die Werte sind annähernd von isostatischen und eustatischen Effekten befreit. Die gestrichelten Linien markieren die Standardabweichung ($\pm s$) Daten: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping

Tabelle 2.4: Gegenüberstellung markanter Abschnitte im Jahresgang des Wasserstandes von Landsort und Einflussgrößen

Beeinflussende Größen		
	Minimum	Maximum
Abnahme Jan.–März	Flusszufuhr, Temperaturabnahme	Netto-Ausstrom (sek.)
Minimum März–Mai	Netto-Ausstrom (Mai), Temperatur	Niederschlag, Verdunstung
Zunahme Mai–Juli	Flusszufuhr, max. Erwärmung	Netto-Ausstrom (Juli)
Maximum Juli–Sept.	Netto-Ausstrom	Niederschlag, Verdunstung, Temperatur
Minimum Okt.–Nov.		Abkühlung
Maximum Dez.–Jan.	häufig starker Einstrom bei Westwindtätigkeit	Netto-Ausstrom (sek.) Abkühlung

beträchtlichen Schwankungen unterschiedlicher Periode unterliegt. Der visuelle Befund erlaubt die Annahme, dass eine ca. 80-jährige Schwingung abgebildet ist, die aus Zeitreihen von Klimaelementen und Zirkulationsparametern bekannt ist. Eine Spektralanalyse (Abb. 2.5) ergab als auffallende Periodenbereiche die quasi-zweijährige Schwingung (QBO), die in vielen meteorologischen und ozeanographischen Zeitreihen festgestellt worden ist, sowie Bereiche deutlich erhöhter Spektraldichte bei ca. 3 Jahren, 5 bis 8 Jahren (hier liegt die häufig erwähnte europäische „Winterperiode“) und ab Perioden von 20 Jahren tendenziell ansteigende Spektraldichtewerte. Auffällig ist eine zwischen etwa 10 und 20 Jahren auftretende spektrale Lücke mit deutlich geringeren Werten.

Die entsprechenden Zeitreihen für die einzelnen Monate wurden in gleicher Weise wie die für die jährlichen Mittelwasser korrigiert, um den mittleren Jahresgang bestimmen zu können (Abb. 2.3). In ähnlicher Weise wie für zahlreiche andere untersuchte Wasserstandszeitreihen erkennt man einen ausgeprägten Jahresgang mit minimalen Werten von März bis

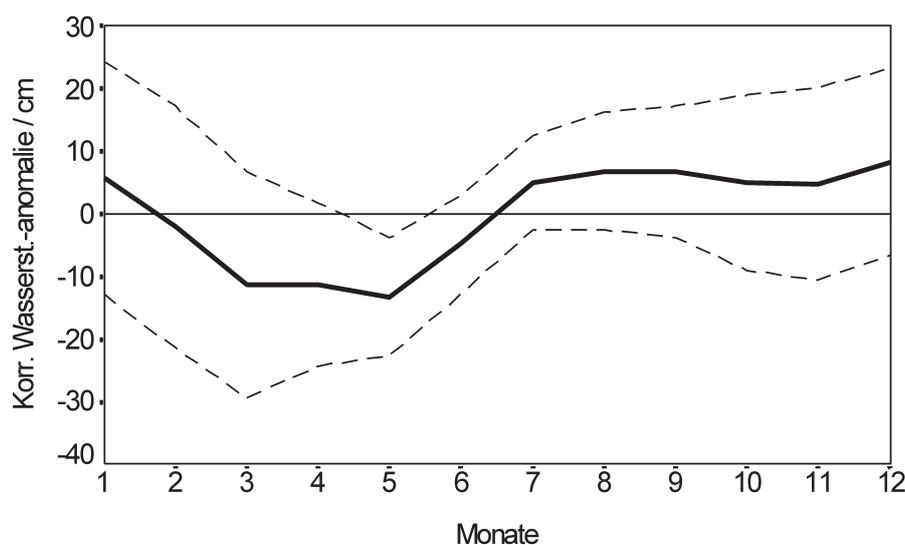


Abb. 2.3: Mittlerer Jahresgang der jährlichen Abweichungen des Wasserstandes von Landsort vom Mittelwert 1899–1992 (dicke Linie). Die Werte sind annähernd von isostatischen und eustatischen Effekten befreit. Die gestrichelten Linien stellen den Verlauf der monatlichen Standardabweichungen ($\pm s$) dar. Daten: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping

Mai (-13,2 cm Mai) und einem Maximum im Dezember (8,4 cm). Ein sekundäres Maximum ist zwischen Juli und September (6,9 cm August) sowie ein schwach ausgeprägtes Minimum im Oktober/November (4,81 cm November) zu beobachten. Die Schwankungsbreite beträgt 21,6 cm. Der Befund stimmt prinzipiell mit bereits Bekanntem überein, wonach im Ostsee-Wasserstand eine jährliche und eine halbjährliche Welle existieren. Die beiden Komponenten zeigen nach WEISE (1990) eine Amplitudenzunahme mit der geographischen Länge.

Der in Abb. 2.3 dargestellte Jahresgang kann im Wesentlichen durch die korrespondierenden Jahresgänge der Wasserhaushaltskomponenten sowie durch thermische Expansion und Kontraktion erklärt werden (Tab. 2.4).

Wie schon die Erörterung der Eigenschwingungen zeigte, wird der aktuelle Ostsee-Wasserstand vor allem durch die veränderlichen Wetterprozesse, insbesondere durch Windrichtung und Windgeschwindigkeit, bestimmt. Eine so erklärbare Ursache für Wasserstandsvariationen ist der statische Luftdruckeffekt (MIEHLKE, 1962). Darunter ist die Tatsache zu verstehen, dass der Wasserstand auf statische Luftdruckänderungen in dem Sinn reagiert, dass sich unter einem Tiefdruckgebiet der Wasserstand erhöht und unter einem Hochdruckgebiet dagegen verringert. Das Wasser besitzt gegenüber dem Luftdruck demnach einen umgekehrten Barometereffekt, der theoretisch abgeschätzt werden kann, wobei sich die angenäherte Relation 1 hPa Luftdruckänderung = 1 cm Wasserstandsänderung ergibt. Allerdings sind die starken Luftdruckänderungsgebiete, die sich gewöhnlich rasch bewegen, viel zu kurz in einem Gebiet wirksam, um dem Meer einen Angleich zu ermöglichen. In der Regel befinden sich Meer und Atmosphäre in einem Zustand ständiger gegenseitiger Neu Anpassung. SCHMAGER (1984) berechnete die Amplitude des maximal möglichen statischen Luftdruckeffekts in der Ostsee zu 15 cm.

Die bedeutendsten transienten Wasserstandsschwankungen der Ostsee werden über die tangential Schubspannung des Windes (s. Abschn. 3.3.2) durch windbedingte Wassertransporte und die Stauwirkung der Küsten hervorgerufen. Diese Wirkung ist umso größer, je stärker und anhaltender ein im weiteren Sinn aufländiger Wind über ein möglichst großes Seegebiet weht. Analog können durch ablandige Winde, die über große Distanzen Wassermassen von der Küste weg treiben, besonders niedrige Wasserstände hervorgerufen werden.

Sturmflutgefährdet sind in der Ostsee die Küsten der westlichen Ostsee, der nördliche Bottnische Meerbusen und der innere Finnische Meerbusen. Zu den Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste wird auf Kap. 3 verwiesen. Im nördlichen Bottnischen Meerbusen können anhaltende Winde aus Süd an den nördlichen Ufern Wasserstandserhöhungen bis 1,50 m über dem (korrigierten) Mittelwasser hervorrufen. Die Ausbildung größerer Sturmfluten wird durch das dortige Tiefenrelief verhindert.

Als sehr gefährdet können die Küsten des inneren Finnischen Meerbusens angesehen werden, wenn starke und anhaltende Winde aus West und Südwest die Wetterlage bestimmen. Die Querschnittsfläche des trichterförmigen Meerbusens verringert sich von 11,6 km² bis auf 0,0064 km² vor der Newabucht, die Breite von etwa 70 km auf 1 km. Bei Windstau kann die Newa (mittlere Wasserführung 2700 m³/s) nicht abfließen, so dass die Bedingungen für besonders hohe Wasserstände gegeben sind. Der Anstieg kann noch verstärkt werden, wenn sich dort gerade ein Schwingungsbauch der einknotigen Eigenschwingung befindet.

In Abb. 2.4 ist der Wasserstandsverlauf an der Ost- und Südküste des Finnischen Meerbusens am 15.10.1955 dargestellt, als es im damaligen Leningrad und Umgebung zu einer Sturmflut mit Pegelständen von knapp 3 m über dem Mittelwasser von Kronstadt kam. Man sieht deutlich, wie der Wasserstand mit der Annäherung an die Newa-Mündung immer mehr ansteigt (NEŽICHOVSKIJ, 1957).

Über die Entwicklung von extremen Wasserständen an bestimmten Küstenabschnitten

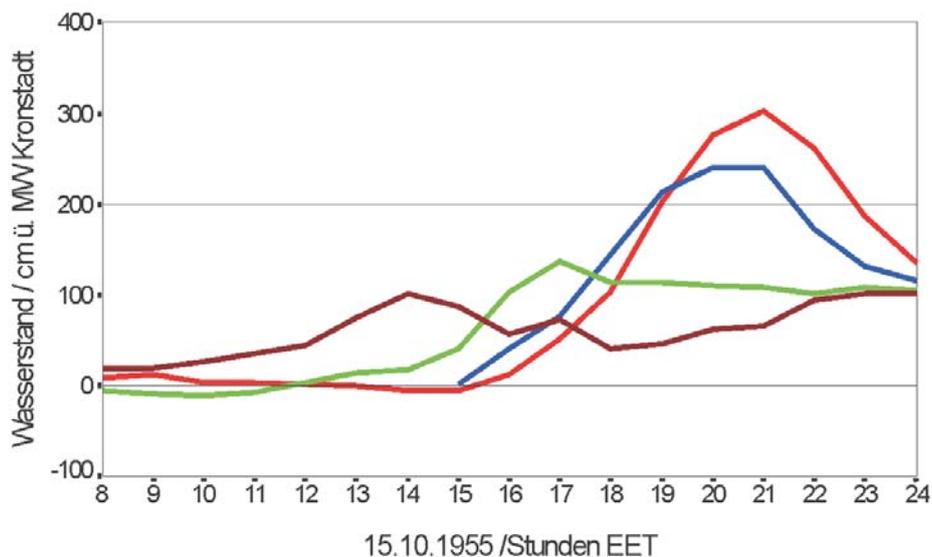


Abb. 2.4: Wasserstandsverlauf (Ordinate: Abweichungen vom Mittelwasser des Pegels Kronstadt) an den Pegeln Tallinn (braun), Narva-Mündung (grün), Kronstadt (blau) und Leningrad/Bergbauinstitut (rot) während der Sturmflut am 15. Oktober 1955, nach NEŽICHOVSKIJ (1957)

hinaus wirken die aktuellen Windverhältnisse auf die Oberflächenstruktur des Meeres. Hervorzuheben ist die Ausbildung von Neigungen der Meeresoberfläche zwischen Kattegat und Ostsee, die für den Wasseraustausch von großer Bedeutung sind (LASS, 1988; FRANCK u. MATTHÄUS, 1992).

Eine gute Übersicht über die quasi-periodischen Wasserstandsschwankungen bilden Energiespektren langer Wasserstandsreihen, die eine kritische Interpretation der Wasserstandsschwankungen in einem breiten Periodenbereich ermöglichen (SCHMAGER 1984; KOWALIK u. WROBLEWSKI, 1973). Abb. 2.5 zeigt das Spektrum der in Abb. 2.2 dargestellten Zeitreihe der Wasserstände am Pegel Landsort.

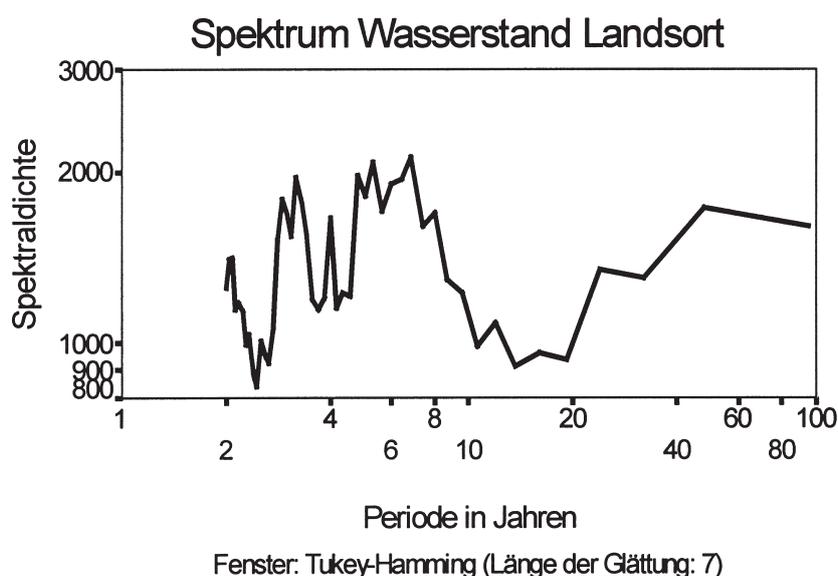


Abb. 2.5: Spektralichte verschiedener quasiperiodischer Wasserstandsschwankungen des Pegels Landsort

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass der Wasserstand der Ostsee und seine Variationen in erster Linie durch klimatische und wetterhafte Einflüsse bestimmt werden. So nimmt es nicht wunder, dass in Wasserstandsverläufen von Ostsee-Pegelstationen Effekte gefunden wurden, die die verschiedensten Einflüsse von Klimaprozessen widerspiegeln. So wurden solare Effekte ebenso festgestellt wie mit El Niño-Episoden anscheinend zusammenhängende Variationen. Das bestätigt, dass gerade die Ostsee ein empfindlicher Indikator für atmosphärische Entwicklungen ist (HUPFER u. TINZ, 1996).

2.2 Bestimmung des Wasserstandes

2.2.1 Wasserstandsmessungen mit Pegeln

Unter „Wasserstand“ versteht man das mittlere Niveau der vom Seegang befreiten Wasseroberfläche, d. h. einen zeitlichen Mittelwert über mehrere Wellenperioden. An den europäischen Küsten erforderten die alltäglichen Aufgaben von Schifffahrt, Fischerei, Schiffbau usw. schon im 18. Jahrhundert exakte Wasserstandsmessungen. Dabei wurden die unterschiedlichsten Skalen benutzt. Der Begriff „Pegel“ tauchte erstmals 1810 im Zusammenhang mit auf ein einheitliches Höhensystem bezogenen, in rheinländischen Fuß geeichten Skalen auf (s. Abschn. 2.2.3). An für die Schifffahrt wichtigen Punkten wurden Pegellatten und auf Schwimmergrundlage arbeitende „Mareographen“ eingesetzt. Obwohl es auch zahlreiche andere Methoden der Wasserstandsmessung gibt (s. Abschn. 2.3), hat sich das Schwimmerprinzip bis heute erhalten. Abb. 2.6 zeigt eine typische Pegelanlage der deutschen Ostseeküste von 1987. Neben einem nivellitisch eingemessenen Lattenpegel (emailiertes Stahlblech auf Eichenholz mit 2-cm-Teilung) gibt es eine Schreibpegelanlage, deren Wirkungsweise Abb. 2.7 erklärt.

Die Aufzeichnung des Wasserstandes im Maßstab 1:10 erfolgt auf Diagrammpapier, das auf einer uhrwerksgetriebenen Trommel üblicherweise einen Wochenumlauf vollführte. Diese Registrierungen wurden später digitalisiert und bildeten im 20. Jahrhundert die Grundlage der Gewinnung von Wasserstandsdaten. Für die operationelle Nutzung erfolgte etwa seit 1975 (an einzelnen Pegeln früher) auch schon eine direkte Wandlung der Messwerte in analoge oder digitale elektrische Signale. Heute wird die Lage des Schwimmers meist über Winkelkodierer digitalisiert, zeitlich exakt zugeordnet und zur weiteren Bearbeitung an die Datenzentralen der Messnetzbetreiber übertragen.

Die Messnetze werden in Deutschland von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, den für den Hochwasserschutz zuständigen Landesbehörden, von Forschungseinrichtungen sowie von beauftragten Privatfirmen betrieben, die im Rahmen des Bund-Länder-Messprogramms zusammenarbeiten. Die Konstruktion der Pegelanlagen und ihre Betriebsanweisungen bestimmen Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Messungen. Registrierende oder Daten übertragende Pegelgeräte werden aber auch heute noch durch Ablesung eines Lattenpegels kalibriert. Dies, sowie die Summe aller Messfehler – von der Dämpfung über das Auftriebsverhalten des Schwimmers, das Spiel mechanischer Antriebselemente, die Ganggenauigkeit der Uhren bis zu den Reibungswiderständen der Registriereinrichtungen (SAGER, 1958 u. 1961; MIEHLKE, 1956b; BIERMANN u. MELLEN-TIN, 1980) – bewirkt(e), dass Pegel nur auf 2 cm genau messen (LAWA, 2001). Die enge Beziehung zwischen Messtechnik und Datenqualität wird auch in Zukunft zu beachten sein. Der augenblickliche Entwicklungsstand in Deutschland ist in Abschn. 2.3 dargestellt.

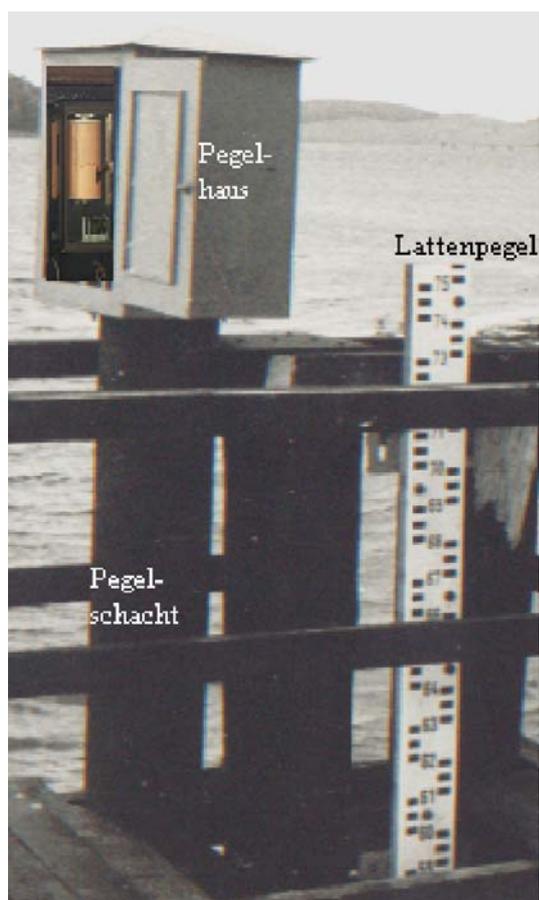


Abb. 2.6: Pegelanlage in Thiessow auf Rügen, errichtet 1987

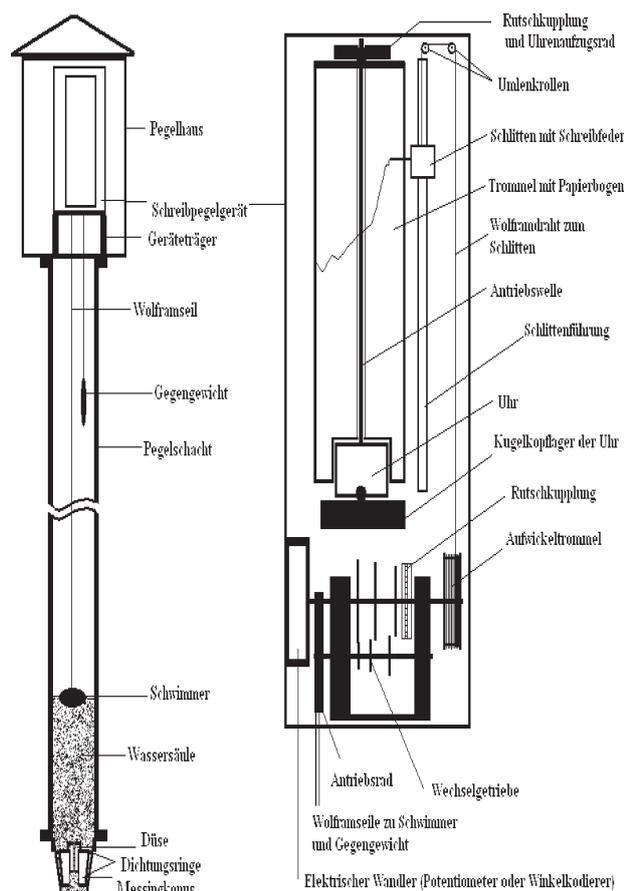


Abb. 2.7: Funktionsskizze eines Schreibpegels

2.2.2 Pegelstationen an der südlichen Ostseeküste

Fragen nach Auflösung und Repräsentanz von Wasserstandsmessungen stellten sich erst bei zentraler Datenauswertung, denn ursprünglich wurden die Pegel nicht nach wissenschaftlichen-, sondern nach praktischen Gesichtspunkten angelegt. Abb. 2.8 gibt einen groben Überblick über das Netz gegenwärtiger und ehemaliger deutscher Küstenpegel. Sie wurde mit Hilfe von Tab. 2.5 automatisch erstellt. Abb. 2.9 zeigt die gegenwärtige Verteilung der Registrierpegel an der deutschen Ostseeküste. Prinzipielle Bemerkungen zur Verteilung von Pegeln findet man bei MATTHÄUS (1970) und in verschiedenen amtlichen Richtlinien, z. B. in der Pegelvorschrift (LAWA, 1997) oder in „Hinweise zur Gestaltung von Pegelnetzen im Küstenbereich“ (LAWA, 2002). An der südlichen Ostseeküste kann es gemäß Abschn. 2.1 zu hohen Änderungsgeschwindigkeiten des Wasserstandes kommen.

So wurde z. B. am Pegel Wismar schon ein Wasserstandsanstieg von 105 cm innerhalb von einer Stunde registriert. Terminablesungen von Seepegeln sind mit höheren Zufallskomponenten behaftet als die Wasserstandsablesungen von den langsamer veränderlichen Bodden- und Haffpegeln. Bei der Nutzung nur eines täglichen Terminwertes zur Bildung von Monatsmittelwerten kann die Information aus Bodden- oder Haffwasserständen folglich wertvoller sein als die von Seepegeln. Um die historischen Pegelstandorte mit den heutigen in Polen, Russland und Litauen vergleichen zu können, wurden in Tab. 2.5 auch die ehemaligen deutschen Küstenpegel nach ihrer geographischen Länge eingeordnet. Es ergaben sich 158 Einträge.

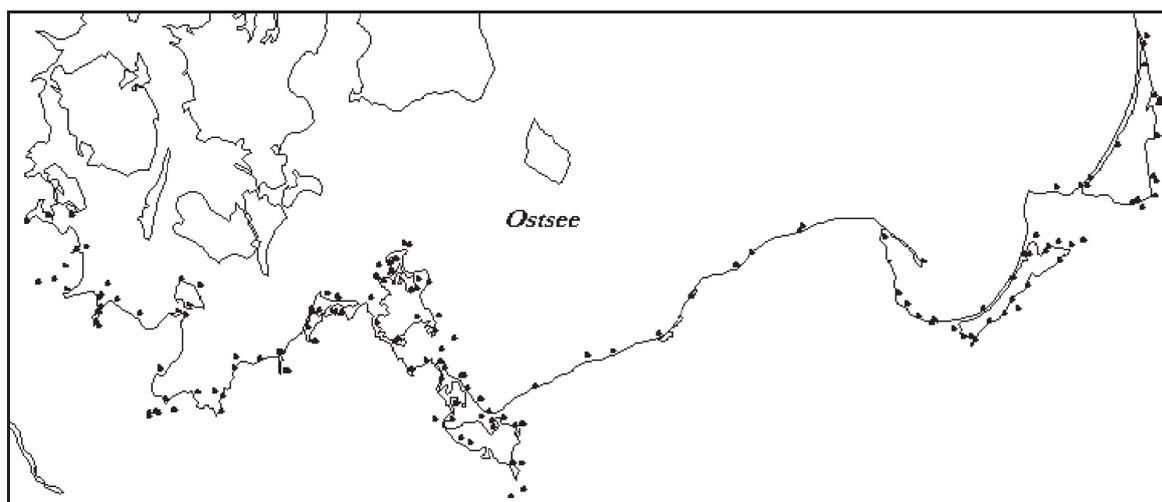


Abb. 2.8: Verteilung von Pegelstationen an der südlichen Ostseeküste nach Tab. 2.5

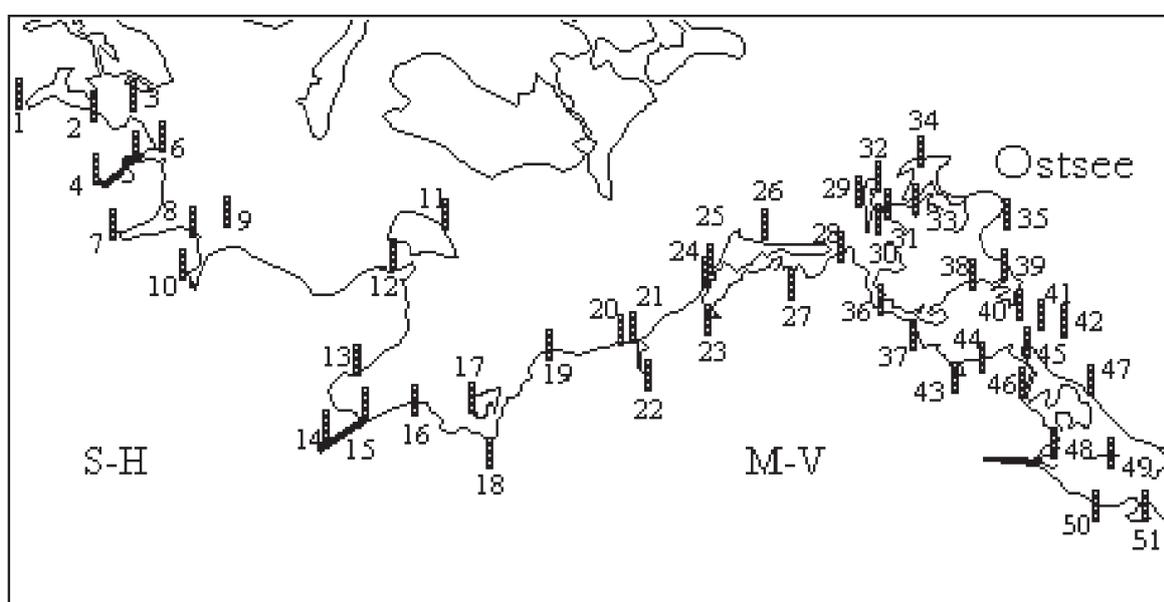


Abb. 2.9: Gegenwärtige deutsche Ostseepegel – Stationsnamen s. Tab. 2.5

Aus Tab. 2.5 gehen auch die zur Zeit betriebenen deutschen Ostseepegel (Abb. 2.9) hervor. Die Zahlen sind den Stationsnamen in Spalte 1 zugeordnet. Die Spalte „Land (Betrieb)“ bezieht sich auf den Zustand von 1999, wobei der Betriebszustand nicht für alle Pegel recherchiert wurde. Die Kürzel SH und MV stehen für Schleswig-Holstein bzw. Mecklenburg-Vorpommern, B für Bund, L für Land und P1 für den aktuellen Betrieb im staatlichen Messnetz Polens. Die Entwicklung des Pegelwesens erschwerte die Erstellung der Übersicht und macht komplette Angaben zu den vorhandenen Datenbeständen praktisch unmöglich. Selbst die geographischen Koordinaten – heute meist im Gauß-Krüger-System angegeben – können ungenau sein, da sie zum Teil alten Unterlagen entnommen wurden.

Alter und Anzahl der Messeinrichtungen belegen, dass selbst bei nur einer täglichen Ablesung schon im 19. Jahrhundert wertvolle Informationen vorgelegen haben müssen. Die Verschiebung der Grenzen durch politische Entscheidungen und Kriegsfolgen, aber auch der

häufige Wechsel der Organisationsstruktur des deutschen Pegelwesens führten vielerorts zu diskontinuierlicher Beobachtung und Datenverlust. Letzterem kann heute mit Offenlegung und Freizügigkeit der Daten begegnet werden. Dies wird auch von der UNESCO empfohlen (IHP IV, 1996, S. 118).

Tab. 2.5: Pegel der (ehemaligen) deutschen Ostseeküste seit 1811, geordnet nach geogr. Länge

Deutscher Stationsname/ggf. Nummer aus Abb. 2.9 oder neuer Name	Gewässer	Land (Betrieb)	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Beobachtet seit
Flensburg/1	Flensburger Förde	D – SH (B)	54° 47,7'N	09° 26,1'O	1872
Schleswig/4	Ostsee (Schlei)	D – SH (B)	54° 30,7'N	09° 32,9'O	1873
Langballigau/2	Flensburger Förde	D – SH (B)	54° 49,4'N	09° 39,3'O	1952
Missunde	Schlei	D – SH	54° 31,5'N	09° 43,0'O	1948
Lindaunis	Schlei	D – SH	54° 35,2'N	09° 49,2'O	1948
Eckernförde/7	Ostsee	D – SH (B)	54° 28,6'N	09° 50,2'O	1882
Kalkgrund Leuchtt./3	Ostsee	D – SH (B)	54° 49,5'N	09° 53,4'O	1970
Kappeln/5	Schlei	D – SH (B)	54° 39,7'N	09° 56,4'O	1872
Schleimünde/6	Ostsee (Schlei)	D – SH (B)	54° 40,5'N	10° 02,2'O	1873
Kiel Seegarten	Kieler Förde	D – SH	54° 19,3'N	10° 08,4'O	1954
Kiel Fischeleger	Kieler Förde	D – SH	54° 19,4'N	10° 08,7'O	1870
Kiel-Holtenau/10	Kieler Förde	D – SH (B)	54° 22,4'N	10° 09,5'O	1984
Ellerbeck	Ostsee Kiel-Hafen	D – SH	54° 18,2'N	10° 10,0'O	1910
Kiel	Kieler Förde	D – SH	54° 22,0'N	10° 10,0'O	1870
Strande/8	Kieler Förde	D – SH	54° 26,2'N	10° 10,4'O	1952
Friedrichsort LT	Ostsee	D – SH	54° 23,5'N	10° 11,7'O	1971
Bülk	Ostsee	D – SH	53° 27,2'N	10° 12,1'O	1937
Kiel-Leuchtturm/9	Ostsee	D – SH (B)	54° 30,2'N	10° 16,5'O	1971
Schönberger Strand	Ostsee	D – SH	54° 25,7'N	10° 22,4'O	1976
Neuland	Ostsee	D – SH	54° 21,8'N	10° 36,2'O	1937
Lübeck Struckfähre	Trave	D – SH	53° 52,8'N	10° 41,5'O	1842
Lübeck Bauhof /14	Trave	D – SH (B)	53° 53,6'N	10° 42,3'O	1842
Lübeck Herrenbr.	Trave	D – SH	53° 54,2'N	10° 46,4'O	1866
Lübeck Schlutup	Trave	D – SH	53° 53,7'N	10° 48,2'O	Unbekannt
Neustadt – Stadtbrücke	Ostsee	D – SH (L)	54° 06,4'N	10° 48,7'O	1987
Neustadt Holstein/13	Ostsee	D – SH (B)	54° 05,8'N	10° 48,9'O	1872
Travemünde/15	Ostsee (Trave)	D – SH (B)	53° 37,6'N	10° 52,5'O	1855
Dassow	Dassower See	D – MV	53° 54,6'N	10° 58,2'O	1962
Heiligenhafen/12	Ostsee	D – SH (B)	54° 22,4'N	11° 00,4'O	1969

Deutscher Stationsname/ggf. Nummer aus Abb. 2.9 oder neuer Name	Gewässer	Land (Betrieb)	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Beobachtet seit
Westermarkelsdorf	Ostsee	D – SH	54° 31,5'N	11° 02,7'O	1937
Grossenbrode Kai	Ostsee	D – SH	54° 21,5'N	11° 05,5'O	1957
Fehmarnsund	Ostsee	D – SH	54° 24,2'N	11° 07,3'O	1872
Boltenhagen/16	Ostsee	D – MV(L)	53° 59,5'N	11° 12,6'O	1997
Marienleuchte/11	Ostsee	D – SH (B)	54° 29,6'N	11° 14,3'O	1893
Timmendorf Poel/17	Wismarer Bucht	D – MV (B)	53° 59,7'N	11° 23,0'O	1954
Wismar/18	Wismarer Bucht	D – MV (B)	53° 54,2'N	11° 27,7'O	1849
Fährdorf	Breitling	D – MV	53° 58,3'N	11° 28,5'O	1965
Wustrow-Rerik	Ostsee	D – MV	54° 06,2'N	11° 36,0'O	1939
Rerik/19	Salzhaff	D – MV	54° 09,3'N	11° 37,0'O	1965
Jemnitz-Schleuse	Conventer See	D – MV	54° 08,9'N	11° 52,2'O	1950
Warnemünde West/20	Ostsee	D – MV (L)	54° 10,7'N	12° 03,8'O	1855
Warnemünde/21	Ostsee	D – MV (B)	54° 10,7'N	12° 05,5'O	1855
Rostock Stadthafen	Unterwarnow	D – MV	54° 05,5'N	12° 07,4'O	1968
Rostock Schleuse U.P./22	Unterwarnow	D – MV (B)	54° 05,3'N	12° 09,2'O	1910
Dierhagen/23	Saaler Bodden	D – MV (L)	54° 17,9'N	12° 22,2'O	1997
Ahrenshoop/24	Ostsee	D – MV (L)	54° 23,0'N	12° 24,9'O	1997
Althagen/25	Saaler Bodden	D – MV (B)	54° 22,0'N	12° 25,2'O	1904
Ribnitzer Pass	Recknitz	D – MV	54° 14,0'N	12° 27,0'O	1881
Darsser Ort	Ostsee	D – MV	54° 22,5'N	12° 29,9'O	1940
Prerow	Prerower Strom	D – MV	54° 27,3'N	12° 34,4'O	1893
Bodstedt	Bodstedter Bodden	D – MV	54° 22,4'N	12° 37,3'O	1991
Zingst-Ostsee/26	Ostsee	D – MV (L)	54° 26,6'N	12° 40,7'O	1984
Zingst-Bodden	Zingster Strom	D – MV (L)	54° 26,1'N	12° 41,2'O	1937
Barth/27	Barther Bodden	D – MV (B)	54° 22,2'N	12° 43,6'O	1863
Barhöft/28	Ostsee	D – MV (B)	54° 26,1'N	13° 02,1'O	1931
Neuendorf Ostsee/29	Ostsee	D – MV (B)	54° 32,3'N	13° 05,2'O	1985
Stralsund/36	Strelasund	D – MV (B)	54° 19,1'N	13° 06,0'O	1846
Neuendorf Bodden/30	Schaproder Bodden	D – MV (B)	54° 32,0'N	13° 06,3'O	1984
Kloster/32	Vitter Bodden	D – MV (B)	54° 35,3'N	13° 07,0'O	1953
Schaprode/31	Schaproder Bodden	D – MV (L)	54° 30,8'N	13° 10,0'O	1997
Bug Rügen	Vitter Bodden	D – MV	54° 35,9'N	13° 14,3'O	1934
Wittower Fähre/33	Breetzer Bodden	D – MV (B)	54° 33,5'N	13° 15,0'O	1936
Stahlbrode/37	Strelasund	D – MV (B)	54° 13,9'N	13° 17,0'O	1946
Wiek Rügen	Wieker Bodden	D – MV	54° 37,3'N	13° 17,5'O	1960

Deutscher Stationsname/ggf. Nummer aus Abb. 2.9 oder neuer Name	Gewässer	Land (Betrieb)	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Beobachtet seit
Glewitz	Strelasund	D – MV	54° 14,5'N	13° 19,1'O	1990
Varnkevitze/34	Ostsee (Rügen)	D – MV (L)	54° 41,6'N	13° 22,4'O	1997
Arkona	Ostsee	D – MV	54° 41,0'N	13° 26,0'O	1896
Ralswiek	G.Jasmunder Bodden	D – MV	54° 28,4'N	13° 27,2'O	1973
Greifswald-Wieck/43	Greifswalder Bodden	D – MV (B)	54° 05,8'N	13° 27,3'O	1846
Lietzow	G.Jasmunder Bodden	D – MV (L)	54° 28,9'N	13° 30,4'O	1999
Lauterbach/38	Greifswalder Bodden	D – MV (B)	54° 20,7'N	13° 30,5'O	1946
Martinshafen	G.Jasmunder Bodden	D – MV	54° 31,5'N	13° 31,5'O	1910
Lubmin/44	Greifswalder Bodden	D – MV (L)	54° 08,5'N	13° 36,2'O	1997
Sassnitz/35	Ostsee	D – MV (B)	54° 30,7'N	13° 38,7'O	1882
Anklam	Peene	D – MV (B)	53° 51,8'N	13° 42,3'O	1847
Thiessow/40	Greifswalder Bodden	D – MV (B)	54° 17,1'N	13° 42,3'O	1987
Göhren/39	Ostsee	D – MV (L)	54° 21,1'N	13° 44,6'O	1997
Peenemünde	Peenestrom	D – MV (B)	54° 08,2'N	13° 46,0'O	1986
Ruden/41	Greifswalder Bodden	D – MV(B)	54° 11,6'N	13° 46,6'O	1945
Wolgast/46	Peenestrom	D – MV (B)	54° 03,2'N	13° 46,6'O	1854
Karlshagen/45	Peenestrom	D – MV (B)	54° 06,5'N	13° 48,6'O	1993
Karnin/48	Stettiner Haff	D – MV (B)	53° 52,0'N	13° 53,0'O	1903
Greifswald. Oie/42	Greifswalder Bodden	D – MV (B)	54° 14,6'N	13° 54,6'O	1994
Westklüne	Stettiner Haff	D – MV	53° 56,1'N	13° 55,3'O	1910
Mönkebude/50	Stettiner Haff	D – MV (L)	53° 46,6'N	13° 58,4'O	1997
Koserow-Lüttenort	Achterwasser	D – MV	54° 04,0'N	13° 58,5'O	1964
Koserow/47	Ostsee	D – MV(BL)	54° 04,0'N	14° 00,7'O	1964
Stagniess	Achterwasser	D – MV (L)	54° 00,6'N	14° 02,6'O	1947
Ueckermünde/51	Stettiner Haff	D – MV (B)	53° 45,1'N	14° 04,1'O	1947
Heringsdorf	Ostsee	D – MV	53° 57,5'N	14° 10,6'O	1950
Kamminke/49	Stettiner Haff	D – MV (L)	53° 52,5'N	14° 11,5'O	1949
Swinemünde/ Świnoujście	Ostsee (Swine)	Polen (P1)	53° 54,5'N	14° 15,9'O	1811
Kaseburg/Kasibór	Stettiner Haff	Polen	53° 51,2'N	14° 18,3'O	1910
Kreuzhorst/Bożyce	Stettiner Haff	Polen	53° 49,7'N	14° 19,1'O	1883
Lebbin/Lubin	Stettiner Haff	Polen	53° 52,2'N	14° 25,8'O	1910
Enge Oderkrug/ Czaplice	Oder	Polen	53° 30,0'N	14° 30,0'O	1910
Gr. Ziegenort/Trzebież	Stettiner Haff	Polen (P1)	53° 39,5'N	14° 31,1'O	1881
Stettin/Szczecin	Oder	Polen (P1)	53° 25,3'N	14° 33,6'O	1851

Deutscher Stationsname/ggf. Nummer aus Abb. 2.9 oder neuer Name	Gewässer	Land (Betrieb)	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Beobachtet seit
G. Stepenitz/Stepnica	Stettiner Haff	Polen	53° 39,3'N	14° 37,2'O	1910
Wollin/Wolin	Ostsee (Dievenow)	Polen (P1)	53° 50,6'N	14° 37,3'O	1910
Ihnamünde/Inoujście	Kamelstrom (Oder)	Polen	53° 32,0'N	14° 38,0'O	1899
West-Dievenow/ Dziwnów	Ostsee (Dievenow)	Polen (P1)	54° 01,3'N	14° 45,0'O	1853
Ost-Deep(Roby)/ Mrzeżyno	Ostsee (Rega)	Polen	54° 09,7'N	15° 18,0'O	1910
Kolberg/Kołobrzeg	Ostsee (Persante)	Polen (P1)	54° 11,2'N	15° 33,2'O	1886
Gross Möllen/Mielno	Ostsee	Polen	54° 16,1'N	16° 03,0'O	1939
Rügenwaldermünde/ Darłowo	Ostsee (Wipper)	Polen	54° 26,4'N	16° 23,1'O	1819
Stolpmünde/Ustka	Ostsee (Stolpe)	Polen (P1)	54° 35,3'N	16° 51,3'O	1858
Rowe/Rowy	Ostsee (Lupow)	Polen	54° 39,1'N	17° 01,9'O	Unbekannt
Rumbke/Rąbka	Lebasee	Polen	54° 45,0'N	17° 31,8'O	Unbekannt
Leba/Leba	Ostsee	Polen (P1)	54° 45,2'N	17° 33,0'O	1890
Putzig/Puck	Putziger Bucht	Polen (P1)	54° 43,4'N	18° 24,7'O	Unbekannt
Zoppot/Sopot	Danziger Bucht	Polen (P1)	54° 27,5'N	18° 34,3'O	1939
Hela/Hel	Ostsee	Polen (P1)	54° 36,5'N	18° 48,1'O	1873
Neufahrwasser/Nowy Port (Port Północny)	Ostsee	Polen (P1)	54° 24,0'N	18° 48,9'O	1815
Groß Plehnendorf/ Sobieszewo	Tote Weichsel	Polen (P1)	54° 20,8'N	18° 48,9'O	1840
Einlage/Przegalina	Tote Weichsel	Polen (P1)	54° 18,5 'N	18° 55,4'O	1859
Schiewenhorst/Świbno	Weichsel (Ostsee)	Polen (P1)	54° 20,0'N	18° 56,1'O	1897
Tiegenort/Tujusk	Elbinger Weichsel	Polen (P1)	54° 17,1'N	19° 08,3'O	1900
Horsterbusch/ Krzewiny (Michałow)	Nogat	Polen	54° 15,0'N	19° 15,0'O	1811
Anwachs	Nogat	Polen	54° 15,0'N	19° 20,0'O	1910
Elbing/Elblag	Elbingfluss (Fr. Haff)	Polen (P1)	54° 10,4'N	19° 23,6'O	1811
Kahlberg/Krynica Morska	Frisches Haff	Polen (P1)	54° 23,2'N	19° 27,1'O	1934
Tolkemit/Tolkmicko	Frisches Haff	Polen (P1)	54° 19,5'N	19° 31,3'O	1886
Frauenburg/Frombork	Frisches Haff	Polen	54° 21,7'N	19° 41,0'O	1910
Pfahlbude/Nowa Pasleka	Frisches Haff	Polen (P1)	54° 25,8'N	19° 45,9'O	1839
Gross Bruch/ Schukinskij	Frisches Haff	Russland	54° 31,7'N	19° 46,2'O	1880
Braunsberg/Braniewo	Passarge	Polen	54° 23,0'N	19° 49,7'O	1886

Deutscher Stationsname/ggf. Nummer aus Abb. 2.9 oder neuer Name	Gewässer	Land (Betrieb)	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Beobachtet seit
Pillau/Baltisk	Ostsee	Russland	54° 38,4'N	19° 53,8'O	1811
Rosenberg/ Krasnoflotskoje	Frisches Haff	Russland	54° 29,8'N	19° 56,0'O	1882
Kamstigall/ Sewastopolskij	Frisches Haff	Russland	54° 38,5'N	19° 56,7'O	1847
Fischhausen/Primorsk	Frisches Haff	Russland	54° 43,8'N	20° 00,8'O	1886
Peyse/Komsomolskij	Königsberger Kanal	Russland	54° 39,3'N	20° 06,7'O	1935
Zimmerbude/Swetlij	Frisches Haff	Russland	54° 40,6'N	20° 08,2'O	1894
Neukuhren/Pionerskij	Ostsee	Russland	54° 57,6'N	20° 13,1'O	1909
G. Heydekrug/ Wzmorje	Frisches Haff	Russland	54° 41,9'N	20° 14,8'O	1894
Brandenburg/ Oschakowo	Frisches Haff	Russland	54° 36,9'N	20° 15,2'O	1931
Wehrdamm/Kaliningrad Ribachij	Pregel (Frisches Haff)	Russland	54° 41,0'N	20° 23,0'O	1881
Cranz/Zelenogradsk	Ostsee	Russland	54° 57,9'N	20° 29,1'O	1936
Königsberg/Kaliningrad	Pregel	Russland	54° 42,5'N	20° 30,6'O	1811
Kranzbeek	Bledausche Beek	Russland	54° 57,9'N	20° 32,8'O	Unbekannt
Schwendlund/Sabolotje	Kurisches Haff	Russland	55° 00,0'N	20° 35,0'O	1889
Rossitten/Ribachij	Kurisches Haff	Russland	55° 09,3'N	20° 51,9'O	1878
Memel/Klaipeda	Kurisches Haff	Litauen	54° 53,0'N	21° 00,8'O	1811
Rinderort/Otkritoje	Kurisches Haff	Russland	54° 54,0'N	21° 04,0'O	1928
Labiau	Deime Kur. Haff	Russland	54° 51,8'N	21° 06,8'O	1893
Schwarzort/Judokrante	Kurisches Haff	Litauen	55° 32,0'N	21° 07,7'O	1910
Erlenhorst	Kurisches Haff	Russland	55° 38,0'N	21° 08,0'O	1910
Schmelz/Smelte	Kurisches Haff	Litauen	55° 40,3'N	21° 09,4'O	1875
Gilge/Matrosowo	Kurisches Haff	Russland	55° 00,6'N	21° 14,0'O	1827
Starischken/Stankiskai	Kurisches Haff	Litauen	55° 23,3'N	21° 14,7'O	1895
Schäferei	Kurisches Haff	Litauen	54° 55,0'N	21° 15,0'O	1910
Elchwerder/Golowkino	Wiepe (Kurisches Haff)	Russland	54° 59,1'N	21° 15,5'O	1891
Karkeln/Misowka	Karkelfluss (Kurisches Haff)	Russland	55° 12,0'N	21° 16,0'O	1892
Kuwertshof	Kurisches Haff	Litauen	55° 21,0'N	21° 17,0'O	1910
Minge	Kurisches Haff	Litauen	55° 22,0'N	21° 18,0'O	1910
Skierwiet/Skirwite	Kurisches Haff	Litauen	55° 17,0'N	21° 22,0'O	1886
Russ/Rusne	Atmat	Litauen	55° 17,7'N	21° 22,4'O	1811
Tawelenbruch/ Sapowednoje	Kurisches Haff	Russland	55° 03,4'N	21° 23,0'O	1851

2.2.3 Höhensysteme und Pegelvorschriften

2.2.3.1 Höhenkoordinaten als Maß potentieller Energie

Voraussetzung für hydraulische Berechnungen oder die mathematische Modellierung hydrodynamischer Prozesse ist ein einheitlicher Höhenbezug der Wasserstände. Dies wurde erst durch eine Pegelvorschrift realisiert („*Instruction vom 13. Februar 1810, wie die Pegel an den Strömen und Gewässern gesetzt, der Wasserstand beobachtet und die Nachrichten eingezogen und überreicht werden sollen*“ von Eytelwein). Wenn die gemessene oder berechnete Höhe h die potentielle Energie eines Wasserteilchens repräsentieren soll, muss die Höhenkoordinate das Schwerfeld der Erde beschreiben. Letzteres ist nicht trivial. Schon die Bezeichnung „Meeresspiegelhöhe“ impliziert, dass die mittlere Meeresoberfläche früher als eine Geopotentialfläche galt, was aber nicht einmal im Mittel langer Zeiträume der Fall ist (EKMAN u. MÄKINEN, 1991). Bereits in Abschn. 2.1 wurden das mittlere Wasserspiegelgefälle der Ostsee und seine Ursachen erörtert. Wasserstände beziehen sich auf nivellitisch vermessene Höhenfestpunkte, die der Erdkrustenbewegung unterworfen sind. Die Gültigkeit von Höhensystemen ist infolge dessen zeitlich begrenzt. In der Praxis rechnet man mit einem Systemverfall innerhalb von 20 Jahren. Während es für statistische Zwecke manchmal ausreicht, die Wasserstände im lokalen Kontext zu kennen, ist bei der Modellierung hydrosphärischer Bewegungsvorgänge ein physikalisch kompatibles Höhensystem unverzichtbar. Abb. 2.10 veranschaulicht, wie sich auf einem mit der Winkelgeschwindigkeit ω kippenden Bereich der Erdkruste die Höhenlage zweier Punkte verändern kann. Zunächst wird während der Zeit t_1 die ursprüngliche Höhendifferenz h_1 kompensiert und anschließend während t_2 um h_2 überkompensiert. Ein Wiederholungsnivellement nach verstrichener Zeit $t_1 + t_2$ wird die Höhen neu definieren müssen, denn ein Festhalten an den alten Höhen würde bedeuten, dass das Wasser nun „bergauf“ flösse. Die logische Konsequenz einer ständigen Korrektur der Höhen

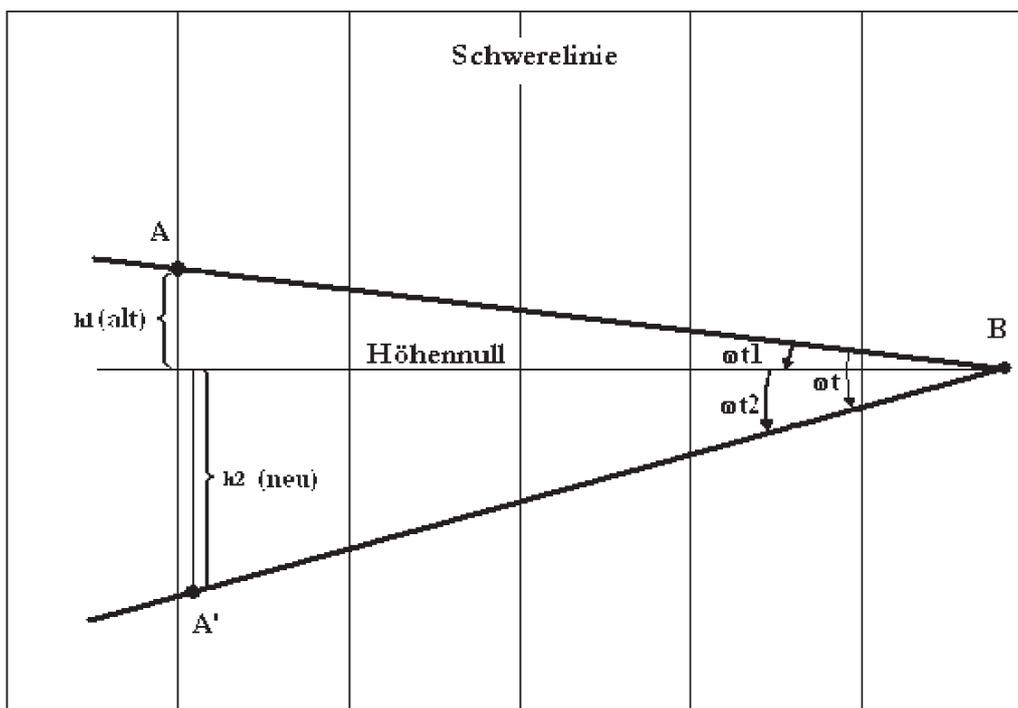


Abb. 2.10: Veränderung von Höhen mit der rezenten Erdkrustenbewegung

kann mit der Forderung nach Konstanz der Sollhöhenunterschiede zwischen Pegellatte und Höhenfestpunkt nicht dauerhaft unterdrückt werden. Diese Forderung der Pegelvorschrift hat lediglich den Sinn, die Veränderungen zu einem späteren Zeitpunkt nachvollziehen zu können und sich nicht ständig mit einem unübersichtlichen Wust von Korrekturen abgeben zu müssen. Sie bewirkt aber auch, dass Pegelraten im Allgemeinen eben keine physikalisch homogenen Höhenkoordinaten darstellen. Bei der Auswertung langjähriger Wasserstandsmessreihen muss man sich über diesen Zusammenhang im Klaren sein (s. Abschn. 2.2.3.3). Speziell das Wasserspiegelgefälle zwischen Nord- und Ostsee wird außerdem von den unterschiedlichen Salzgehalten bzw. Dichten modifiziert. Wenn man eine halbe Schwellentiefe von ca. 10 m zwischen der Nordsee (mit 32 PSU Salzgehalt) und der westlichen Ostsee (mit 12 PSU Salzgehalt) als repräsentativ für das Druckgleichgewicht annimmt, ergibt sich im Gleichgewichtsfall potentieller Energie (verschwindende kinetische Energie) eine mittlere „Überhöhung“ des leichteren Ostseewassers von ca. 15 cm.

2.2.3.2 Referenzhöhen für die Pegelraten der deutschen Ostseeküste

Die Entwicklung der Höhensysteme war im 19. Jahrhundert eng mit Wasserstandsmessungen verbunden. Damals dienten die etwa auf „Meeresspiegelhöhe“ fixierten Nullpunkte der Küstenpegel als Referenzhöhen. Erst mit Einführung des vom Amsterdamer Pegel abgeleiteten Bezugshorizontes NN (Normalnull) wurde umgekehrt verfahren, und die Pegellatten wurden nun mit Hilfe des Höhensystems justiert. Tab. 2.6 beschreibt einige für die deutsche Ostseeküste wichtige Stadien dieser Entwicklung.

Erst mit Hilfe genauer Angaben über die Verwendung der Höhensysteme und die Korrektur protokollierter Fehllagen der Pegel Travemünde (JENSEN u. TÖPPE, 1986) sowie Wismar und Warnemünde (DIETRICH, 1992) gelang die Erstellung von ca. 150-jährigen homogenen Zeitreihen der Monatsmittelwasserstände. Unter „Pegelraten“ versteht man auf den Pegelnullpunkt bezogene Wasserstandsmesswerte. An der deutschen Küste sind sie seit 1935 an der Größenordnung ihrer Mittelwerte von ca. 500 cm zu erkennen. Im Rahmen des internationalen Datenaustausches sind revidierte Lokalreferenzen üblich (revised local refernces – RLR). Dazu werden Wasserstandsdaten auf arithmetische Mittelwerte bestimmter Zeitreihen bezogen, die auf 7 m normiert sind (SIMONSEN, 1970). Seit dem letzten Drittel des 20. Jahrhunderts haben sich in Europa Normalhöhensysteme durchgesetzt. Im Gegensatz zu orthometrischen Systemen, denen die Oberfläche eines Geoids als Referenzhöhenfläche dient, basieren sie auf dem Quasigeoid, einem durch reale Schweremessungen modifizierten Ellipsoid. Die am 1.11.1985, 00.00 Uhr MEZ für die Küstenpegel der DDR erfolgte Horizontumstellung von NN(alt) auf HN76 bewirkte eine Diskontinuität in den Pegelraten, da die neuen Normalhöhen und die alten orthometrischen Höhen identischer Punkte von Ort zu Ort unterschiedliche Differenzen aufwiesen (STIGGE, 1989).

In Tab. 2.7 ist die Lage des HN-Niveaus über dem Niveau NN(alt) für einige Küstenpegel Mecklenburg-Vorpommerns angegeben. Ein großer Teil dieser Differenzen konnte durch die Wahl des neuen gemeinsamen Pegelnullpunktes mit $PN = HN - 514$ cm kompensiert werden. Der verbleibende Rest, um den die Pegellatten physisch abgesenkt werden mussten, erzeugt jedoch einen Sprung in den Daten. Die Höhen des in Tab. 2.6 erwähnten „Ausgeglichenen Küstennivellements“ liegen bei Wismar ca. 16,5 cm und bei Warnemünde ca. 14,8 cm über den Höhen im System HN76 (DIETRICH, 1992). Schon mit der Etablierung des HN-Systems in der DDR und erst recht mit der deutschen Einheit wurde es notwendig, für

Tab. 2.6: Wichtige Höhenreferenzen der deutschen Ostseepegel

Zeit	Bezug/Aktivität	Wirkung auf Pegelnull, Höhensystem oder Messverfahren
Bis 1875	Höhensystem Mecklenburgs	Höhennull = Pegelnullpunkt von Wismar
1868 bis 1894	Nivellement der preußischen Landesaufnahme	Höhennull = Pegelnull von Neufahrwasser bei Danzig
1874	Einführung des metrischen Systems in der preußischen Pegelvorschrift	Abschaffung der regional unterschiedlichen Fuß-Skalen. Realisiert in Travemünde: 1884 (nach JENSEN u. TÖPPE, 1986)
1879	Einführung des NN-Systems	NN = „Amsterdamsch Peil“. Referenzpunkt = 37,000 m über NN an der Sternwarte Berlin Tempelhof
1896–1911	„Ausgeglichenes Küstennivellement“ der Trigonometrie-Abt. der Königlich Preußischen Landesaufnahme	... ein internes und unveröffentlichtes System des Geodätischen Instituts Potsdam (nach MONTAG, 1964)
1912	Der Höhenreferenzpunkt für NN wird von Tempelhof verlegt nach Berlin-Hoppegarten Referenzpunkt = 54,638 über NN
1935	Erste Pegelvorschrift für das gesamte Deutsche Reich	Der Nullpunkt aller Küstenpegel wird einheitlich auf NN – 500 cm festgesetzt
1936	Einführung des neuen Systems der Landesvermessung NN (n.S.)	Wirkung zunächst auf die Pegel Schleswig-Holsteins, 1951–1956 auch auf Wismar
1957	Wiedereinführung des Bezuges NN (alt) für Wismar	... zwecks Vereinheitlichung des Höhenbezugs im Küstengebiet der DDR
1985	Umstellung des Pegelbezugshorizontes auf HN76	Physische Korrektur aller Pegellatten. Einheitl. Nullpunkt PN = HN 76 – 514 cm
1990	Deutsche Einheit. Notwendigkeit praktikabler Höhenbezüge	Einführung des Begriffs „Normalmittelwasser“ für die 500-cm-Marke an den Küstenpegeln
1992	Einführung des Systems DHHN 92	z.Z. noch keine Auswirkungen

die 500-cm-Marke der Küstenpegel den Begriff „Normalmittelwasser“ einzuführen. Bundesweit wird heute die Anwendung eines Normalhöehensystems DHHN92 mit dem Nullpunkt NN empfohlen. Ziel von Pegelvorschriften ist die Qualitätssicherung durch Standardisierung der Messverfahren. Gesellschaftliche Ansprüche und technische Entwicklung pflegen aber dem Qualitätsmanagement vorauszuweichen, so dass ständige Kritik der Vorschriften angezeigt ist.

Mit der Satellitengeodäsie (GPS) kommen auch formale, nicht physikalische Höhendefinitionen (Ellipsoidhöhen) für praktische Fragestellungen zur Anwendung. Überarbeitungen der Pegelvorschrift werden bei Bedarf von der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) vorgenommen.

2.2.3.3 Bedeutung der Bezugsbasis für die Wasserstandsstatistik

Wenn Wasserstandsmessungen lediglich der Sicherung technischer Abläufe dienen (Baumaßnahmen, Sicherung der Schifffahrt usw.), sind sie sofort als Höhenkoordinaten nutzbar. Geht es jedoch um die Physik der Anregungen und (oder) um lange Zeitreihen, so sind die

Tab. 2.7: Systemdifferenzen zwischen HN76 und NN (alt) in Mecklenburg-Vorpommern

Ort	Systemdifferenz HN – NN alt (= Höhe in NN – Höhe in HN)	Betrag, um den die Pegellatte am 1.11.85 abgesenkt bzw. der Messwert erhöht wurde
Wismar	9,8 cm	4,2 cm
Warnemünde	12,2 cm	1,8 cm
Althagen	12,0 cm	2,0 cm
Barth	11,8 cm	2,2 cm
Neuendorf	11,0 cm	3,0 cm
Stralsund	11,8 cm	2,2 cm
Sassnitz	11,0 cm	3,0 cm
Greifswald	12,0 cm	2,0 cm
Koserow	9,7 cm	4,3 cm
Ueckermünde	14,2 cm	-0,2 cm

in Abschn. 2.2.3.1 beschriebenen Gesichtspunkte zu beachten. Dann sind nicht nur lineare Trends zu kompensieren, sondern möglicherweise auch langperiodische Schwankungen. Daher ist es üblich, Extremwasserstände auf jährliche Mittelwerte zu beziehen. Wenn man aber bedenkt, dass bestimmte Luftdruckkonstellationen über dem Nordatlantischen Ozean die Wahrscheinlichkeit bestimmter europäischer Wetterlagen beeinflussen, filtert man mit dieser Methode eventuell interessante Phänomene aus den Daten heraus oder projiziert zusätzliche hinein. Auf jeden Fall können unterschiedlich modifizierte Daten abweichende Ergebnisse erzeugen, wie es sich z. B. für die Statistik der Nordseesturmfluten erwiesen hat (GÖNNERT, 1999). Einen Kompromiss stellt der Bezug auf die jeweilige lineare Approximation der Zeitreihe dar. Da die Häufigkeitsverteilungen seltener und extremer Ereignisse sehr schiefgipfelig sind, markiert die Mitte eines beliebigen Höhenintervalls, z. B. im Falle der Sturmflutstatistiken, immer eine wahrscheinlichere untere und eine unwahrscheinlichere obere Hälfte. Der rezente lineare Anstieg des mittleren Wasserstandes an der deutschen Ostseeküste wird folglich immer einen überproportionalen Anstieg der Überschreitungzeiten einer vorgegebenen Wasserstandsstufe nach sich ziehen. Infolge dessen sollte bei der Bestimmung von Über- oder Unterschreitungzeiten zu statistischen Zwecken der Bezug auf linear steigende Referenzwasserstände vorgenommen werden.

2.2.4 Auswertung von Pegeldaten

Der Messung von Wasserständen folgen die Datenerfassung und Auswertung auf der Grundlage der Pegelvorschrift in folgenden Schritten:

1. Messung
2. Testen auf Plausibilität (Vergleiche mit Nachbarpegeln in Höhe und Phase, Prüfen auf steile Anstiegsflanken, Auswertung singulärer Beobachtungen)
3. Ggf. Korrektur der Daten bei nachträglich festgestellter falscher Höhenlage des Pegels.
4. Freigabe der Daten
5. Statistische Bearbeitung (Routine oder Bearbeitung im Rahmen spezieller Projekte, praktische Beispiele in Abschn. 2.5.1)
6. Darstellung der Ergebnisse (Gewässerkundliche Jahrbücher, Statistiken, Analyse von Zusammenhängen in Spezialarbeiten)

Die Ergebnisse werden beispielsweise für Entscheidungen in Bauwesen, Schifffahrt, und Schiffbau, für die Planung technischer Prozesse (z. B. Kühlwasserverfügbarkeit) oder von Küstenschutzprojekten benötigt. Darüber hinaus gestatten sie die Analyse der Ursachen von Wasserstandsschwankungen (STIGGE, 1994b). Speziell für die mittleren Wasserstände ergeben sich Nutzungsmöglichkeiten für die Untersuchung geologischer und klimatologischer Prozesse sowie zur Beurteilung der Stabilität von Höhensystemen. Im Auftrag der Wasserwirtschaftsdirektion Küste, später des Staatlichen Amtes für Umwelt und Natur Rostock, erfolgten durch das Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam, später durch das Institut für planetare Geodäsie der TU Dresden aufwendige langzeitstatistische Untersuchungen (BALLANI, 1991; DIETRICH, 1992). Bei der Mittelwertbildung von Pegeldata sind zusammenhängende natürliche Ereignisse nicht künstlich zu trennen. So sind Mittelwerte aus gewässerkundlichen Jahren aussagekräftiger als aus Kalenderjahren, da letztere die Charakteristik eines speziellen Winters willkürlich spalten. In alten Messreihen wurden oft nur tägliche Terminwerte abgelesen. Dadurch können selbst durch Gezeiten mit Amplitudenweniger

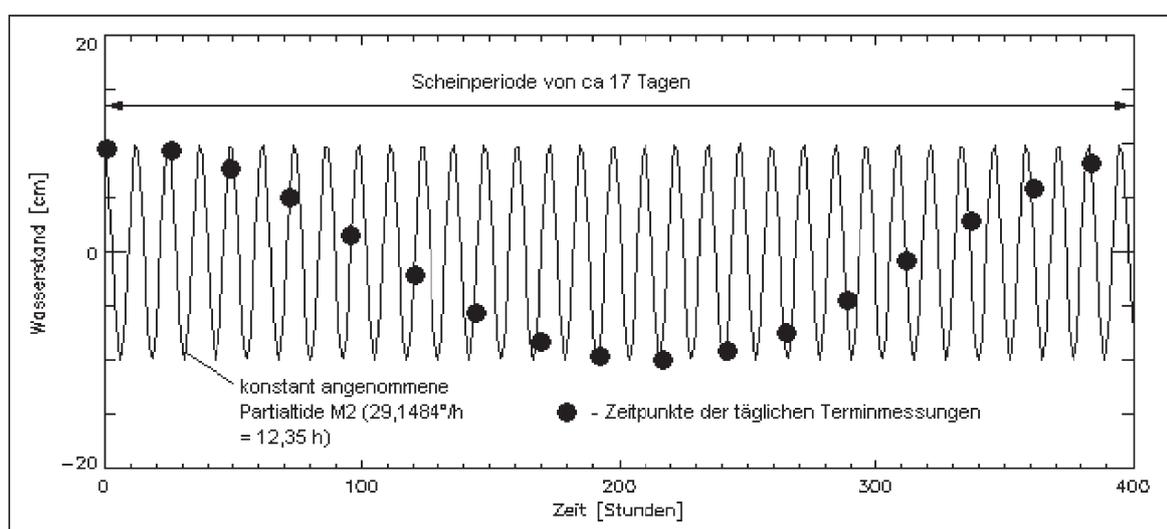


Abb. 2.11: Scheinperiode durch tägliche Terminablesungen an Beltseepegeln

Zentimeter langperiodische Schwankungen vorgetäuscht werden, die sich im Ergebnis der harmonischen Analyse zeigen. Dieses Phänomen – Aliasing genannt – ist in Abb. 2.11 dargestellt und in Abschn. 2.5.2.2 im Zusammenhang mit der Gezeitenanalyse ausführlicher erläutert. Die harmonische Analyse dient dem Herausfiltern periodischer Prozesse und ist für die Wahl der Epochen zur Bestimmung „wahrer Mittelwerte“ wichtig. Wenn sich der Wasserstandsverlauf einer Epoche beispielsweise durch 1,5 Sinusperioden charakterisieren lässt, berechnet man je nach Phasenlage dieser Funktion unterschiedliche Mittelwerte und Trends. Schon gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurden Pegeldata auf periodische Anteile untersucht. Da BREHMER (1914) vor allem nach langen astronomischen Tiden suchte, ist seine Entdeckung des ca. 11-jährigen Sonnenzyklus in den Wasserständen der Ostsee zum damaligen Zeitpunkt besonders interessant. Bei der Auswertung langer Reihen von Pegeldata wurde später immer wieder die Zweckmäßigkeit 19-jähriger (gleitender) Mittelwertbildung betont (MONTAG, 1964; LOHRBERG, 1983). Dadurch wird die in Abschn. 2.1 beschriebene Nodaltide unterdrückt. WEISE (1990), der sich mit den Trends kürzerer Reihen befasste, hob die Bedeutung harmonischer Analysen in den unbehandelten Originaldaten

hervor und veröffentlichte einige Amplituden und Phasen von Wasserstandsschwankungen mit Perioden zwischen 0,5 und 18,6 Jahren (s. Abschn. 2.5.2). Zur Analyse der durch Krieg und/oder aus Desinteresse unterbrochenen Messreihen mussten Lücken künstlich geschlossen werden. Mit Hilfe von Wasserstandsmessungen wurden sogar Höhenanschlüsse von Inseln vorgenommen (WEISE, 1996). Ergänzend zur Pegelvorschrift und internationalen Rahmenrichtlinien wurden von der LAWA weitere Empfehlungen zu Auswertungen von Pegeldaten herausgegeben (LAWA, 2001). Algorithmen zum Schließen von Lücken in Ganglinien (LAWA, 1998) werden bereits in die Programme der Messwerterfassung einbezogen. Die Problematik der „Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen“ erfordert zusätzliche Analysen (LIEBSCH, 1997). Für spezielle Zielstellungen des technischen Küstenschutzes erfolgen statistische Auswertungen der Extremwasserstände. Nicht nur für die Ostsee insgesamt (HELCOM, 1986), sondern insbesondere für Bodden und Haffe, lassen sich Bilanzelemente für den Wasser- austausch aus Pegeldaten ableiten (BROSIN, 1965; MIKULSKI, 1965; CORRENS u. MERTINKAT, 1977). Auch Strömungsgeschwindigkeiten wurden über hydraulische Fließformeln aus Pegeldaten berechnet (CORRENS, 1973/74; BIRR, 1988). Neuere Arbeiten zur Ästuarproblematik und entsprechende Datensammlungen wurden im Rahmen der Verbundprojekte „Greifswalder Bodden und Oderästuar – Austauschprozesse“ – GOAP und „Transport und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht“ - TRUMP vorgelegt. Die Projekte wurden von der Universität Greifswald bzw. dem Institut für Ostseeforschung Warnemünde koordiniert. Die längsten ausgewerteten Datenreihen (ehemaliger) deutscher Pegel liegen zzt. für Swinemünde (Datenquelle: IMGW Gdynia), Travemünde (JENSEN u. TÖPPE, 1986), Warnemünde und Wismar (DIETRICH, 1992; LIEBSCH, 1997) vor. Für Warnemünde gibt es beim BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) komplette Sätze stündlicher Werte von 1956 bis in die Gegenwart.

2.3 Neue Methoden zur Wasserstandsmessung

Trotz beachtlicher Fortschritte der Globalen Positionierungssysteme (GPS) und der Satellitenaltimetrie, die bei der Messung von Ortskoordinaten bereits als Standardverfahren gelten, stößt die Auflösung der speziellen Höhenkoordinate Wasserstand (noch) an Grenzen und bedingt die Anpassung geeigneter Sensoren an die allgemeine technische Entwicklung. Dies ist sehr wichtig, um die Kontinuität der Messungen für operationelle- und wissenschaftliche Zwecke zu wahren. Im Allgemeinen ist von wachsenden Anforderungen auszugehen (LAWA, 2002).

2.3.1 Anforderungen an Wasserstandsmesssensoren

Unabhängig von ihrem physikalischen Wirkungsprinzip soll die Sensorik zur Wasserstandserfassung

- die geforderte Genauigkeit einhalten,
- unempfindlich gegen die meisten vorkommenden Störgrößen sein,
- eine geringe Toleranzabweichung der Kenngrößen aufweisen (hiermit ist ein problemloses Wechseln defekter Sensoren ohne aufwendigen Neuabgleich möglich),
- eine hohe Reproduzierbarkeit aufzeigen (die Kennlinie des Sensors soll sich, unabhängig von den Einsatz- und Betriebsbedingungen, nicht verändern),

- hohe Langzeitstabilität, d. h. ein möglichst geringes Driftverhalten aufweisen,
- rückwirkungsfrei sein, d. h. keine Beeinflussung der Messgröße verursachen,
- eine möglichst lineare Kennlinie im Nutzbereich aufweisen,
- eine möglichst geringe Hysterese haben, d. h. die Erfassung der Messgröße soll unabhängig von der Anfahrrichtung des Messpunktes sein,
- einen möglichst wartungs- und unterhaltungsarmen Einsatz erlauben und
- eine lange Lebensdauer und eine geringe Ausfallwahrscheinlichkeit besitzen.

Dabei soll der Anspruch der Pegelvorschrift, Anlage A, Teil 1, 2.1 (1), im Besonderen die geforderte Fehlertoleranz von ± 1 cm auf den jeweiligen Messwert bezogen, über den gesamten Messbereich eingehalten werden. Die exakte Erfüllung des hier quantifizierten Anspruchs bedingt oft einen sehr hohen technischen Aufwand.

2.3.2 Auswahl innovativer Messverfahren

Sensoren für eine Wasserstandserfassung können grundlegend drei unterschiedlichen Verfahren zugeordnet werden. Für die Erfassung kontinuierlicher Wasserstände stehen wasserberührende, wassereintauchende und berührungslose Verfahren zur Verfügung. Tab. 2.8 erhebt nicht den Anspruch auf Vollständigkeit.

Tab. 2.8: Möglichkeiten der Wasserstandserfassung

Wasserberührende Verfahren	Wassereintauchende Verfahren	Berührungslose Verfahren
Mechanisch – Schwimmer <u>Elektromechanisch</u> – Tastgewicht – Magnetostriktion	<u>Drucktechnisch</u> – Druckmessumformer (hydrostatisch) – Einperlpegel (pneumatisch) <u>Konduktives Verfahren</u> – (elektr. Leitfähigkeit) <u>Akustisch</u> – Ultraschall <u>Radartechnisch</u> – Reflexradar	<u>Optisch</u> – Laser – Kamera <u>Akustisch</u> – Ultraschall <u>Radartechnisch</u> Mikrowellen

Tatsächlich gibt es noch einige andere Messverfahren, z. B. das „Thermoresistive Messverfahren“, das die Wärmeableitung der Luft-Flüssigkeitsgrenzfläche detektiert oder die „Kapazitive Messmethode“, die beispielsweise mit einem ins Messmedium eintauchenden Zylinderkondensator das Flüssigkeitsniveau feststellt. Diese Verfahren sind jedoch für die Einsatzbedingungen (raue Betriebsbedingungen etc.) prinzipiell nicht so gut geeignet. An der deutschen Küste haben sich bisher nur Schwimmerverfahren durchgesetzt. Für spezielle Anwendungen kommt die Absolutdruckmessung zum Einsatz. Letztere erfordert eine parallele Luftdruckmessung. Den Einsatzbedingungen an der Küste kommen vor allem die berührungslosen Verfahren entgegen.

Laseroptisches Verfahren

Diese Technik wird häufig zur geodätischen Entfernungsmessung und in der Füllstandsmesstechnik genutzt. Das Verfahren bedient sich eines Laserstrahls zur Distanzmessung. Für die oben genannten Anwendungsgebiete werden zur Lichterzeugung Leuchtdioden eingesetzt, deren Wellenlänge im Infrarotbereich liegt. Die meisten Hersteller verwenden zur Messung die Puls-Laufzeit-Methode. Hierbei wird die Laufzeit eines Laserimpulses vom Aussenden bis zum Wiederempfangen gemessen und aus dieser die Höhe des Messmediums abgeleitet.

Kameraoptisches Messverfahren

Das zumindest für den gewässerkundlichen Bedarf noch nicht existierende, bisher nur angedachte Verfahren, würde unter Verwendung einer Zeilenkamera eine „Strichcode-Pegellatte“ abtasten. Die Ermittlung des Wasserstandes mit wellenbehafteter Oberfläche, bzw. bei Verschmutzung der Kameraoptik oder der Pegellatte, könnte sich unter Umständen als schwierig erweisen. Aufgrund dieser voraussehbaren Nachteile und der zu erwartenden Wartungs- und Unterhaltungsbedürftigkeit wurde von einer Entwicklung dieses Verfahrens bisher abgesehen.

Ultraschallmessverfahren

Bei berührungslosem Einsatz eines Ultraschallmessverfahrens werden Ultraschallimpulse senkrecht auf das Messmedium ausgesendet. Erfolgt die Schallaussendung in Luft gegen ein Medium mit einer höheren Dichte, z. B. Wasser, so wird der größte Teil von der Grenzfläche reflektiert. Aus der gemessenen Schalllaufzeit lässt sich die Distanz bzw. die Höhe des Messmediums bestimmen. Die Schallgeschwindigkeit ist u.a. abhängig von der Temperatur und Zusammensetzung des Übertragungs- bzw. Ausbreitungsmediums Luft. Temperatur und Windgeschwindigkeit können bei diesem Verfahren einen ungünstig hohen Einfluss auf die Genauigkeit ausüben.

Radar-Messverfahren (s. Abschn. 2.3.3.1)

Die Probleme beim Einsatz moderner Wasserstandsmessverfahren bestehen größtenteils darin, die technische Leistungsparameter den Forderungen der Pegelvorschrift anzupassen.

2.3.3 Beschreibung der ausgewählten Messverfahren

Der Bund und die Länder verfügen derzeit insgesamt über ca. 4400 gewässerkundliche Pegel. Etwa 560 Pegel der Gruppen¹ a und b werden von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) betrieben. Die eingesetzten Standardschwimmer- und Einperlmessverfahren

¹ Gemäß Durchführungsanweisung des Bundesministers für Verkehr für die PV, 3. Aufl. 1978 wurden die durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) zu betreibenden Pegel in die Gruppen a, b und c eingeteilt. Pegel der Gruppe a) haben erhebliche überregionale gewässerkundliche oder verkehrliche Bedeutung. Pegel der Gruppe b) sind gewässerkundliche Pegel mit überwiegend örtlicher Bedeutung. Pegel der Gruppe c) werden nicht regelmäßig beobachtet.

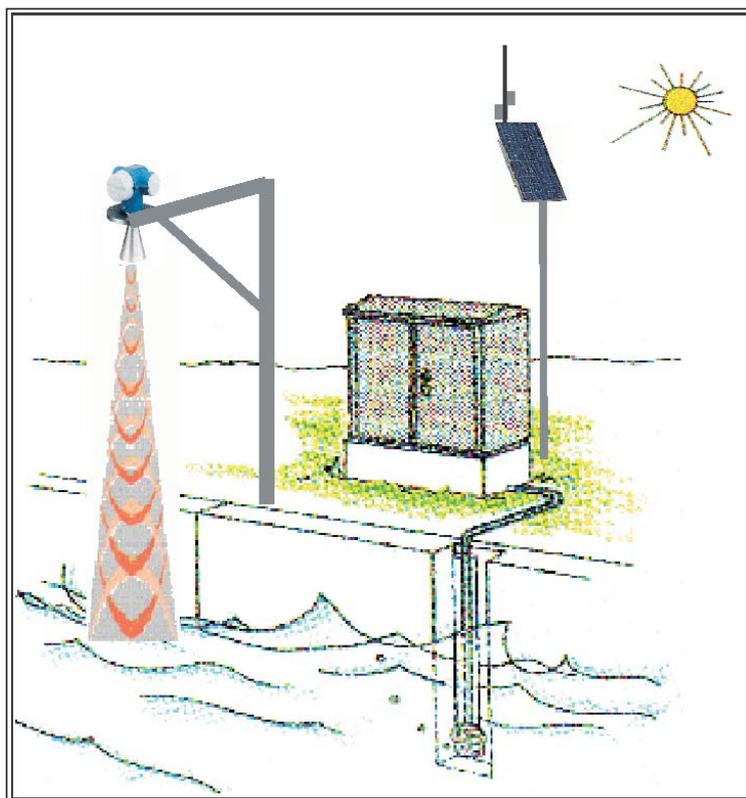


Abb. 2.12: Zukünftige autarke Pegelstation, Kombination von Radar- und Einperltechnologie

sind im Sinne der Pegelvorschrift ergänzende Einrichtungen zum Lattenpegel. Sie erfordern einen hohen Aufwand für Beschaffung, Unterhaltung und Wartung. Infolge dessen ist es interessant, künftig über eine innovative Pegeltechnik zu verfügen. Die neue Pegeltechnik soll, im Einklang mit den Qualitätsanforderungen der WSV, eine wirtschaftlichere Aufgabenerledigung im Bereich der Gewässerkunde sicherstellen. Zur Abschätzung einer möglichen Kosteneinsparung wurden überschlägige Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen durchgeführt. Abb. 2.12 vermittelt einen Eindruck von dem zukünftigen Pegelmessaufbau. Durch den redundanten Einsatz von zwei unterschiedlichen Messverfahren erreicht man eine höhere Datensicherheit, besonders auch im Hinblick auf ein Messversagen der Radartechnik bei Eisgang. Zur Validierung der innovativen Pegelmesssysteme wurden umfangreiche Vorstudien und Marktanalysen mit der Zielsetzung, geeignete alternative Pegel-Messtechniken zu finden, durchgeführt. Unter dem Aspekt der Wirtschaftlichkeit erfolgte die Geräteauswahl für eine Erprobung so, dass keine speziellen Sonderlösungen, sondern industriell bewährte Technik, z. B. aus dem Bereich der Füllstandmesstechnik, zukünftig zum Einsatz kommen. Einen erfolgversprechenden Eindruck hinterließen die Messverfahren der Radar-Technik sowie eine modifizierte Einperltechnologie.

2.3.3.1 Radarverfahren

Das Radar-Verfahren ist ein berührungsloses Messverfahren, das nach dem Prinzip der Rückstrahlortung arbeitet. Hierbei wird eine elektromagnetische Welle von einem Sender abgestrahlt und nach Reflexion an der zu detektierenden Oberfläche des Mediums von einem Empfänger bzgl. der Laufzeit ausgewertet. Neben zahlreichen Anwendungen ist dieses Ver-

fahren grundsätzlich auch zur Bestimmung von Füllständen flüssiger sowie nicht flüssiger Medien geeignet, deren Dielektrizitätszahl² ϵ_r sich deutlich gegenüber dem Ausbreitungsmedium (hier Luft) der elektromagnetischen Welle unterscheidet. Elektromagnetische Wellen im Frequenzbereich von 10^8 bis 10^{12} Hz, entsprechend den Wellenlängen zwischen 3 m und $300 \mu\text{m}$, werden als Mikrowellen bezeichnet, zu denen auch die Radar-Wellen größtenteils gehören. Die gängigen Sendefrequenzen der Radar-Verfahren im Bereich der Füllstandsmessung liegen derzeit zwischen 5 und 24 GHz. Zur Ermittlung von Füllständen mittels Radar unterscheidet man grundsätzlich zwischen zwei Arten der Hochfrequenzwellenausbreitung (leitungsgebunden/berührend sowie frei abstrahlend/nicht berührend) und zwischen zwei Methoden der Signalmodulation (Pulsradar und FMCW-Radar [Frequency Modulated Continuous Wave]). Bei beiden Verfahren bestimmt man aus der Signallaufzeit die Distanz zum Messmedium.

Beim Pulsradar werden kurze Mikrowellenimpulse erzeugt und auf das Messmedium abgestrahlt. Ein Teil der ausgesendeten Mikrowellen wird von dort reflektiert und gelangt zum kombinierten Sende-Empfangssystem des Radarsensors zurück. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Mikrowelle in Luft kann als Lichtgeschwindigkeit angenommen werden. Aus einer vorgegebenen Messdistanz von z. B. einem Meter (Abstand Sensor bis Wasseroberfläche) resultiert eine Signallaufzeit von 6,7 Nanosekunden. Diese geringen Signallaufzeiten stellen bei einer direkten Laufzeitermittlung eine sehr hohe Anforderung an die

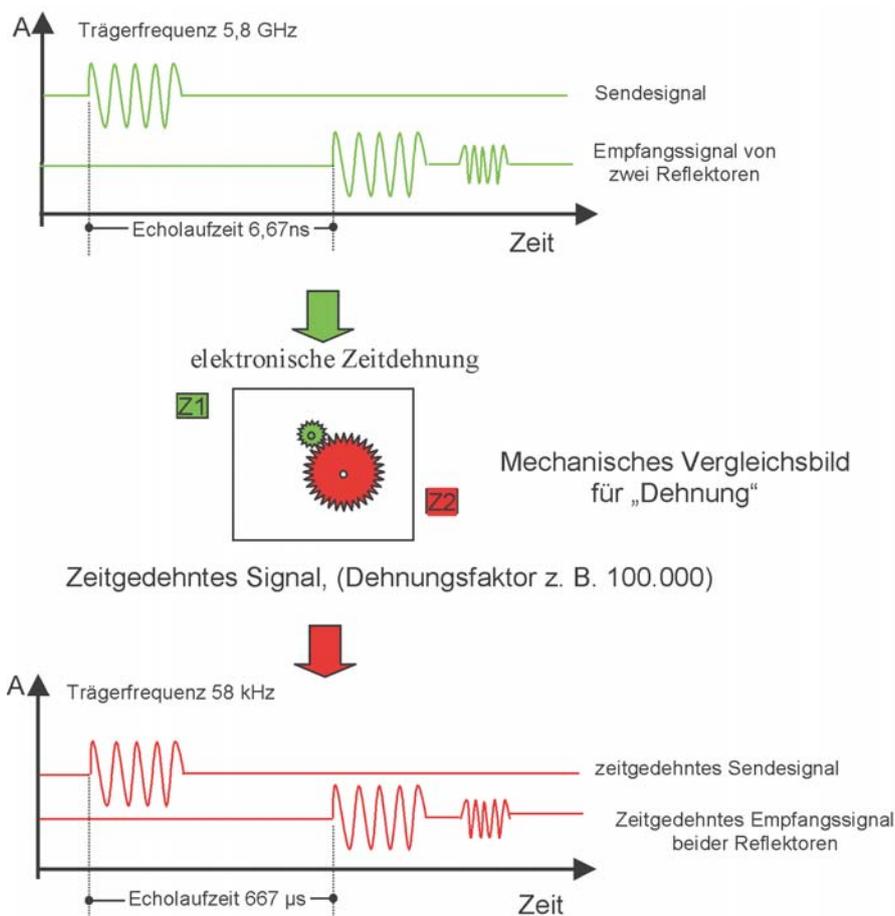


Abb. 2.13: Funktionsweise des Sampling-Verfahrens beim Pulsradar; A entspricht der Signalamplitude

² Dielektrizitätszahl: Luft ≈ 1 , Wasser $\approx 77,3$ und Eis $\approx 3,17$.

Messelektronik. Daher werden die Messsignale mit Hilfe einer Zeittransformation („Sampling“-Verfahren) so aufbereitet, dass ein zeitgedehntes Abbild der Messsignale entsteht. Hierbei wird wie bei einem Stroboskop eine sequentielle Abtastung von aufeinander folgenden Messungen vorgenommen. Das Sampling-Verfahren kann nur bei sich periodisch wiederholenden Signalen angewendet werden. Abb. 2.13 verdeutlicht die Funktionsweise der Zeitdehnung mittels Sampling- bzw. Abtastverfahren.

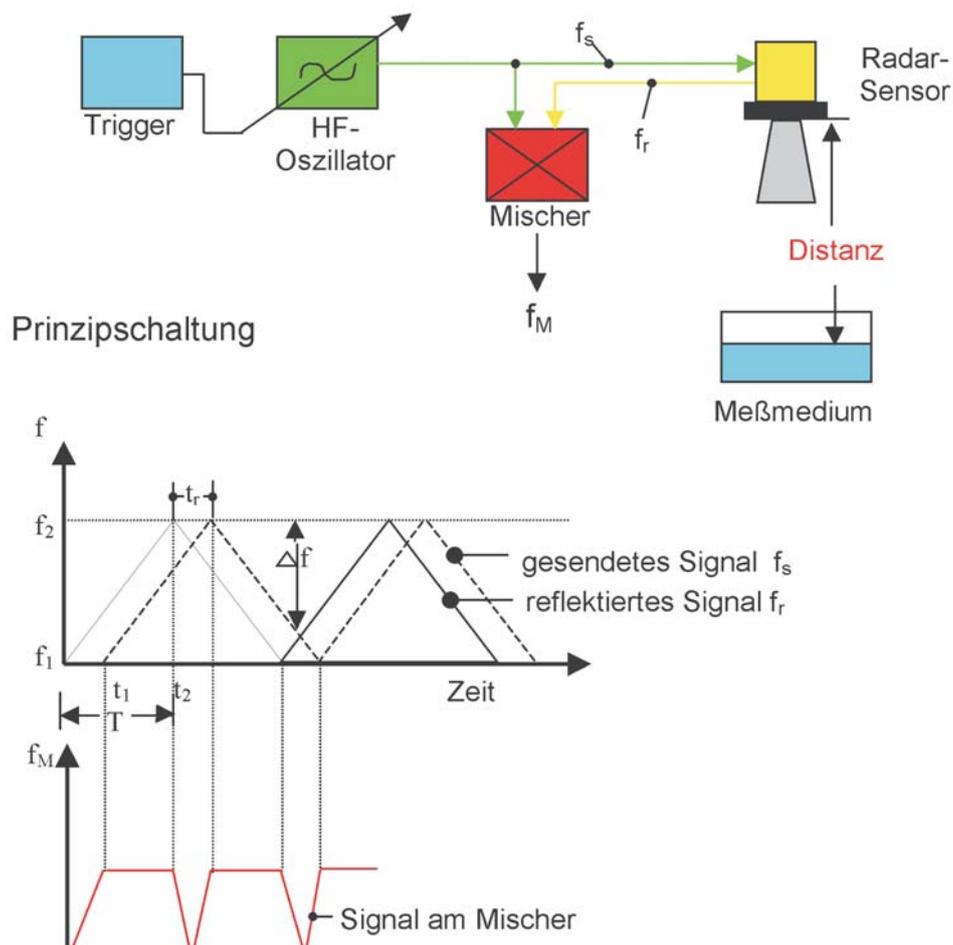


Abb. 2.14: Funktionsweise der FMCW-Radar-Methode bei dreieckförmiger Signalmodulation

Beim **FMCW (Frequency-Modulated-Continuous-Wave)-Verfahren** kommt eine indirekte Laufzeitmessung der Mikrowelle zum Einsatz. Im Gegensatz zur Pulsradar-Methode verändert die FMCW-Methode während einer kontinuierlichen Signalausstrahlung in einem bestimmten Zeitintervall linear die Frequenz (hier: dreieckförmige Frequenzmodulation³) und vergleicht diese mit dem reflektierten Signal. Das reflektierte Signal wird nach Ankunft mit dem aktuell ausgestrahlten Signal gemischt. Weil eine lineare Frequenzmodulation vorgenommen wird, ergibt sich durch die Mischung immer eine Differenzfrequenz, die proportional der Laufzeit und damit proportional zum Abstand des Messobjektes ist. Die Funktionsweise der FMCW-Radar-Methode wird durch die in Abb. 2.14 dargestellte Prinzipschaltung und das Signalbild veranschaulicht.

³ Modulation: Beeinflussung einer Trägerfrequenz. Hier wird eine Frequenzmodulation vorgenommen.

Mathematische Formulierung:

$$f_s = f_1 + \frac{\Delta f}{T} \cdot t \quad (2.1)$$

$$t_r = 2 \cdot \frac{D}{c_0} \quad (2.2)$$

$$f_M = f_s - f_r = \left(\frac{\Delta f}{T} \right) \cdot t_r \quad (2.3)$$

$$f_r(t) = f_s(t - t_r) \quad (2.4)$$

- T = Signaldauer
- t_r = Laufzeit zwischen Radar-Sensor und Messmedium
- f_s = Frequenzverlauf des Sendesignals
- f_r = Frequenzverlauf des Empfangssignals
- Δf = Frequenzhub
- f_M = Mischerfrequenz
- f₁ = Basisfrequenz
- f₂ = Basisfrequenz + Hubfrequenz
- t₁-t₂ = Zeitraum des linearen Frequenzanstieges
- c₀ = Lichtgeschwindigkeit

Durch Einsetzen von Gl. 2.2 in Gl. 2.3 erhält man unmittelbar die Distanz D:

$$D = \frac{f_M \cdot T \cdot c_0}{2 \cdot \Delta f} \quad (2.5)$$

Der sinnvolle Einsatz der Mikrowellen in der Distanzmessung erfordert vom Messobjekt ein gutes Reflexionsverhalten. Die Reflexion beträgt bei Wasser im Idealfall nahezu 100 % der abgestrahlten Energie. Eis hingegen besitzt ein deutlich geringeres Reflexionsvermögen. Bei Einsatz von Radar-Sensorik zur Erfassung von Wasserständen oberirdischer Gewässer kann bei Vereisung der Wasseroberfläche das freistrahrende Radar versagen. Um auch im Eisfall (Eisgang, Eisstand) noch Ergebnisse zu bekommen, sollte zzt. noch ein hiervon unabhängiges Messverfahren, z. B. das Einperlverfahren, als redundantes System im Winter zum Einsatz kommen. Zu beachten ist, dass pneumatische bzw. hydrostatische Verfahren sich im Brackwasserbereich des Tidegebietes als Vergleichssysteme nur eingeschränkt eignen, da hier starke Vermischungsvorgänge von Süß- und Salzwasser stattfinden, demzufolge sich die Dichte des Wassers in Abhängigkeit vom Schwebstoff- und Salzgehalt sowie der Wassertemperatur laufend verändert. Zur freien Verwendung von Mikrowellenmessverfahren ist eine administrative Zulassung, die sogenannte „Freifeldzulassung“, für die Geräte erforderlich.

2.3.3.2 Intervallbetriebenes Einperlverfahren

Die intervallbetriebenen Einperlverfahren weisen gegenüber den bisherigen konventionellen Bauarten mit einer kontinuierlichen Lufteinperlung mittels Kompressor oder Stickstoffflasche einige messtechnische Unterschiede auf. Aus Gründen der Energieerspar-

nis und zur Verringerung des apparativen Aufwandes wird durch die Verwendung einer kleinen Kolbenpumpe nur zu jeder Wasserstandsmessung eine Lufteinperlung vorgenommen. Aufgrund der gewählten Baugröße des Ausperltopfes in Kombination mit einer dünnen Einperlleitung kann die Auswirkung einer plötzlichen Wasserstandsänderung und die damit verbundene Verschiebung des Wasserspiegels im Ausperltopf minimiert werden.

Zur Ermittlung des Wasserstandes wird zunächst der momentane Luftdruck und unmittelbar anschließend, separat, der Absolutdruck über der Ausperlöffnung gemessen. Der Druck über der Ausperlöffnung setzt sich zusammen aus dem Luftdruck, der auf dem Messmedium lastet, und dem hydrostatischen Druck des vorhandenen Messmediums. Aus der Differenzbildung dieser beiden quasi zeitgleich ermittelten Messgrößen folgt der hydrostatische Druck der Wassersäule, der proportional zum Wasserstand ist.

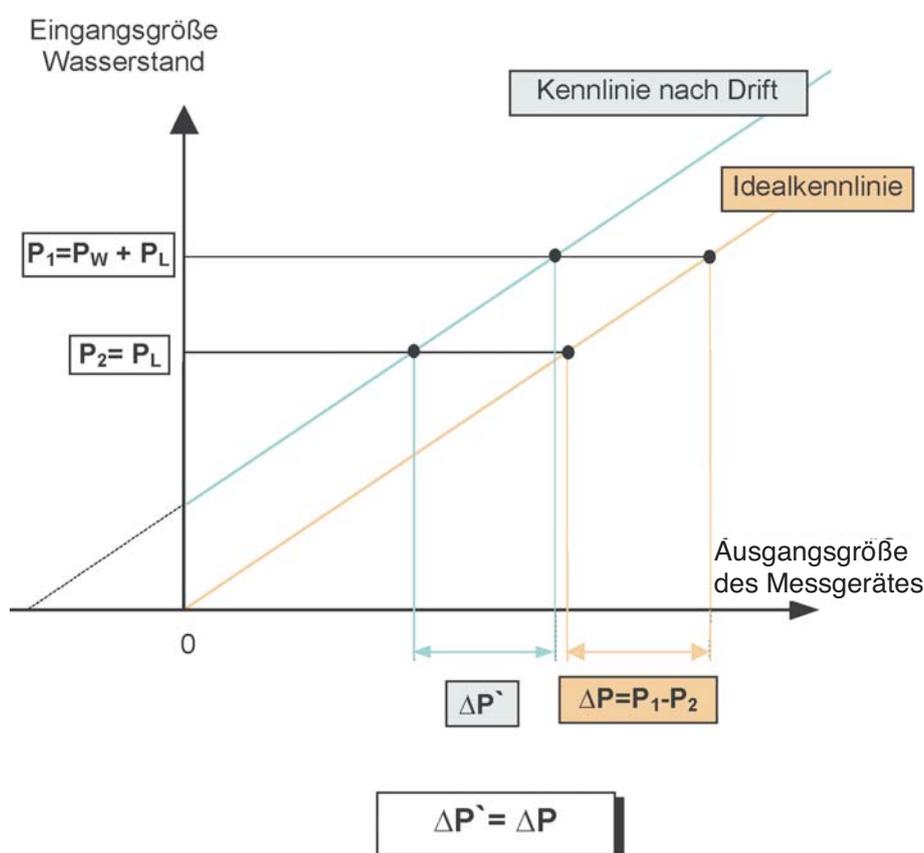


Abb. 2.15: Prinzipskizze der Druckmessung bei einer Verschiebung der Ausgangskennlinie

Als besonders vorteilhaft erweist sich hierbei, dass eine Nullpunktverschiebung der Ausgangswerte des Druckmessumformers keinen Einfluss auf die Genauigkeit (Abb. 2.15) hat. Eine plötzliche oder allmähliche Änderung der Steigung der Ausgangskennlinie des Druckmessumformers wird durch die Methode der Differenzbildung jedoch nicht erkannt und kompensiert (Abb. 2.16). Durch die Verwendung eines Absolutdruckmessumformers ohne Ausgleichskapillare ist ein Ausfall durch Kondensatbildung weitestgehend ausgeschlossen.

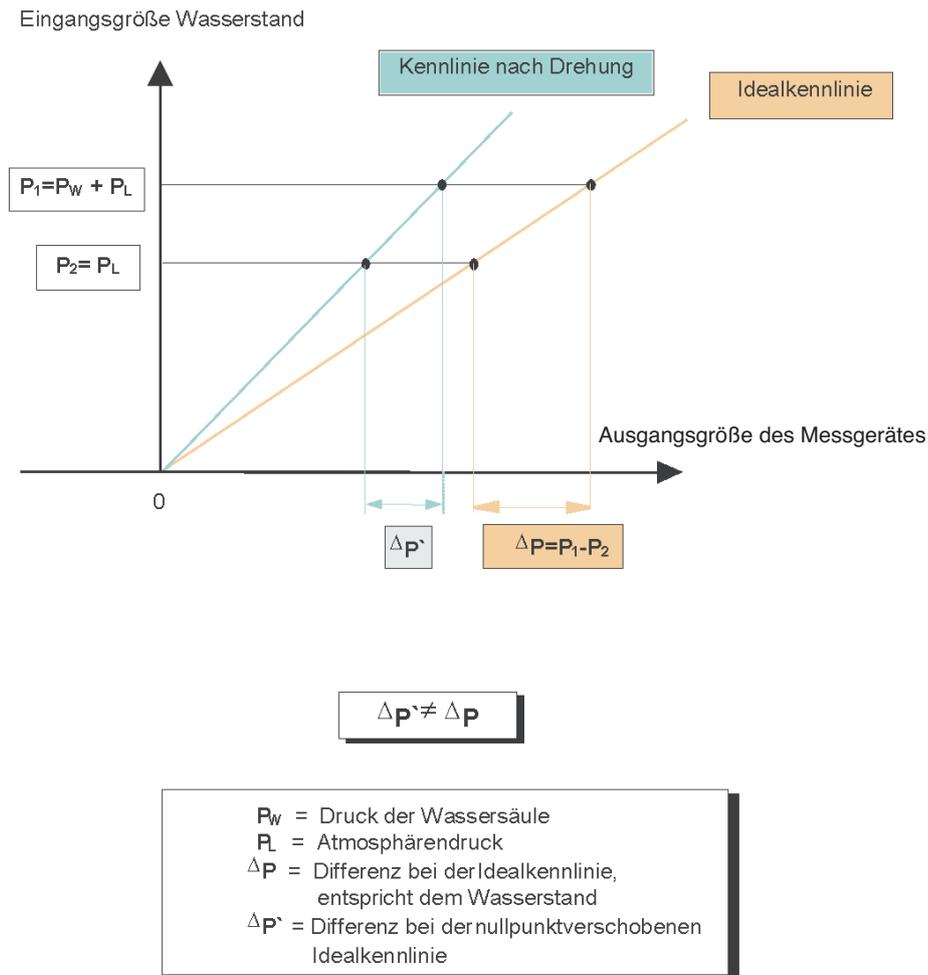


Abb. 2.16: Prinzipskizze der Druckmessung bei einer Drehung der Ausgangskennlinie

2.3.4 Erprobung

Mit dem Wasser- und Schifffahrtsamt Koblenz wurde ein Messort an der Trenninselspitze (Abb. 2.17) zwischen den Moselschleusenkammern im Unterwasser der Staustufe Koblenz ausgewählt. Eine Erprobung von Wasserstandsmessgeräten am Pegel Emden – Neue Seeschleuse (Abb. 2.18) wurde mit dem Wasser- und Schifffahrtsamt Emden vereinbart. Die örtlich unterschiedlichen Randbedingungen der Messorte sind in Tab. 2.9 zusammengefasst. Der jeweilige Messaufbau für Koblenz und Emden beinhaltete im Wesentlichen einen Industrie-PC. Dieser nahm die Steuerung der Geräte vor und führte die Abfrage und Aufzeichnung der von den Sensoren gelieferten Messwerte durch. Die Testdauer betrug in Koblenz rund ein Jahr. In Emden wurden die Untersuchungen Ende Mai 1998 aufgenommen und am 30. März 1999 beendet. Unterbrechungen durch Ausfall einzelner Messgeräte und/oder der kompletten Testeinrichtung hat es an beiden Standorten gegeben. Eine Funktionsbeeinträchtigung der Sensoren durch Temperatur, Regen, Nebel, Schneefall, biologischen Bewuchs etc. konnte während der Erprobungszeit nicht festgestellt werden. Lediglich in Emden verursachte ein Blitzeinschlag in der Nähe der Messstelle eine induzierte Spannung, die eine Zerstörung der Eingangsmodule der Radarsensoren bewirkte.

Tab. 2.9: Randbedingungen der Messorte

Staufstufe Koblenz/Mosel, im Unterwasser der großen Schleuse	Pegel Emden – Neue Seeschleuse
<ul style="list-style-type: none"> – Binnengewässer – Querschnitt eng, rechteckförmig – Wasseroberfläche durch Schleusung beeinflusst – Süßwasser 	<ul style="list-style-type: none"> – Tidegewässer – sehr weite, nach Westen offene Wasserfläche – Wasseroberfläche stark windbeeinflusst – Brackwasser



Abb. 2.17: Messstelle Koblenz: „Treninsel“



Abb. 2.18: Pegel Emden „Neue Seeschleuse“

2.3.5 Untersuchungsergebnisse und Sachstand

Zur Ermittlung der „praktischen Genauigkeit“ eines Testsensors, d. h. Genauigkeitsbeurteilung unter realen Betriebsbedingungen in der WSV, wird dieser mit einem Bezugssensor (Schwimmersystem oder anderes Messsystem, z. B. zweiter Testsensor) verglichen. Durch eine „mathematische Filterung“, nämlich Einsatz einer Filterfunktion 1. Ordnung (hiermit wird das Tiefpassverhalten beim Schwimmerverfahren simuliert), und zusätzliche Mittelwertbildung der Rohdaten sowie die Möglichkeit einer Skalierung der Messdaten der Testsensoren (Offset, Steigung) und einer Zeitversatzkorrektur kann eine Ergebnisannäherung der Testsensoren in Bezug auf das Schwimmersystem erzielt werden. Die in der Pegelvorschrift⁴ geforderte Genauigkeit wird in Koblenz teilweise nicht erreicht. Ein Untersuchungsergebnis der in Koblenz und Emden getesteten Sensoren, bei „normalen“ Wasserstandsbedingungen ermittelt, ist in Form des Balkendiagramms (Abb. 2.19) wiedergegeben. Für einige ausgewählte Messtage sind die maximalen Abweichungen der 15- und 1- Min.-Mittelwerte dargestellt. Die 1-Min.-Mittelwerte werden aus 20 Abweichungen (Differenz zwischen Testsensor und Bezugssensor) je Minute, die 15-Min.-Mittelwerte demzufolge aus 300 Abweichungen als arithmetisches Mittel gebildet. Wenn die Abweichungen symmetrisch zur Nullachse sind, das heißt wenn gleich große positive und negative Abweichungen auftreten, ist es wahrscheinlich, dass es sich um zufällige Abweichungen handelt. Die Balken-

⁴ Pegelvorschrift (Teil A, Kap. 2, Abschn. 2.1, Ziff. [1]): Die Fehlertoleranz über den gesamten zu erfassenden Wasserstandsbereich soll ± 1 cm nicht überschreiten.

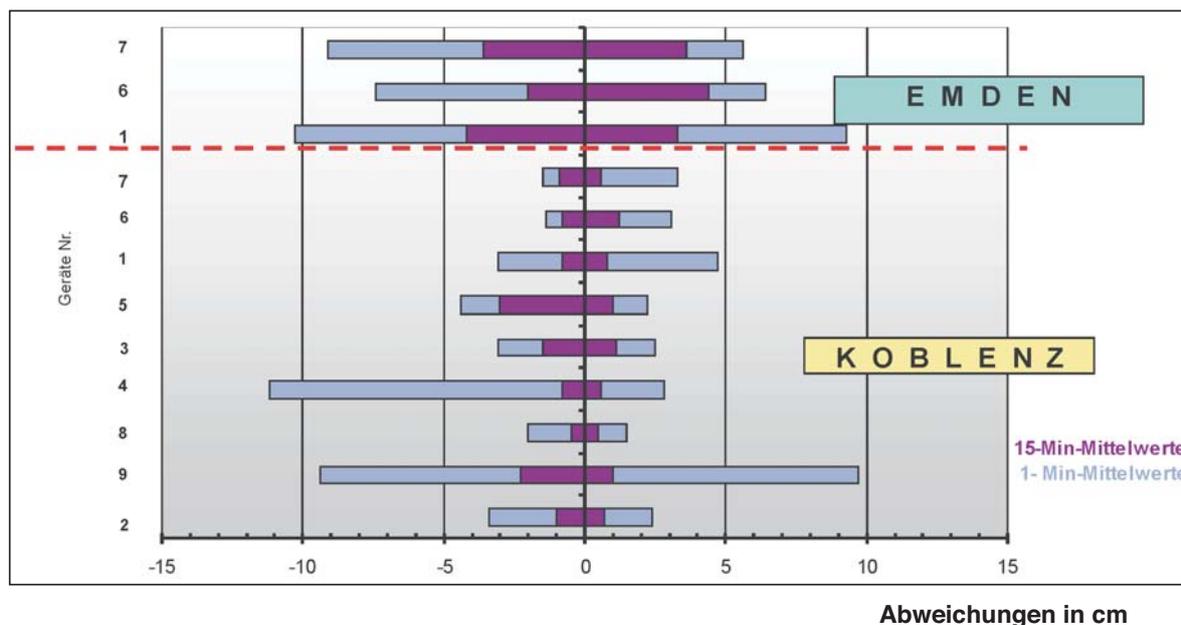


Abb. 2.19: Extremwerte der Abweichungen

diagramme weisen deutliche Unterschiede zwischen den in Koblenz und in Emden ermittelten Messergebnissen auf.

Diese Ergebnisse lassen vermuten, dass die Messgenauigkeit der beiden frei abstrahlenden Radarsensoren (Nr. 6 + Nr. 7), die in Emden und anschließend in Koblenz getestet wurden, sehr stark von der Oberflächencharakteristik des Messmediums beeinflusst wird. Alle verfahrensgleichen Radarsensoren hätten in Emden sicherlich ähnliche Ergebnisse gezeigt.

Ausführlichere Untersuchungsergebnisse, die auch unter anderen Wasserstandsbedingungen, wie z. B. Hochwasser in Koblenz oder Sturmflut in Emden, ermittelt wurden, sind in einem Bericht, BfG-1276, (BARJENBRUCH et al., 2001), zusammengefasst. Die bisherige Untersuchung hat gezeigt, dass die Radartechnologie unter den Einsatzbedingungen der WSV als Pegelsensor anwendbar ist. Die Genauigkeit nach Pegelvorschrift wurde an der Staustufe Koblenz bei 15-Min.-Mittelwertbildung der Messwerte unter „normalen“ Wasserstandsbedingungen bis auf wenige Einzelabweichungen eingehalten. Die Messergebnisse aus Emden weisen eine größere Streuung der Messwerte (Abb. 2.19) auf. Die Genauigkeit nach Pegelvorschrift wird hier nicht eingehalten. An der deutschen Ostseeküste erfolgten bisher keine Tests der hier beschriebenen Messverfahren. Im „Internen Messnetz Küste“ Mecklenburg-Vorpommerns (MESSEN NORD, 2000) werden seit 1995 Druckmessumformer eingesetzt, die zwar nicht als gewässerkundliche, wohl aber als Hochwassermeldepegel fungieren.

2.4 Die Vorhersage des Wasserstandes

Ein Motiv für den Betrieb von Pegeln ist der Wunsch bzw. die Notwendigkeit, den Wasserstand vorherzusagen. Seit 1924 gibt es in Deutschland amtliche Wasserstandsvorhersagen für die wichtigsten Häfen, Schifffahrtsreviere und Küstenabschnitte. Nach 1945 oblag dieser Dienst in der britischen Besatzungszone (später in der Bundesrepublik Deutschland) dem Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg. In der sowjetischen Besatzungszone (später in der DDR) wurde die Aufgabe nach mehrfachem Wechsel der Zuständigkeit von der Wasserwirtschaftsdirektion Küste wahrgenommen. Seit 1990 ist das Bundesamt für See-

schifffahrt und Hydrographie (BSH) für die Wasserstandsvorhersagen an der gesamten deutschen Küste zuständig.

Die Vorhersagen basieren heute zu mindestens 80 % auf dem hydrodynamisch-numerischen Modell (HN-Modell) des BSH (s. Abschn. 2.4.2). Aber auch die in Abschn. 2.4.1 beschriebenen statistischen Verfahren wurden weiterentwickelt. Im Entscheidungshilfesystem des BSH werden sie als separate Algorithmen genutzt, sind aber auch Bestandteil einer Visualisierungssoftware (Abb. 2.20).

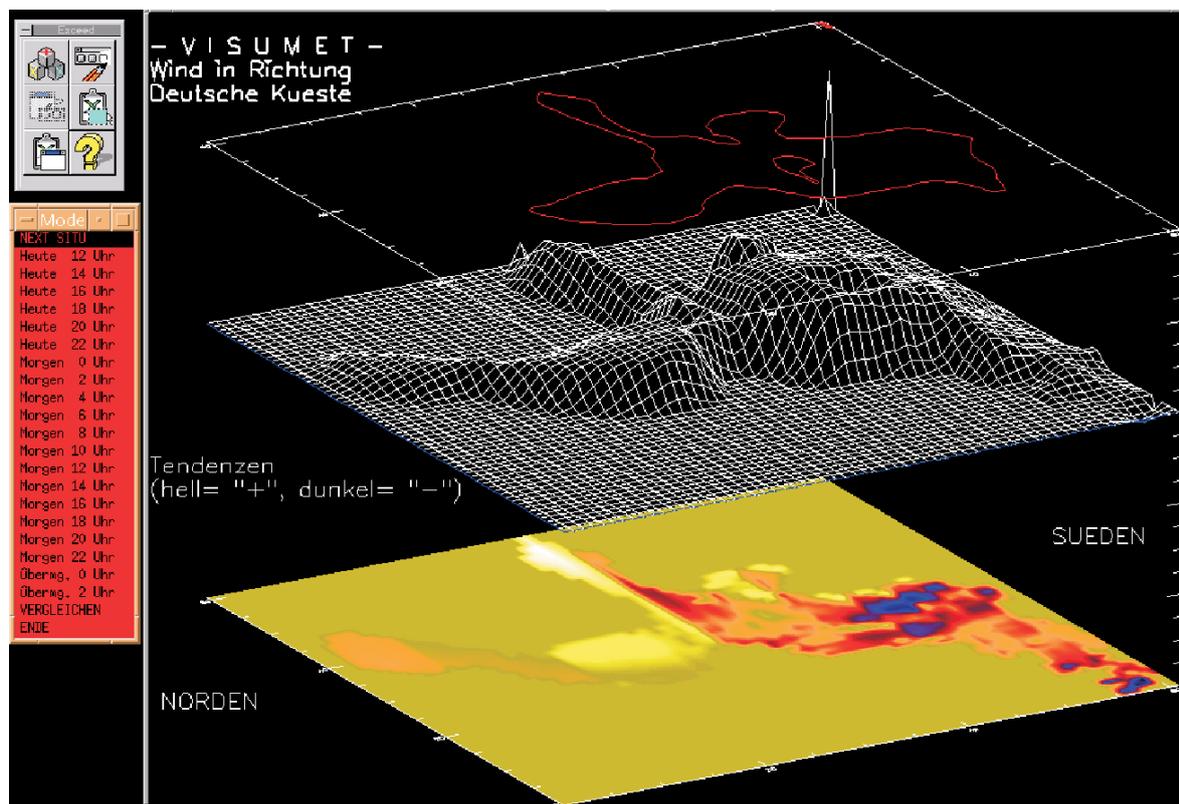


Abb. 2.20: Bildschirm zur Visualisierung der Windvorhersage über der Ostsee (Erklärung s. Text)

Für 20 Prognosezeiträume (rote Menüleiste) wird jedem Gitterpunkt über der Ostsee der erwartete Wind zugeordnet, der nach einer entfernungsabhängigen Zeit einen gemeinsamen Stau- bzw. Sinkeffekt an der deutschen Ostseeküste auslöst. In dem 3-D-Netz bedeuten „Berge“ Hochwasser und „Täler“ Niedrigwasser. Die Farben im unteren Bildteil signalisieren die Änderung des Windes pro Zeiteinheit. Auf dem Untergrund hebt sich die Kontur der Ostsee ab (links Norden, rechts Süden). Die Option „Vergleichen“ auf der Menüleiste bewirkt ein Heraussuchen der zwei ähnlichsten Ereignisse aus dem elektronischen Archiv, wobei die Daten jedes einzelnen Gitterpunktes berücksichtigt werden. Auf diese Weise lassen sich auch die ursächlichen meteorologischen Verhältnisse analysieren.

Neben der Ergebnisdarstellung des BSH-Modells (dazu wird die zeitliche Entwicklung der berechneten Wasserstände gemeinsam mit den online einfließenden Realdaten auf einen Bildschirm abgebildet) stehen zur Analyse der Ursachen das MAP-System⁵ des DWD sowie

⁵ Komfortables Visualisierungs- und Darstellungssystem für meteorologische Daten, Modellergebnisse, Satellitenbilder, Wetterfilme usw. – ein Produkt des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

das gesamte „weltweite Web“ der Wetterdienste und Satellitenzentralen zur Verfügung. Es werden sowohl eigene als auch im Internet verfügbare Archive genutzt. Die Archivierung interessanter Sturmflut- und Niedrigwassersituationen der Ostsee erfolgt halbautomatisch durch Festlegung der Ereigniszeit. So ist ein detaillierter Vergleich aktueller Ereignisse mit ähnlichen Situationen der Vergangenheit möglich. Für die Wasserstandsvorhersage hat sich die Form der Expertenentscheidung gegenüber einer rein maschinellen bewährt. Halbtägige Vorhersagen für 3 Küstengebiete stehen jedem Interessenten über Fax- oder Telefonabruf, Rundfunksender und Internet (<http://www.bsh.de>) zur Verfügung (Abb. 2.21).

Datum Zeit		Flensburg - Travemünde	Wismar - Zingst	Rügen - Usedom
von	bis			
19.09.2001 09:00	19.09.2001 18:00	+0.25 bis -0.05	+0.25 bis -0.05	+0.45 bis +0.15
19.09.2001 18:00	20.09.2001 09:00	+0.20 bis +0.50	+0.15 bis +0.45	+0.15 bis +0.45

Abb. 2.21: Bildschirm „Wasserstandsvorhersage des BSH“ (Werte in cm ü/u NN)

Für spezielle Anwendungen (z. B. Flussmodell der Oder) können auch die Ergebnisse des hydrodynamisch-nummerischen Modells direkt genutzt werden. Bei konkreter Fragestellung (z. B. Auslauftermin eines Schiffes) lässt sich die aus Abb. 2.21 ersichtliche Vorhersagegenauigkeit noch erheblich verbessern. In hydrologischen Extremsituationen erfolgen Warnungen nach speziellen Verteilern mit Hilfe eines automatischen Alarm-Management-Systems, bei Sturmflut auch presse- und medienwirksam. Leistungsfähige Rechentechnik und moderne Informationstechnologien haben die ozeanographischen Informationssysteme in den letzten Jahren grundlegend verändert. Hierzu zählt insbesondere die operative Verfügbarkeit von Beobachtungen im Baltic Operational Oceanographic System (<http://www.boos.org>).

Über die Vorhersageverfahren wurde bisher wenig publiziert, obwohl gerade sie einen Schlüssel zum Verständnis der Zusammenhänge darstellen. Viele der zzt. noch verwendeten Beziehungen zur Berechnung des Wasserstandes aus dem Wind- bzw. Luftdruckfeld sind in den 1950er Jahren entstanden. Sie gründen sich auf die Erkenntnis (u. a. EGEDAL, 1949, zitiert von STOUGGARD-NIELSEN u. a., 1976; THIEL, 1953; SAGER u. MIEHLKE, 1956), dass der Wasserstand an den Küsten der westlichen Ostsee von den Windverhältnissen um Gotland und dem Gebiet östlich von Rügen abhängt und mit einer bestimmten Verzögerung auf atmosphärische Anregungen reagiert. Sowohl das Windfeld (SAGER u. MIEHLKE, 1956) als auch Luftdruckgradienten (-differenzen) werden zur Charakterisierung der atmosphärischen Zirkulation über der Ostsee verwendet (THIEL, 1953 für die Kieler Bucht; MALINSKI, 1965 für die polnische Ostseeküste und ZORINA, 1970 für die baltische Küste). Ende der 1970er-, Anfang der 1980er-Jahre hatten numerisch erzeugte Luftdruckvorhersagen eine solche Qualität erreicht, um sie direkt für Zwecke der Wasserstandsvorhersage zu nutzen, d. h. den Wasserstand nicht über ein hydrodynamisch-numerisches Modell zu berechnen, sondern den

Wasserstand an einem Ort aus dem Luftdruckfeld unter Verwendung von Perfect-Prog-Ansätzen oder durch Model-Output-Statistik (MOS) zu ermitteln. TÖRNEVIK (1977, 1978), HOLMSTRÖM u. STOKES (1978) sowie NYBERG (1983) haben eine Reihe solcher Ansätze zur Vorhersage des Wasserstandes mit statistischen Verfahren (empirische Orthogonalfunktionen) vorgelegt. TÖRNEVIK wies darauf hin, dass das statistische Modell bessere Wasserstandsvorhersagen lieferte als ein mit gleichen Inputs getriebenes HN-Modell. Diese Ergebnisse zum Problem Wasserstandsvorhersage spiegeln die seit Mitte der 1960er-Jahre beobachtete Tendenz wider, numerisch erzeugte Vorhersagen der Luftdruck- und Windverteilung für die objektive Wettervorhersage (vgl. BALZER, 1984), in unserem Falle für die Wasserstandsvorhersage, zu verwenden. Als „statistisches Handwerkzeug“, wie BALZER (1984, S. 3) schrieb, bietet sich die Regressionsanalyse an. Außer den bereits erwähnten Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) sind weitere Verfahren der mehrdimensionalen Statistik und der Theorie linearer Systeme auf ihre Eignung für die Wasserstandsvorhersage getestet worden. Mit Hilfe der Theorie linearer Systeme sind Wasserstandsschwankungen als Reaktion einer Summe linearer Inputs aus der Atmosphäre auf das dynamische System „Meer“ interpretiert worden. Ihr Wesen besteht in der Ableitung der Impulsübertragungs- oder Einflussfunktion am Eingang des dynamischen Systems aus den spektralen Eigenschaften des Wasserstandes und der Modellinputs. Umfangreiche Untersuchungen zum Wasserstand an der polnischen Küste führte WRÓBLEWSKI (1978 a, b, 1981 a, b) mit Hilfe dieser Methode durch. Zur Vorhersage der Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns, in Sund, Belt und Kattegat hat SCHMAGER (1984) verschiedene statistische Ansätze getestet (u. a. Verdichtung von Prädiktanden und Prädiktoren mit Hilfe empirischer Orthogonalfunktionen [EOF], lineare adaptive Regression), worüber weiter unten berichtet wird. Leistungsfähige Zirkulationsmodelle, in denen die Physik zur Beschreibung der Bewegungsvorgänge im Meer vollständig integriert ist, erzeugen Vorhersagen von Strömung, Wasserstand u. a. ozeanographischer Parameter mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung. Die Güte der Modelloutputs, insbesondere der Wasserstände, ist aber von den meteorologischen Inputs – von der Wind- und Luftdruckverteilung über der Meeresoberfläche – abhängig. Wasserstände reagieren empfindlich auf Änderungen der Wind- und Luftdruckfelder. Werden sie nicht oder ihre Intensität nicht richtig oder rechtzeitig durch die meteorologische Vorhersage erfasst, hat das sofort Auswirkungen auf die Güte der Modelloutputs des ozeanographischen Zirkulationsmodells. In dieser Situation haben statistische Modelle nach wie vor ihre Berechtigung und ihre Bedeutung. Mit Hilfe schnell und einfach verfügbarer Prädiktoren wie Wind, Luftdruck und aktuellem Wasserstand lassen sich Größenordnung und Zeitpunkt der zu erwartenden Änderung aus statistischen Modellen schnell berechnen. Dabei soll nicht unerwähnt bleiben, dass die Leistungsfähigkeit (Vorhersagegüte) statistischer Vorhersageverfahren in erheblichem Maße von der Erfahrung des Beraters im Wasserstandsdienst abhängt. Im Weiteren wird ein Überblick über solche Verfahren gegeben, die eine Berechnung (Vorhersage) des Wasserstandes an der deutschen Ostseeküste unter Verwendung von Beobachtungs- und Messdaten ermöglichen. Vorhersageverfahren für die Wasserstandssituationen, in denen sich der Wasserstand sprunghaft ändert und innerhalb einer Stunde um mehr als 1m nach oben schnellte, müssen noch entwickelt und deren Ursachen geklärt werden. Mit statistischen Verfahren lassen sich letztendlich nur die Stauanteile beschreiben, die sich aus den linearisierten hydrodynamischen Bewegungsgleichungen für den stationären Fall ergeben, d. h. Windstau und statischer Luftdruckeffekt. Eigenschwingungen, Resonanzerscheinungen sowie Füllungsgrad lassen sich nur implizit oder durch eine Klassifikation der atmosphärischen oder ozeanischen Zirkulationsprozesse, die der Regression vorgeschaltet wird, berücksichtigen.

2.4.1 Statistische Verfahren

2.4.1.1 Windstauberechnung nach Thiel (1953)

Eine der ersten Beziehungen zur Berechnung des Windstaus an der deutschen Ostseeküste hat THIEL für die Kieler Bucht abgeleitet und 1953 veröffentlicht. Es ist ein einfacher Regressionsansatz zwischen Wasserstand und Windstau, wie er sich aus der Theorie für einen Kanal ableitet. Die Windgeschwindigkeit wird durch die Luftdruckdifferenz geostrophisch approximiert. Diese Differenzen werden aus den Luftdruckwerten an den auf Abb. 2.22 dargestellten Positionen ermittelt. Für Hoch- bzw. Niedrigwasser sind unterschiedliche Regressionskoeffizienten berechnet worden. Hieraus lässt sich mit Einschränkungen ableiten, dass bei gleichem Luftdruckgradienten ΔP Hochwasser höher ausfallen als Niedrigwasser!

Formeln nach THIEL (1953) zur Berechnung von Hochwasser (2.6) und Niedrigwasser (2.7) in der Kieler Bucht:

$$\delta z = 0.006598 \cdot \Delta P^2 \quad (2.6)$$

$$\delta z = -0.004881 \cdot \Delta P^2 \quad (2.7)$$

ΔP wird aus dem Luftdruck (bezogen auf Meeresniveau) an den Stationen Lista, Cuxhaven, Swinoujscie, Jönköping, Klaipeda und Stockholm wie folgt ermittelt:

$$\Delta P = \frac{1}{3} \cdot \left[\begin{array}{l} (Lista-Cuxhaven) + \\ (Swinoujscie-Jönköping) + \\ (Klaipeda-Stockholm) \end{array} \right] \quad (2.8)$$

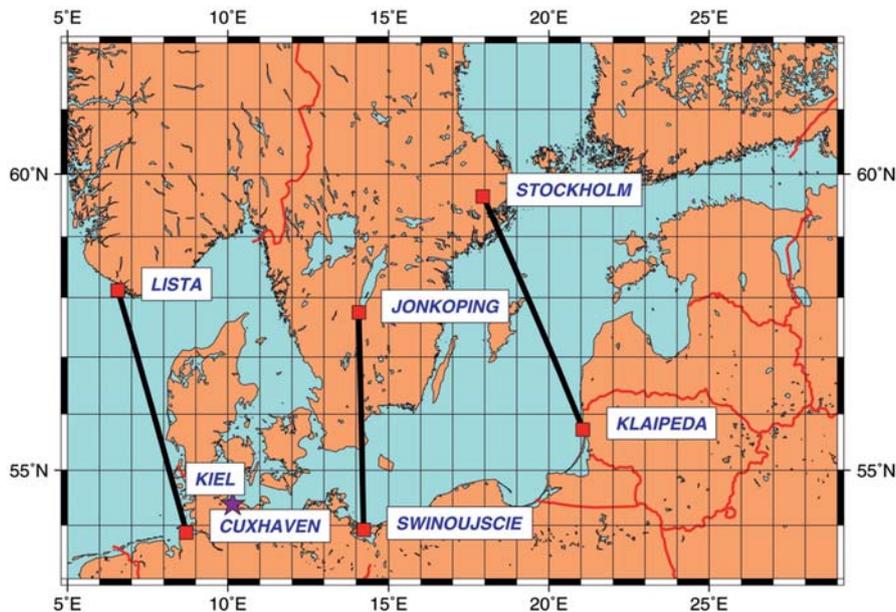


Abb. 2.22: Stauraum und Positionen zur Ermittlung der Luftdruckdifferenz nach THIEL (1953)

2.4.1.2 Windstauberechnung nach SAGER u. MIEHLKE (1956)

SAGER u. MIEHLKE (1956) haben als eine der ersten das Superpositionsprinzip auf die Wasserstände angewendet. Danach ergibt sich der Windstau an einem Ort aus der Summe der Stauanteile in den Teilgebieten der Ostsee (s. Abb. 2.23).

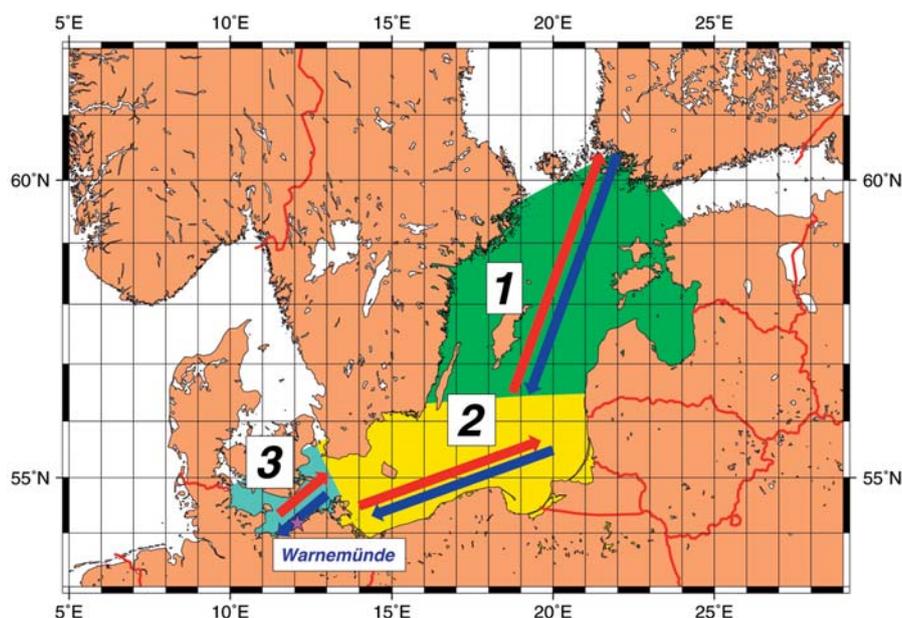


Abb. 2.23: Stauräume nach SAGER u. MIEHLKE (1956)

Nach dem Test einer Vielzahl von Regressionsansätzen ist folgende Beziehung zur Berechnung des Wasserstandes (Abweichung von NN) in Warnemünde vorgeschlagen worden. Diese Beziehung leistete über Jahre wertvolle Dienste im Wasserstandsdienst für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns:

$$\delta z = ((0,27 + 12,18 \cdot \exp - 0,217 \cdot V) \cdot V^{0,5019 + 1,862 \cdot \tanh(0,0538 \cdot V)} \cdot \cos(\varphi - \varphi_{\max}) \quad (2.9)$$

Hierin sind:

- δz = Wasserstandsabweichung in Bezug zu NN (Windstau) in cm
- V = resultierende mittlere Windgeschwindigkeit für die 3 Staugebie in m/s
- φ = resultierende mittlere Windrichtung in den 3 Staugebieten in Grad
- φ_{\max} = stauwirksamste Windrichtung in Grad

Problematisch in der praktischen Anwendung dieser Beziehung sind:

- die Ermittlung des Windes für die einzelnen Stauräume ist z.T. subjektiv beeinflusst bzw. beeinflussbar,
- Richtwerte über die Phasenverschiebung zwischen Wind- und Wasserstandsereignis werden nicht mitgeteilt.

Im Allgemeinen verwendet man zur Berechnung der Schubspannung τ Ansätze, die eine quadratische Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit V voraussetzen (vgl. Abschnitt 3.3.2.1). In Zusammenhang mit Diskussionen über die Abhängigkeit der Wasserstandsänderungen vom Exponenten im Potenzansatz für den Windschub bzw. die Windschubspannung späterer Jahre ist der Ansatz von SAGER u. MIEHLKE sehr interessant, wie Gl. 2.10 und Tab. 2.10 veranschaulichen:

$$\tau = \text{const} \cdot V^{n(V)} \quad (2.10)$$

Bei Windgeschwindigkeiten von mehr als 20 m/s ist hier die Schubspannung von Potenzen der Windgeschwindigkeit größer als 2 abhängig. ENDERLE (1989) berücksichtigt die Windgeschwindigkeit mit der 3. Potenz im Windstauansatz.

Tab. 2.10: Abhängigkeit des Exponenten n in Gl. 2.10 von der Windgeschwindigkeit V

V(m/s)	10	14	18	22	26	30
n	1,42	1,69	1,89	2,04	2,15	2,22

VOIGT (1962) hat die für Warnemünde abgeleitete Beziehung von SAGER u. MIEHLKE auf Wismar, Darßer Ort, Saßnitz und Heringsdorf durch Ermittlung entsprechender Anschlusswerte in Abhängigkeit vom Wind im Stauraum 3 (s. Abb. 2.23) erweitert. Dieses Korrekturverfahren ist von SCHMAGER (2001) einer kritischen Betrachtung unterzogen worden. Die Wasserstandsdifferenz zwischen Anschluss- und Referenzpegel wird wie folgt ermittelt, wobei der Wind an der Station Arkona repräsentativ für das Staugebiet 3 ist:

$$\delta z = a_1 \cdot V \cdot \sin(\varphi) + a_2 \cdot V \cdot \cos(\varphi) + a_3 \cdot V^2 \cdot \sin(\varphi) + a_4 \cdot V^2 \cdot \cos(\varphi) \quad (2.11)$$

mit

δz = Wasserstandsdifferenz zwischen dem Referenzort und Warnemünde in cm

φ = Windrichtung in Grad

V = Windgeschwindigkeit in m/s

a_i = Regressionskoeffizienten ($i = 1, 2, 3, 4$)

Berechnete und gemessene Wasserstände wurden miteinander verglichen, der Korrelationskoeffizient berechnet und in Tab. 2.11 zusammengestellt.

Tab. 2.11: Korrelation zwischen gemessenen und nach Gl. 2.11 berechneten Wasserstandsdifferenzen

Wasserstandsdifferenz δz	Pearsonscher Korrelationskoeffizient
Koserow – Warnemünde	0,414
Greifswald – Warnemünde	0,134
Saßnitz – Warnemünde	0,379
Wismar – Warnemünde	0,518

Aus den Korrelationskoeffizienten der Wasserstandsdifferenzen lässt sich kaum ein prognostisch verwertbarer Zusammenhang erkennen. Dieses Ergebnis überrascht nicht, denn die Korrelation der Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns ist sehr hoch (Korrelationskoeffizienten von 0,86 bis 0,96). Mit Hilfe einer EOF-Analyse lässt sich zeigen, dass diese Pegel mehr als 90 % ihrer Varianz aus dem 1. Eigenwert beziehen. Unterschiede zwischen diesen Pegeln sind u.a. zurückzuführen auf

- das lokale Windfeld,
- die Morphologie/Topographie von Küste und Meersboden und
- die Dynamik der vorgelagerten Seegebiete (Meeresbecken).

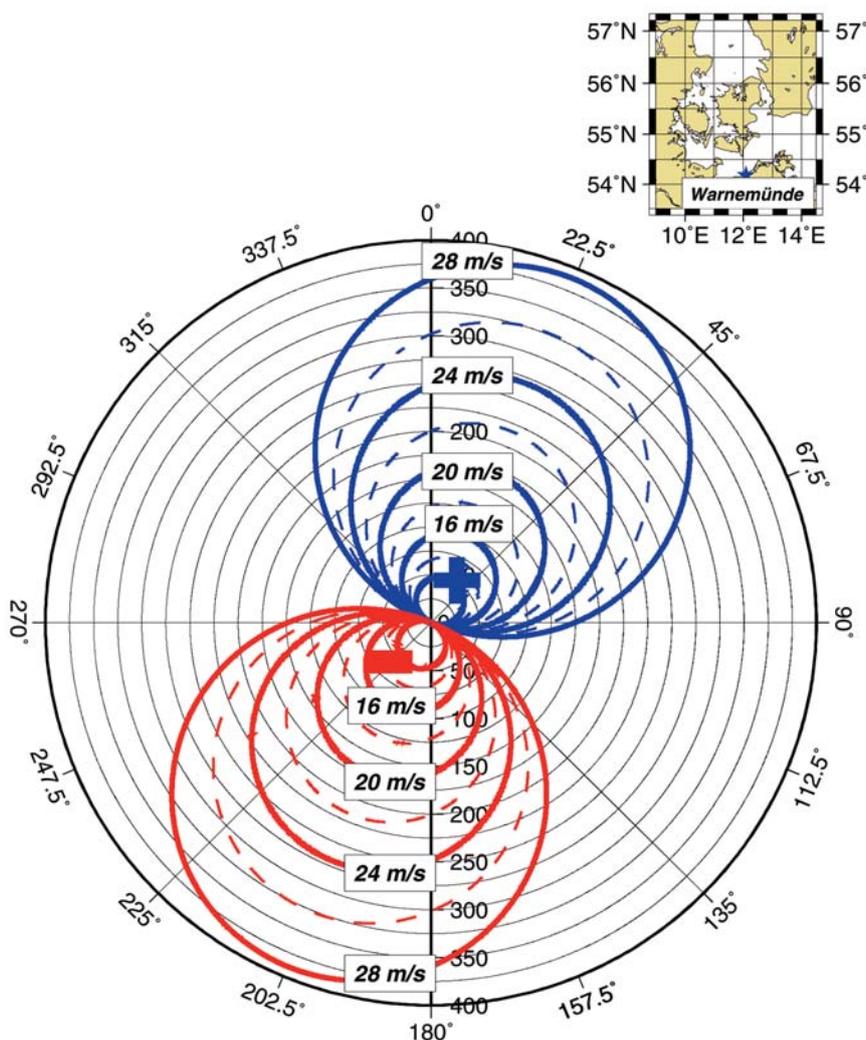


Abb. 2.24: Windstaudiagramm nach SAGER u. MIEHLKE (1956)

2.4.1.3 Windstauberechnung nach SCHMAGER (1984)

Umfangreiche Untersuchungen zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsänderungen und ihrer Vorhersage im Übergangsbereich zwischen Ostsee und Nordsee hat SCHMAGER (1984) vorgelegt. Die Untersuchungen wurden an den auf Abb. 2.25 dargestellten Pegeln mit dem Ziel durchgeführt, die Dynamik der Wasserstandsänderungen in diesem Gebiet zu analysieren und ihre Abhängigkeit von der Wind- und Luftdruckverteilung über der Ostsee in prognostische Beziehungen zu bringen.

Die Analyse stündlicher Wasserstandsbeobachtungen mit Hilfe empirischer Orthogonalfunktionen (EOF) ergab, dass bereits die ersten 3 Eigenwerte (von 10) mehr als 93 % der Varianz aller Pegel repräsentieren. Wie oben erwähnt, werden an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns im Winter mehr als 90 % der Variabilität (Varianz) der Wasserstandsschwankungen aus dem 1. Eigenwert erklärt. Zum 2. Eigenwert liefern im Wesentlichen die Pegel von Kattegat, Belten und Sund Varianzanteile. Von der M_2 -Tide dominiert sind die Varianzanteile des 3. Eigenwertes. Es ergeben sich Unterschiede für das Sommer- und Winterhalbjahr, wie aus Tab. 2.12 ersichtlich ist. Hier wird angegeben, wie viel Prozent der Varianz am jeweiligen Pegel durch den entsprechenden Eigenwert erklärt werden. Die Varianz der Was-

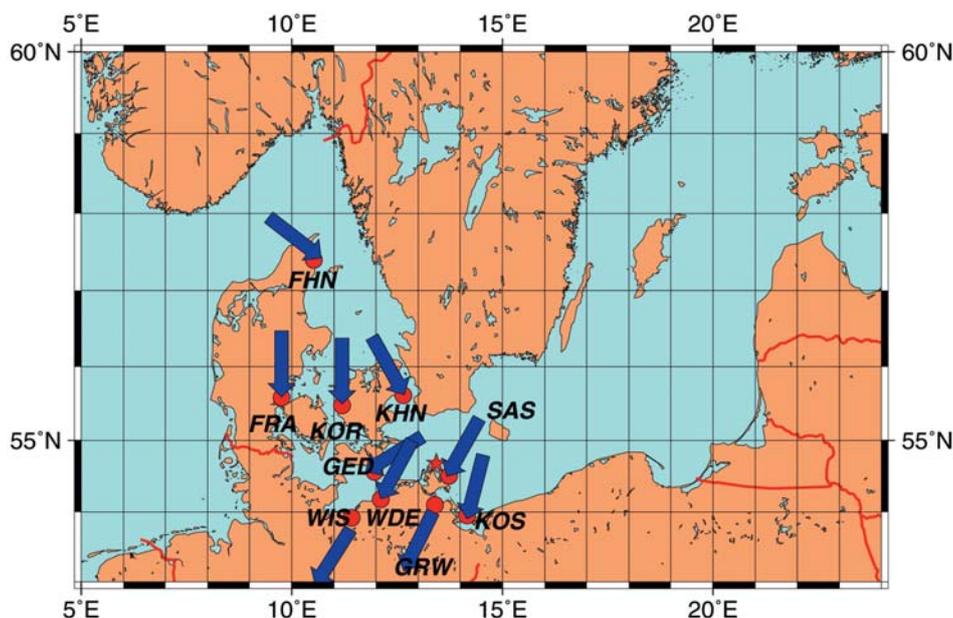


Abb. 2.25: Untersuchungsgebiet von SCHMAGER (1984) und stauwirksamste Windrichtungen
Stationskürzel s. Tab. 2.12

serstandsänderungen in Frederikshavn wird im Sommer fast ausschließlich (81,1 %) durch die M₂-Tide verursacht. Aus dem Kattegat/Skagerrak (2. Eigenwert) kommende Varianzanteile liefern nur einen unbedeutenden Beitrag zur Gesamtvarianz an den Pegeln der Küste von Mecklenburg-Vorpommern (weniger als 2 %). Die Variabilität der Beltsee-Pegel wird vor allem im Winter durch Varianzanteile aus der westlichen Ostsee (1. Eigenwert) dominiert.

Tab. 2.12: Anteil der erklärten Varianz (in Prozent) durch die ersten 3 Eigenwerte für Sommer (Juli–Oktober) und Winter (November–Februar) (aus SCHMAGER, 1984, S. 71)

Pegel	Kürzel (s. Abb. 2.25)	1. Eigenwert (westliche Ostsee)		2. Eigenwert (Kattegat)		3. Eigenwert (M ₂ -Tide)	
		JASO	NDJF	JASO	NDJF	JASO	NDJF
Kopenhagen	KHN	4,3	32,0	61,3	55,5	14,4	0,1
Korsör	KOR	31,2	57,4	42,7	16,8	9,3	20,0
Fredericia	FRA	24,6	46,8	61,8	21,3	7,0	28,4
Frederikshavn	FHN	11,0	0,2	4,7	71,5	81,1	20,9
Gedser	GED	85,6	85,1	7,7	9,7	0,0	0,0
Koserow	KOS	88,6	90,5	0,0	0,1	0,6	3,4
Greifswald	GRW	93,5	94,0	0,6	1,4	0,0	1,0
Saßnitz	SAS	91,0	92,6	0,0	0,5	0,7	2,6
Warnemünde	WDE	89,5	95,4	1,4	0,6	4,9	0,0
Wismar	WIS	86,6	92,7	1,8	1,7	4,4	0,0

Eine Vielzahl von Prädiktoren, u. a.

- Richtung und Geschwindigkeit des beobachteten Windes an den Wetterstationen Arkona und Kopenhagen,
- geostrophisch approximierten Windfelder für die Staugebiete nach SAGER u. MIEHLKE (s. Abb. 2.23) von aktuellen wie auch vorhergesagten Luftdruckverteilungen und

– Tages- und Monatsmittel der Wasserstände an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern als Prädiktor für den Füllungsgrad der Ostsee

wurde abgeleitet, statistisch bearbeitet und mit den Wasserständen für verschiedene Zeitintervalle korreliert. Es zeigte sich, dass der Wind der Wetterstation Arkona am besten mit den Wasserständen korreliert ist. Die Einführung weiterer Prädiktoren in lineare Regressionsansätze folgenden Typs erbrachte keine statistisch signifikante Verbesserung der Vorhersageleistung:

$$\delta z_{t+\tau} = a_0 + \sum_a a_i \cdot x_i \quad (2.12)$$

mit

$\delta z_{t+\tau}$ = Wasserstand in cm (Abweichung von NN – Prädiktand)

τ = Vorhersageintervall in Stunden nach dem Ausgangszeitpunkt t

a_0 = Regressionskonstante

a_i = Regressionskoeffizienten ($i = 1, \dots, n$)

x_i = Prädiktoren (Wind, Luftdruck ...)

Die Berechnung der Regressionskoeffizienten erfolgte mit Hilfe der Screening-Regression. Dieses Verfahren wählt aus einem Satz von Prädiktoren nur die statistisch signifikanten aus, so dass der mit der Regression verbundene Schätzfehler des Prädiktanden (Wasserstand) ein optimiertes Minimum in Abhängigkeit von den zur Verfügung stehenden Prädiktoren ist. Dieses Regressionsmodell ist für verschiedene Vorhersageintervalle gerechnet worden. Die Korrelation zwischen „Vorhersage“ und Beobachtung war bei einer Zeitverschiebung von sechs Stunden am besten.

Mit folgendem Ansatz für den Windstau, der sowohl lineare wie quadratische Terme der Windgeschwindigkeit enthält, sind die Regressionskoeffizienten für die windstaubedingten Wasserstandsänderungen der in Tab. 2.13 aufgeführten Pegelstationen berechnet worden:

$$\delta z_{t+\tau} = a_1 \cdot V \cdot \sin(\varphi) + a_2 \cdot V \cdot \cos(\varphi) + a_3 \cdot V^2 \cdot \sin(\varphi) + a_4 \cdot V^2 \cdot \cos(\varphi) \quad (2.13)$$

mit

V – Windgeschwindigkeit in Arkona (10091) zum Beobachtungstermin t

φ – Windrichtung in Arkona (10091) zum Beobachtungstermin t und

τ – Vorhersageintervall (hier sechs Stunden)

Tab. 2.13: Empirisch ermittelte Regressionskoeffizienten zur Berechnung der Wasserstände (Abweichung von NN) für verschiedene Pegel aus Geschwindigkeit des Windes an der meteorologischen Station Arkona

Pegel	Regressionskoeffizienten				R_{xy}
	a_1	a_2	a_3	a_4	
Koserow	-0,86	1,42	0,11	0,18	0,74
Greifswald	0,00	1,74	0,10	0,12	0,76
Saßnitz	-0,79	1,33	0,12	0,10	0,68
Warnemünde	-0,91	1,09	0,18	0,19	0,77
Wismar	-0,96	1,46	0,22	0,19	0,79
Kopenhagen	0,00	0,00	-0,08	0,14	0,61
Korsoer	0,00	0,00	0,00	0,15	0,62
Fredericia	-0,93	0,00	0,04	0,19	0,67
Frederikshavn	0,00	-1,43	-0,14	0,17	0,72
Gedser	0,00	2,35	0,16	0,00	0,79

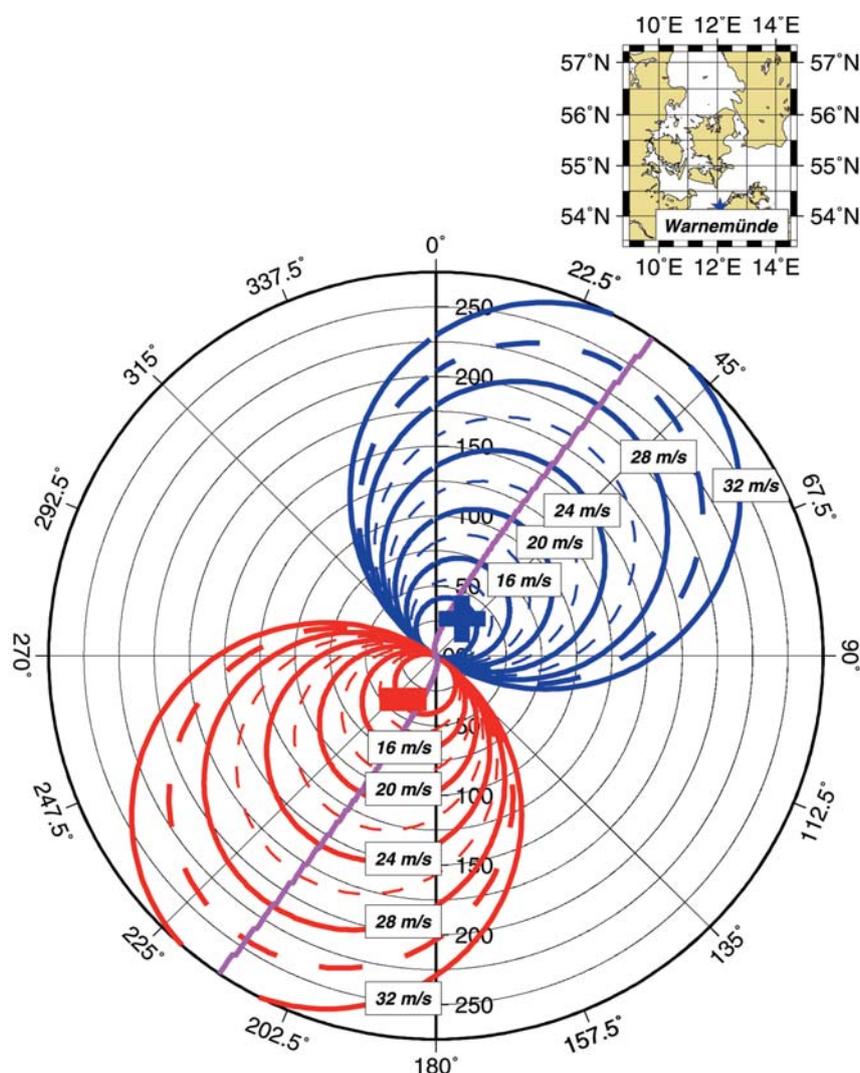


Abb. 2.26: Windstaudiogramm für Warnemünde (nach SCHMAGER, 1984)

Hieraus lassen sich einfach zu gebrauchende Windstaudiogramme ableiten, wofür der Wasserstand am Pegel Warnemünde (Abb. 2.26) als Beispiel dient. In Abhängigkeit von Geschwindigkeit und Richtung des Windes an der meteorologischen Station Arkona lässt sich der in sechs Stunden zu erwartende Stau ermitteln. Die Praxis zeigt, dass das Ansteigen des Wasserstandes befriedigend vorhergesagt werden kann, die weitere Wasserstandsentwicklung nach Überschreiten des Scheitelpunktes ist hiermit jedoch nicht vorhersagbar. Ein Vergleich mit dem Modell von SAGER u. MIEHLKE (1956) für Winde aus Nordnordost (NNO – stauwirksamste Windrichtung) sowie mit den Ergebnissen aus dem HN-Modell von KOOP (1973) ist in Abb. 2.27 zu sehen. Bemerkenswert ist die Übereinstimmung zwischen dem empirischen Ansatz von SAGER u. MIEHLKE und dem HN-Modell von KOOP (Stau wird für ein konstantes Windfeld über allen Gebieten der Ostsee berechnet, aus ENDERLE, 1989), während die Beziehungen von SCHMAGER (1984) bei höheren Windgeschwindigkeiten deutlich geringeren Windstau erwarten lassen.

Lineare adaptive Regression: Es handelt sich um ein Regressionsmodell, dessen Anwendung ein synoptisch beobachtendes und meldendes Pegelnetz voraussetzt. Ein deutlicher Zuwachs an Vorhersageleistung gegenüber konventionellen Regressionsansätzen (SCHMAGER 1984, 1989) ist damit verbunden. Es basiert auf adaptiver Regression (ADAREG), die

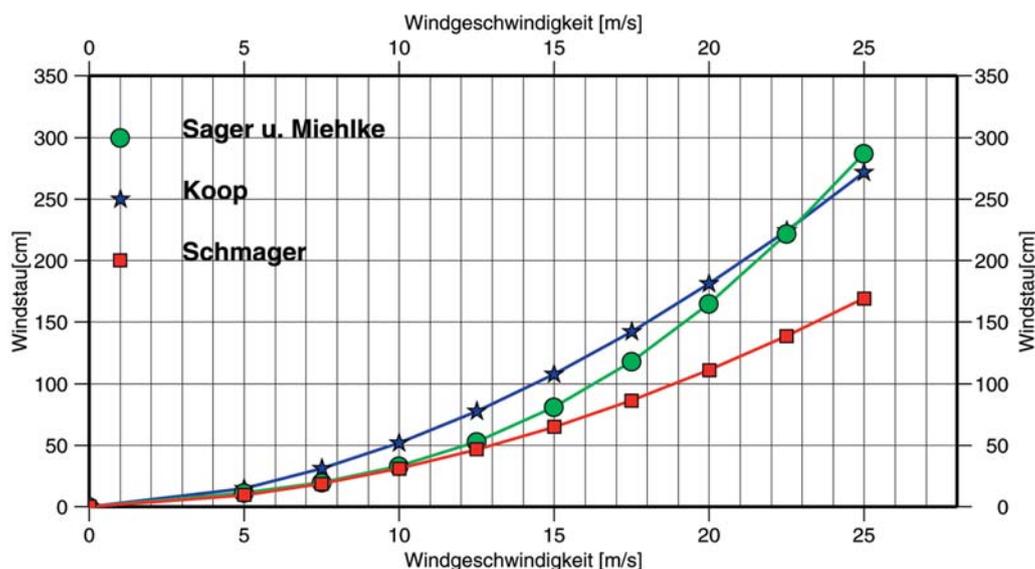


Abb. 2.27: Windstau in Warnemünde nach SAGER u. MIEHLKE (1956), KOOP (1973) und SCHMAGER

von ENKE (1984) entwickelt wurde. Wichtiges Kriterium für die Ableitung statistischer Vorhersageverfahren sind stabile Regressionsbeziehungen auf der Basis umfangreicher Datensätze. Nachteile klassischer Regressionsansätze sind:

Auf

- Änderungen im Prädiktorenangebot (neue Vorhersageprodukte, Fehlen von Prädiktoren) und
- witterungsklimatologische Besonderheiten (z. B. Änderung des Füllungsgrades, mittlerer Wasserstand der Ostsee)

kann nur mittelbar – etwa durch Vorschalten einer Klassifikation – oder gar nicht reagiert werden bzw. nur mit einem erneuten Entwicklungsaufwand. Das Modellsystem ist invariant gegenüber solchen Änderungen. Die Überwindung dieses Problems ist mit ADAREG möglich.

Bei jeder Vorhersage werden Prädiktoren erzeugt (z. B. Windgeschwindigkeit zum Ausgabetermin). Nach Ablauf des Vorhersageintervalls liegen Messungen des Prädiktanden (hier Wasserstand) vor. Nach jeder Vorhersage des Wasserstandes wird die Information in der Summenmatrix wie folgt ausgetauscht und durch die zuletzt gewonnene, neuere ersetzt:

Die Summen der Varianzen und Kovarianzen werden wie folgt transformiert:

$$[\sum x_i \cdot x_j]^t = a \cdot [\sum x_i \cdot x_j]^{t-1} + N \cdot b \cdot [\sum x_i \cdot x_j]^t \quad (2.14)$$

mit

x_i, x_j – Prädiktoren (Wind, Luftdruck ...)

x_0 – Prädiktand (Wasserstand)

N – Anzahl der Datensätze

m – Anzahl der Prädiktoren

a, b – frei wählbare Faktoren, sie bestimmen die Geschwindigkeit des Informationsaustausches in der Summenmatrix, wobei $a + b = 1$ gilt

$t-1$ – Speicherinhalt der Summenmatrix vom vorangegangenen Termin

t – Speicherinhalt vom Ausgabetermin

Die Geschwindigkeit für den Austausch der Information wird nach folgender Beziehung berechnet:

$$S_{alt}/S_{neu} = a^N \cdot 100 (\%) \quad (2.15)$$

mit

S_{alt} – Summenmatrix – alt

S_{neu} – Summenmatrix – neu

ADAREG ist anwendbar, wenn die Kovarianzmatrix mindestens 50 Datensätze enthält, wobei der Faktor $a = 0,9778$ zu wählen ist (SCHMAGER, 1984) und nicht mehr als 5 Prädiktoren im Regressionsansatz berücksichtigt werden. Die adaptive Regression wurde „eingeschaltet“, nachdem 50 Datensätze in der Kovarianzmatrix enthalten waren. In dieser Verarbeitungsstufe und bei jeder weiteren Vorhersage werden die adaptiven linearen Regressionskoeffizienten neu berechnet. Werden weitere 50 Vorhersageschritte durchgeführt, sind bereits mehr als 66 % der alten Information durch neue ersetzt worden. Die Leistungsfähigkeit von ADAREG wird mit folgender Regressionsgleichung für den Wasserstand am Pegel Warnemünde demonstriert; Prädiktor ist der Wind der Station Arkona (V, φ) und der Wasserstand in Warnemünde zum Zeitpunkt der Windbeobachtung, der in einem Rechengang zu- und in einem weiteren abgeschaltet wurde:

$$\begin{aligned} \delta z_{t+\tau} = & a_0 + a_1 \cdot V \cdot \sin(\varphi) + a_2 \cdot V \cdot \cos(\varphi) + a_3 \cdot V^2 \cdot \sin(\varphi) \\ & + a_4 \cdot V^2 \cdot \cos(\varphi) + (\delta z_t) \end{aligned} \quad (2.16)$$

Ein Vergleich der Vorhersageleistung (s. Tab. 2.14) – ausgedrückt durch den RMSE (Root Mean Square Error) – zeigt die Vorteile von ADAREG gegenüber der konventionellen Regression (LZR).

Tab. 2.14: Vorhersageleistung von adaptiver (ADA) und konventioneller Regression (LZR), nach SCHMAGER (1989)

	Vorhersageintervall			
	$\tau = 6$ Stunden		$\tau = 12$ Stunden	
	LZR	ADA	LZR	ADA
1. Ohne Anfangswasserstand δz_t RMSE/cm	19,3	15,2	21,4	17,3
2. Mit Anfangswasserstand δz_t RMSE/cm	15,3	13,3	19,8	16,7

Eine Modellverifikation sollte Bestandteil jeder Vorhersage sein. Dies ist ein weiterer Vorteil von ADAREG, denn der Vergleich von Modelloutput und Beobachtung erfolgt mit jeder neuen Vorhersage. Die Verbesserung der Vorhersagegüte durch Einbeziehung aktueller Wasserstandsdaten ist aus den Modellergebnissen ebenfalls ablesbar. Ihre Verfügbarkeit ist notwendige Voraussetzung für einen leistungsfähigen Wasserstandsdienst.

2.4.1.4 Windstauberechnung nach ENDERLE (1989)

ENDERLE hat ein statistisches Vorhersageverfahren vorgestellt, das nicht durch Regression von Wind und Wasserstand in der bisher beschriebenen Weise abgeleitet wurde. Bausteine für sein statistisches Vorhersagemodell zur Wasserstandsvorhersage am Pegel Flensburg sind, wie ENDERLE schreibt, die Outputs eines linearisierten HN-Modells für die Ostsee, Skagerrak und Kattegat von KOOP (1973). Das Modellgebiet ist in 11 Stauräume aufgeteilt. Die durch Wind- und Luftdruckverteilung erzeugten Wasserstandsänderungen an einem Ort ergeben sich aus der Summe der Teilstaus (Superpositionsprinzip).

Folgende allgemeine Schlussfolgerungen aus den Rechnungen mit dem HN-Modell, die für die praktische Anwendung statistischer Verfahren von Interesse sind, teilte ENDERLE mit:

- Mehr als 90 % des Gesamtstaus am Pegel Flensburg kommen aus den 4 Teilgebieten Skagerrak (9,6 %), Kattegat (16,0 %), westlicher Ostsee (57,6 %) und mittlerer Ostsee (7,2 %). Gebietseinteilung und stauwirksamste Windrichtungen sind aus Abb. 2.28 ersichtlich.
- Die Phasenverschiebung zwischen dem Einsetzen des Windes und der Änderung des Wasserstandes ist von Richtung und Geschwindigkeit des Windes abhängig und vom Gebiet, in dem ein Teilstau erzeugt wird. Auf Windeinwirkungen in der westlichen Ostsee reagiert der Wasserstand in Flensburg nahezu verzögerungslos, für die übrigen Gebiete sind Werte von 7 bis 9 Stunden ermittelt worden.
- Zur Ausbildung annähernd quasistationärer Verhältnisse am Pegel Flensburg (d. h. der Wasserstand ändert sich nur noch unbedeutend) muss ein stationäres Wind- und Luftdruckfeld über der westlichen Ostsee (WEB) mindestens 8 Stunden, in den anderen Gebieten zwischen 7 und 15 Stunden andauern.

Nach umfangreichen Analysen und Tests verschiedener Ansätze zur Anpassung des Windstaus an die Modellergebnisse der einzelnen Staugebieten ist folgende Beziehung für den Windstau am Pegel Flensburg abgeleitet worden:

$$\begin{aligned} \delta z = & 0,24 \cdot (a \cdot U_S^2 + b \cdot U_S^3) \cdot \cos(320 - \varphi_S) + \\ & 0,63 \cdot (a \cdot U_K^2 + b \cdot U_K^3) \cdot \cos(320 - \varphi_K) + \\ & 1,22 \cdot (a \cdot U_W^2 + b \cdot U_W^3) \cdot \cos(58 - \varphi_W) + \\ & 0,18 \cdot (a \cdot U_M^2 + b \cdot U_M^3) \cdot \cos(66 - \varphi_M) + \\ & + H_M - 3 \cdot \text{app}/10 \end{aligned} \quad (2.17)$$

mit

- δz – Abweichung des Wasserstandes von NN in cm
Mittel der Windgeschwindigkeit in m/s in den Staugebieten
- U_S – Skagerrak,
- U_K – Kattegat,
- U_W – westliche und
- U_M – mittlere Ostsee
mittlere Windrichtung in Grad den Staugebieten
- φ_S – Skagerrak,
- φ_K – Kattegat,
- φ_W – westliche und
- φ_M – mittlere Ostsee
- a – $3,6 \cdot 10^{-2}$
- b – $1,0 \cdot 10^{-3}$

H_M – der mittlere Wasserstand der Ostsee in cm

appp – 3-stündige Luftdrucktendenz in hPa

appp < 0 bei Luftdruckfall

appp > 0 bei Luftdruckanstieg

Dieses Modell hat sich in der operativen Beratung bewährt, wobei ENDERLE (persönliche Mitteilung, 1996) folgende Korrekturen empfiehlt:

$$\delta z_{\text{kor}} = 0,80 \cdot \delta z \text{ wenn } \delta z > 0 \quad (2.18)$$

$$\delta z_{\text{kor}} = 0,93 \cdot \delta z \text{ wenn } \delta z < 0 \quad (2.19)$$

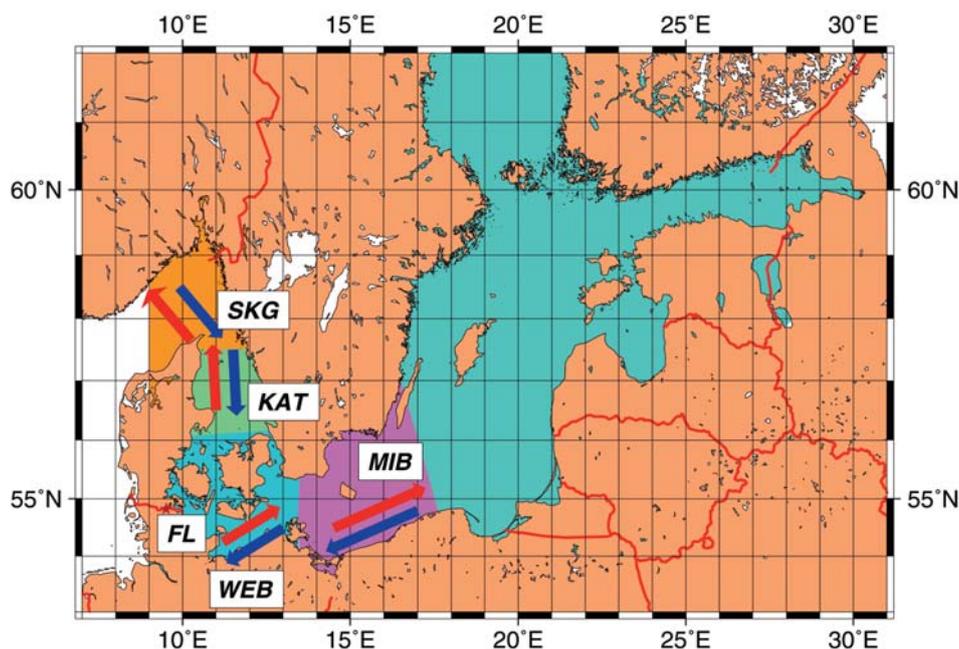


Abb. 2.28: Staugebiete und stauwirksame Windrichtungen nach ENDERLE (1989)

2.4.2 Vorhersage mit Hilfe hydrodynamisch-nummerischer Modelle

Das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) ist nach Seeaufgabengesetz u. a. zuständig für Wasserstandsvorhersagen an den deutschen Küsten der Nord- und Ostsee. Durch Anwendung hydrodynamisch-nummerischer Modelle (HN-Modelle) konnten in den letzten Jahren die Treffsicherheit der Vorhersagen verbessert und der Prognosezeitraum deutlich verlängert werden. Der Fortschritt wurde wesentlich auch durch die zunehmende Leistungsfähigkeit der Atmosphärenmodelle des Deutschen Wetterdienstes (DWD) geprägt, dessen Prognosedaten dem BSH ständig aktuell übermittelt werden. Die Geschichte numerischer Modelle ist relativ jung, ein kurzer Abriss der Entwicklungsgeschichte wird daher der Beschreibung der theoretischen Grundlagen und der Ergebnisse vorangestellt.

2.4.2.1 Zur bisherigen Entwicklung

Erst nachdem in den 1950er Jahren leistungsfähige elektronische Rechenanlagen auch für Geophysiker zugänglich wurden, konnten theoretisch bereits hergeleitete hydrodynamisch-nummerische Verfahren praktisch angewendet werden. Ein seinerzeit für die Nordsee

erstmal verwendetes 2-dimensionales Modell, speziell zur Nachrechnung der Sturmflut als Folge des Hollandorkans 1953, ließ heutige Prognosemodelle realisierbar erscheinen (HANSEN, 1956):

„Es ist zu hoffen, dass es mit der Entwicklung von Methoden zur numerischen Vorausberechnung des atmosphärischen Druckfeldes in 5 km Höhe, und später an der Meeresoberfläche, für 24, 48 und unter Umständen auch 72 Stunden, möglich sein wird, die Schubspannung an der Meeresoberfläche von Rand- und Nebenmeeren vorauszusagen. In Verbindung mit einer rationellen Theorie der Wasserbewegungen eröffnet sich damit erstmalig die Möglichkeit zum Aufbau eines theoretisch begründeten Verfahrens zur Vorhersage von Wasserständen und Strömungen in Rand- und Nebenmeeren. Die zahlreichen routinemäßig ausgeführten Beobachtungen des Wasserstandes an den Küsten eines Randmeeres wie der Nordsee geben die Möglichkeit, die Ergebnisse einer derartigen Theorie systematisch zu prüfen, und damit das Vertrauen in die dynamischen Methoden der Ozeanographie zu festigen.“

Es sollte noch weitere 25 Jahre dauern, bis dieses Konzept – zunächst für die Nordsee, ab 1990 auch für die Ostsee – technisch umgesetzt werden konnte. Vorher mussten noch einige numerische Studien zu den Bewegungsvorgängen der Ostsee durchgeführt werden.

Mit barotropen, 2-dimensionalen Modellen konnten die Eigenschwingungen der Ostsee (WÜBBER u. KRAUSS, 1979) sowie gezeiten- und windbedingte Wasserstandsänderungen der westlichen Ostsee berechnet werden (MÜLLER-NAVARRA, 1983a). Auf Grund der raschen Entwicklung der elektronischen Rechenanlagen war es Anfang der 1970er Jahre möglich geworden, die mathematischen Modelle auf die vertikale Dimension zu erweitern (SÜNDERMANN, 1971). Damit konnten nun auch Bewegungsvorgänge der geschichteten Ostsee simuliert werden (SIMONS, 1978; KIELMANN, 1981; MÜLLER-NAVARRA, 1983b).

SOETJE u. BROCKMANN (1983) gelang es, ab Mai 1981 ein vollständig rechnergesteuertes Modellsystem (NVS, Numerisches Vorhersage System) – ausgehend von einem Deutsche-Bucht-Modell (BACKHAUS, 1980) – einzurichten, welches ständig Vorhersagen der Strömungen, der Wasserstände und Ausbreitung von eingebrachten Schadstoffen liefert. Die meteorologischen Prognosen kamen vom Nordhemisphärenmodell BKF (EDELDMANN, 1979) des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

Die Bewegungsvorgänge in der Ostsee unterscheiden sich durch die fast vollständig fehlenden Gezeiten deutlich von denen der Nordsee. Die Dichteschichtung der Ostsee kann bei der Berechnung der Langfristzirkulation nicht vernachlässigt werden. Daher musste für den Betrieb eines operationellen Modells ein leistungsfähiges Advektionsverfahren für Temperatur und Salzgehalt entwickelt werden (KLEINE, 1993). Damit war das Operationelle Modell prognostisch-baroklin, berücksichtigte die komplizierten Austauschvorgänge zwischen Nord- und Ostsee und war auch jeweils an das neueste Atmosphärenmodell des DWD gekoppelt (MAJEWSKI, 1991; SCHRODIN, 2000).

2.4.2.2 Großskalige Hydrodynamik der Ostsee

Unter dem Wasserstand eines (natürlichen) Gewässers versteht man die Lage seiner freien Oberfläche. Wasserstandsänderungen gehen zurück auf Wasserbewegungen. Die Physik solcher Strömungen ist die Fluidmechanik, ein Zweig der Kontinuumsmechanik, als deren Kernstück fundamentale Bilanzgesetze in Form von partiellen Differentialgleichungen (Bewegungsgleichung (2.20) und (2.21), Kontinuitätsgleichung (2.25)) formuliert werden. In Lehrbüchern der allgemeinen Hydrodynamik findet man die Navier-Stokes-Gleichungen;

Wasser wird als inkompressible Flüssigkeit angesehen. Spezielle Strömungen beschreibt man durch Anfangs-Randwert-Probleme für diese Gleichungen.

Die wasserstandsrelevante Hydrodynamik der Ostsee (und vergleichbarer Gewässer) ist von besonderer Art: nennenswerte Wasserstandsschwankungen kommen nur durch großräumige und damit horizontale Wasserbewegungen zustande. Wind und Wetter bewerkstelligen eine geringe Verschiebung gegen die Gravitation als Rückstellkraft, doch genügt schon eine schwache Neigung des Wasserspiegels gegen die Horizontale für spürbare Wirkungen an den Küsten, wo die stärksten Auslenkungen des Wasserstandes zu finden sind. Diese können nicht lange aufrechterhalten werden; sie sind vielmehr von dynamischer Art, d. h., sie werden hervorgerufen durch eine lange Welle: Das Wasser läuft auf und zieht sich wieder zurück.

Ein derart ausgedehntes Gewässer wie die Ostsee ist auf der Erde wie ein dünner Film, und die Gravitation lässt nur geringe Abweichungen des Wasserspiegels von der Horizontalen zu. Lassen die treibenden Kräfte (Wind und Luftdruck) nach, gleichen Gravitation und Reibung den Wasserspiegel bald wieder aus.

Mit einer mittleren Tiefe von etwa 50 m und um mehrere Ordnungen größeren Horizontalausdehnungen ist die Ostsee ein typisches Flachgewässer. Großräumige Bewegungen – d. h. solche, die größere Bereiche des Gewässers erfassen – gibt es nur als horizontale Strömung. Echt 3-dimensionale Bewegungen, bei denen also keine Richtung von vornherein ausgezeichnet ist, gibt es nur, wenn vom Missverhältnis der Becken-Abmessungen nichts zu spüren ist, etwa bei Wirbeln auf kleiner Skala.

Eine Besonderheit der Ostseewassermassen ist ihre Dichtestruktur. Wasser ist nicht vollkommen, sondern nur näherungsweise inkompressibel. In der Ostsee gibt es Wassermassen von verschiedenen Dichten. Die Wasserdichte hängt ab von Temperatur und Salzgehalt (Zustandsgleichung). Dem Brackwassercharakter der Ostsee entsprechend, macht sich besonders die Abhängigkeit vom Salzgehalt bemerkbar. Als wichtigste Faktoren halten der Zufluss von Süßwasser aus den Flüssen und der sporadische Einstrom von Salzwasser aus dem Kattegat die Dichte-Unterschiede – gegen die Vermischung im Innern – aufrecht. Da das Gewässer aber stets einem Zustand minimaler Energie entgegenstrebt, bleiben verschieden dichte Wassermassen nicht nebeneinander liegen, sondern werden übereinander aufgeschichtet: schweres Wasser unten, leichtes Wasser oben. (Man bedenke: Vermischung erhöht die potentielle Energie, braucht also Arbeit, Einschichtung jedoch nicht.) Auch feine Horizontaldifferenzen der Dichte sind noch groß genug, um diese dichtegetriebene Zirkulation in Gang zu setzen oder zu halten. Die interne Dynamik ist also bestrebt, das Wasser entsprechend seiner Dichte durch Schichtung zu sortieren. Da dieser Ausgleich nie erreicht wird und immer horizontale Unterschiede in Temperatur oder Salzgehalt bleiben, kommt die dichtegetriebene Zirkulation niemals zur Ruhe.

Den größten Beitrag zur Variabilität der Ostseezirkulation erbringt jedoch die Dynamik der Atmosphäre mit ihrem steten Wechsel von Wind und Luftdruck. Der externe Antrieb durch das Wetter an der Wasseroberfläche verschiebt nicht nur das Wasser der oberflächennahen Schicht, sondern baut bei Stau auch einen Druck auf, dessen Effekt bis zum Boden zu spüren ist. Lässt die Schubwirkung des Windes nach, wird durch die Rückstellkraft die ganze Wassersäule in Bewegung gesetzt, und das Signal pflanzt sich als Schwerewelle fort. Auf diese Weise erzeugt der Wind nicht nur lokalen Stau, sondern regt auch Wellenbewegungen an, von denen die ganze Ostsee erfasst werden kann.

Bewegt sich die Welle über das unregelmäßige Relief, tritt Refraktion, teilweise Reflexion auf. Das Hin und Her der Wasserbewegung kann sich auch aus mehreren überlagerten Eigenschwingungen (Seiches) zusammensetzen. Das Wasser der Ostsee bildet einen Oszilla-

tor mit einem Spektrum von Eigenfrequenzen. Eine stehende Welle ist eine resonante Wasserbewegung, das Schwingungsmuster charakteristisch für das Wasserbecken. Wegen seiner Irregularität findet man zwar keine explizite Lösung für das Eigenwertproblem mit seinen Differentialgleichungen, doch können die Schwingungsmodi durch numerische Behandlung gut untersucht werden.

Bei stürmischem Wetter werden Seiches durch Wind und Luftdruck angeregt, insbesondere durch wandernde Tiefs. Da ein solches Tief aber keine Rücksicht auf die induzierten Schwingungen nimmt, gibt es praktisch keine ungestörten Seiches. Außerdem beobachtet man immer nur eine Zusammensetzung von Grundschwingungen mit scheinbar beliebiger Kombination von Phase und Amplitude; die Identifikation einzelner Seiches ist i. a. schwierig. Hinzu kommt noch Dämpfung infolge von Reibung, so dass eine Becken-Schwingung (langsame Hin- und Herbewegung der Wassermasse) relativ rasch abklingt.

Es gibt eine ideale Gleichgewichtslage des Gewässers, bei der alle Bewegungen zur Ruhe gekommen sind. Reale Bewegungen (Strömungen und Schwingungen) bedeuten eine Störung, hervorgerufen durch Dichte- oder Windantrieb.

Bei großräumigen Bewegungen in der Ostsee kommt auch die Erddrehung ins Spiel. In der Physik des täglichen Lebens erleben wir die Bahn-Ablenkung nicht; ein Ball fliegt geradeaus. Doch bei Bewegungen im Meer ist das anders: Der Entfernungsmaßstab ist relativ groß, und die sich bewegenden Massen brauchen viel länger, um nennenswerte Strecken zurückzulegen. Die Erdrotation bewirkt, dass jede Masse, die sich anders als genau auf der Rotationsbahn bewegt, eine sogenannte Coriolis-Beschleunigung erfährt und deshalb eine spiralförmige Bahn beschreiben muss (Trägheitsbahn). Auch die aus Satellitenbildern bekannten Wolkenspiralen sind auf diesen Effekt zurückzuführen.

Die (wetterbedingt) stärksten Wasserstandsschwankungen rühren von Verschiebungen innerhalb der Ostsee her. Damit verglichen ist der Beitrag des Stroms durch den Kleinen Belt, den Großen Belt und den Sund auf die Wasserstände wesentlich geringer, der durch die Zuflüsse an der Küste bedeutungslos. Für spürbare Auslenkungen des Wasserstandes genügen schon geringe Verschiebungen des Wassers innerhalb der Ostsee durch Windschub. Derartige Bewegungen sind weitaus wirksamer als Ein- oder Ausstrom durch die Belte und den Sund. Diese Zugänge zur Ostsee verbinden zwei große Gefäße; die Strömung im Durchlass arbeitet, um den Druckunterschied zwischen den Reservoirien auszugleichen. Die Strömung in Belten und Sund wird also bestimmt durch deren Funktion als Verbindung zwischen den großen Becken. Für den Wasseraustausch von Ostsee und Nordsee ist in erster Linie die Durchlässigkeit dieser Passagen maßgeblich, Einzelheiten von Lage und Form sind weniger wichtig. Eine ähnlich untergeordnete Rolle spielt auch der lokale Wind, denn der Durchsatz wird hauptsächlich vom Wasserstandsgefälle getrieben und durch Reibung begrenzt, wie bei einem Flaschenhals.

Belte und Sund sind zwar relativ schmal und flach, aber derart durchlässig, dass der momentane Durchsatz in beiden Richtungen zwischen Ostsee und Kattegat, mithin auch Nordsee, weit über die Größenordnung des Langzeitmittels hinausgeht. Dieses Langzeitmittel bedeutet einen Wassermassenüberschuss, der durch etwa $14\,000\text{ m}^3/\text{s}$ Ausstrom abzuführen wäre. Doch spielt dieser Wert für den momentanen Durchsatz so gut wie keine Rolle, denn wetterbedingt erreicht der Durchsatz ohne weiteres das 10-fache. Eine stationäre Situation stellt sich praktisch niemals ein. Nordsee (mit Skagerrak und Kattegat) und Ostsee bieten dem Wetter große Angriffsflächen, so dass jederzeit ein gewisser Druckunterschied besteht, dem die Strömung in den Belten und im Sund folgt. Winde aus den Richtungen West und Ost pumpen das Wasser besonders effektiv in die bzw. aus der Ostsee. Die größten Werte erreicht der hochvariable Durchsatz bei heftigem Westwind, wenn also Wasser in Skagerrak und Kat-

tegat „aufgestaut“ und gleichzeitig die westliche Ostsee „leergefegt“ wird. Gemeint ist hier stets der Nettovolumendurchsatz, also die barotrope Strömung. Die barokline Strömung zeigt Ausstrom an der Oberfläche und kompensierenden Einstrom in der Tiefe. Mit zunehmender Intensität des atmosphärischen Antriebes dominiert das barotrope Regime. Wind- und strömungsinduzierte Vermischung, i. a. auch das Duckgefälle, nehmen zu.

Extremwerte werden im Gefolge von im Norden ostwärts ziehenden Tiefs erzielt. Bei einem, allerdings nur kurzzeitig erreichbaren, Spitzenwert von 400 000 m³/s würde der mittlere Wasserpegel der Ostsee um täglich 10 cm steigen! Wenn sich also ein lokaler Wasserstand innerhalb von Stunden spürbar oder gar dramatisch ändert, können dafür nur Wassermassenverlagerungen innerhalb der Ostsee verantwortlich sein. Die Ostsee ist „halb-abgeschlossen“.

Nennenswerte Änderungen des Füllungsgrades der Ostsee brauchen mehrere Tage. Wird Ein- oder Ausstrom lange genug aufrechterhalten, macht sich dies am mittleren Wasserspiegel bemerkbar. Der mittlere Wasserspiegel ist am besten ablesbar im Massenschwerpunkt der Ostsee zwischen Degerby und Gotska Sandön. Auch der Pegel Landsort ist noch ein guter Indikator, jedoch nicht völlig frei von schnellen Schwankungen (vgl. Kap. 3, Abschn. 2.1 und Abb. 2.30).

Ein gutes Wasserstandsmodell für die Ostsee sollte also auch die Verbindung mit der Nordsee berücksichtigen. Der Zustrom durch die Flüsse längs der Küste darf für den Wasserstand vernachlässigt werden, für den Wassermassenhaushalt der Ostsee bleibt er zu beachten.

2.4.2.3 Modellbildung

Im Wesentlichen gibt es zwei Klassen von Modellen: hydrodynamische Modelle und empirisch-statistische Modelle. Ein empirisch-statistisches Wasserstandsmodell nimmt keinen Bezug auf die Hydrodynamik, sondern beruht ganz und gar auf einer (optimierten) Parametrisierung (vgl. Abschn. 2.4.1). Heute sind derartige Formeln durchaus (noch) in Gebrauch, hauptsächlich wegen ihrer Einfachheit. Man beschreibt Zusammenhänge zwischen Beobachtungen verschiedener Art, hier etwa Wind und Wasserstand, durch Regression (MÜLLER-NAVARRA u. GIESE, 1983a). Die hydrodynamische Bedeutung der Daten spielt für das Modell keine Rolle. Die Einfachheit eines solchen Ansatzes – häufig rein lokal und auch statisch – erfordert ein gewisses Geschick und natürlich die Anpassung der Parameter des Modells.

Demgegenüber haben hydrodynamische Modelle den Vorteil, dass sie mit viel weniger, im besten Falle ohne, Parametrisierung auskommen. Hydrodynamische Modelle sind von allgemeiner Art. Sie basieren auf physikalisch fundamentalen Gesetzen und enthalten deren volle Komplexität. Raum für Parametrisierung ist nur noch da, wo diese Komplexität nicht voll implementierbar ist, also wo die Beschreibung von Details auf Grenzen stößt und daher durch einen phänomenologischen Ansatz zu ersetzen ist. Doch auch mit der immer weiter fortschreitenden Erweiterung und Beschleunigung von Rechenanlagen behalten empirisch-statistische Modelle und Parametrisierungen ihr Existenzrecht. Denn es bleibt fraglich, ob man zur Modellierung des Wasserstandes tatsächlich die volle Komplexität eines Modells der allgemeinen Zirkulation braucht.

Modelle der allgemeinen Zirkulation bestehen aus Bilanzgesetzen (Masse, Impuls, Erhaltungseigenschaften, vgl. Abschn. 2.4.2.6), Parametrisierungen sowie Anfangs- und Randbedingungen. Sie umfassen gleichermaßen dichtegetriebene und windgetriebene Strömungen. Als eine der Eigenschaften des Systems ist auch der Wasserspiegel enthalten.

Das Gewässer ist (relativ) flach und auch noch geschichtet, die großräumige Zirkulation hat den Charakter einer Grenzschichtströmung. Die im Gleichgewicht der Kräfte funda-

mentale Rolle der Gravitation bedeutet eine Auszeichnung der Vertikalrichtung. Längs der Vertikalen überwiegt die Balance von Gravitation und Druckkraft alle anderen Beiträge um Größenordnungen. Diese Besonderheit (hydrostatisches Gleichgewicht) erlaubt die Bestimmung des Druckfeldes aus dem Massenfeld mittels vertikaler Integration. Die übrigen Bewegungsgleichungen beschreiben die Dynamik der Horizontalzirkulation, in die als Antrieb der hydrostatische Druck eingeht.

Für die Massenbilanz (Kontinuitätsgleichung) darf Wasser als näherungsweise inkompressibel angesehen werden. Bei der Bestimmung des Drucks gemäß Hydrostatik sind aber auch geringste Dichte-Unterschiede zu beachten, denn der so bestimmte Wasserdruck steuert die Horizontalzirkulation. Subtile Wirkungen des baroklinen Kraftfeldes entstehen durch die Tendenz, verschieden dichte Wassermassen horizontal übereinander einzuschichten.

Für die Zirkulation der Ostsee (auf großer horizontaler Skala) darf die Erde nicht mehr als Inertialsystem angesehen werden. Dennoch gibt es offensichtlich kein besser geeignetes Bezugssystem als geographische Koordinaten. Wenn also die Bewegungsgleichungen – eine Form des zweiten Newtonschen Gesetzes – auf die rotierende Erde bezogen werden, erscheint ein zusätzlicher Trägheitsterm, die Coriolis-Kraft. In der Praxis ist die Coriolis-Kraft immer dann zu berücksichtigen, wenn ein unbeschleunigt geradeaus laufendes Signal für seinen Weg derart lange braucht, dass sich unterdessen ein anderes Ziel auf der Kurslinie bewegt hat. Bei den Abmessungen der Ostsee ist dies der Fall für die Fortpflanzung einer Welle durch das Gebiet oder für den Transport durch Strömung. Die nordhemisphärische Linksdrehung bedeutet Rechtsablenkung der Bahn, wie umgekehrt die Erdrotation an dieser Ablenkung erkennbar ist (Foucaultsches Pendel).

2.4.2.4 Numerische Modellierung

Die Differentialgleichungen des Zirkulationsmodells werden numerisch integriert, weil es keine brauchbare geschlossene Lösung gibt. Das gesamte Problem wird zu einem Zahlenspiel. Auf dem heutigen Stand der Kunst sind baroklin-prognostische Modelle der allgemeinen Zirkulation durchaus üblich, allerdings nicht exklusiv.

Numerische Studien zur Zirkulation der Ostsee gibt es seit den 1970er-Jahren (KALEJS et al., 1974; KOWALIK u. STASKIEWICZ, 1976). Am Anfang standen Modelle für szenarische Untersuchungen (JANKOWSKI u. KOWALIK, 1980). In Deutschland werden solche Arbeiten hauptsächlich am Institut für Meereskunde in Kiel und beim Institut für Ostseeforschung in Warnemünde betrieben (KIELMANN, 1981; LEHMANN, 1995).

Für Kurzfristvorhersagen (der windgetriebenen Zirkulation) werden numerische Modelle operationell, d. h. in täglicher Routine, betrieben. Soll das Modell eine Vorhersage liefern, braucht man auch eine Vorhersage für die Randbedingungen. Wichtigste Bedingung ist eine quantitative Wetterprognose.

Ein solches baroklin-prognostisches Vorhersagemodell arbeitet am Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Hamburg; die Wetterprognose liefert der Deutsche Wetterdienst (DWD) in Offenbach. Das BSH-Zirkulationsmodell enthält nicht nur die gesamte Ostsee, sondern auch die Nordsee, so dass der Wasseraustausch durch die Belte und den Sund inmitten des Verbundsystems stattfindet. Das Modell arbeitet ohne Datenassimilation und wird ständig im Vorhersagebetrieb gehalten. Es rechnet also von Vorhersage zu Vorhersage. Die Resultate der aufeinander folgenden Prognosen werden archiviert und bilden so ein Langzeitszenarium. Auf nachträgliche Korrektur der Simulation wird mangels verfügbarer Daten verzichtet. (Das gesamte System erfordert infrastrukturelle Vorausset-

zungen bezüglich Personal, leistungsfähiger Rechenanlage und Anbindung an die Wettervorhersage.)

Auf internationaler Ebene gibt es das hochauflösende operationelle Ostseezirkulationsmodell HIROMB. Dieses Kürzel (**HI**gh **R**esolution **O**perational **M**odel of the **B**altic) steht nicht nur für das numerische Modell, sondern auch einen ostseeweiten Verbund von zusammenarbeitenden Instituten bzw. Behörden. Deutschland wird vertreten durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie. Der technische Betrieb findet am Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut statt, gesteuert durch die Vorhersagen des Atmosphärenmodells HIRLAM.

Ein weiteres operationelles Modell der Ostseezirkulation (BSM-3) betreibt der russische Nord-West-Hydrometeorologische Dienst in St. Petersburg, ebenfalls gesteuert von HIRLAM. Wichtigste Anwendungen sind Wasserstandsvorhersage und Hochwassermanagement für den empfindlichen Ostteil des Finnischen Meerbusens, besonders St. Petersburg.

Auf dem gegenwärtigen Stand ihrer Entwicklung sind numerische Modelle der allgemeinen Zirkulation unersetzlich geworden. Dennoch bestehen erhebliche Defizite bei der Modellierung von Feinstruktur: Auftrieb und Absinken, Küstenströme, Frontogenese, Frontolyse, Konvektion, Herausbildung, Wanderung und Auflösung von Wirbeln, Vermischung, Schichtung und Seegangseffekte. Damit verglichen ist die Modellierung des Wasserstandes ein relativ einfaches Problem und die Qualität der verfügbaren Zirkulationsmodelle im Wesentlichen ausreichend. Der hierbei i.a. relativ hohe Genauigkeitsanspruch stößt jedoch auf Grenzen. Ein Hauptproblem bei der Vorhersage bilden die Unsicherheiten in der Wettervorhersage, d. h. die Antriebsdaten.

Mit einem heutzutage üblichen Zirkulationsmodell kann der Wasserstand qualitativ gut beschrieben werden. Dennoch verbleiben stets Modellfehler. Das zugrunde liegende Differentialgleichungssystem ist kein perfektes Abbild der Natur, sondern geschaffen, um die wesentlichen Zusammenhänge zu beschreiben! Ein Modell ist stets eine Vereinfachung der Natur. Wichtig sind Zweckmäßigkeit und Geschick der Betreiber und Entwickler.

Die wichtigsten Gesichtspunkte sind:

1. Die numerische Implementation (Diskretisierung von Physik und Bathymetrie) ist niemals perfekt, sondern immer nur eine Approximation.
2. Das numerische Modell verlangt komplette Daten für Anfangs- und Randwerte. Diese können in der Praxis niemals völlig korrekt angegeben werden.
3. Die Qualität der Wettervorhersage ist nach wie vor ein Problem, besonders bei kritischen Situationen. Generell gilt: Je stärker der Wind als Hauptantrieb, umso stärker reagiert die Zirkulation, aber auch umso größer die Ungenauigkeit (des antreibenden Windes). Je dynamischer das Geschehen des Wetters, umso schwieriger ist es vorhersagbar. Intensive, kleinräumige und schnellziehende Tiefs sind das größte Problem. Je außergewöhnlicher und heikler die Wetterlage, umso ungewisser die Vorhersage.

In der Praxis tragen alle diese Fehlerquellen zum Vorhersageergebnis bei, eine Unterscheidung ist schwierig.

2.4.2.5 Zur Genauigkeit der vorhergesagten Wasserstände des BSH-Modells

In der Ostsee werden Wasserstandsänderungen nur zum geringen Teil durch die Gezeiten, sondern viel mehr durch die Wirkung des Windes und durch Eigenschwingungen des Meeres bestimmt. Da ein Teil des Modellfehlers bei der Prognose der HW- und NW-Höhen

Station: Koserow

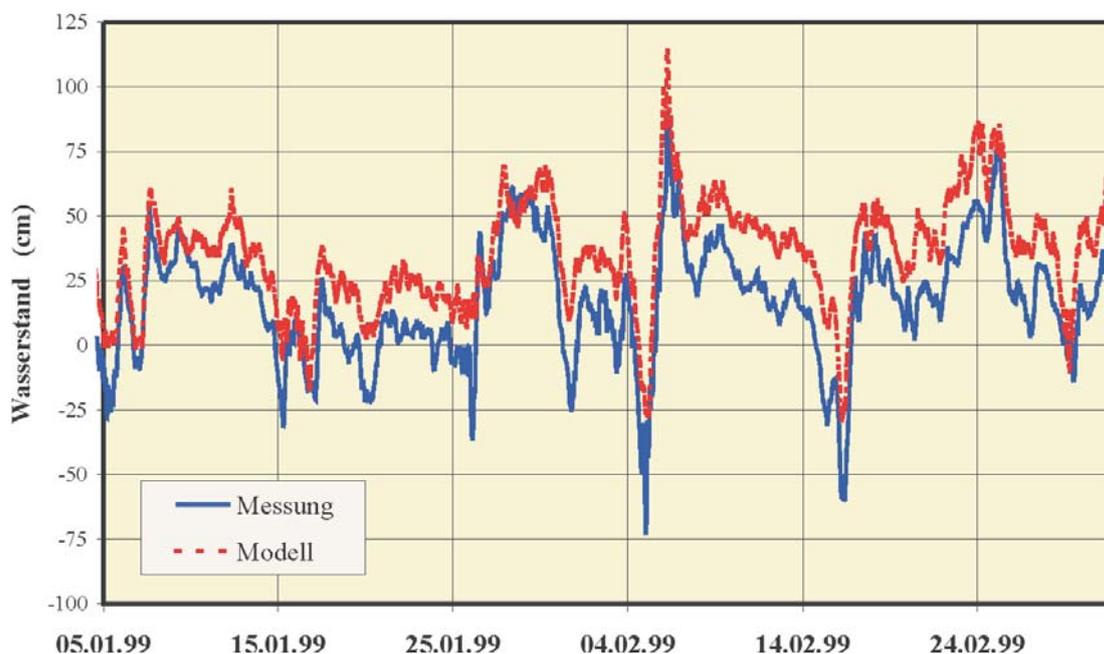


Abb. 2.29: Vergleich gemessener und berechneter Wasserstände am Pegel Koserow im Winter 1998/1999

in der Nordsee auf Fehler bei der Modellierung der Gezeiten zurückzuführen ist, unterscheidet sich die Vorhersagegüte der Wasserstände in der Ostsee deshalb auch von der in der Nordsee. In der westlichen Ostsee fällt der Fehler der mit dem Zirkulationsmodell vorhergesagten Wasserstände deutlich geringer aus als in der Deutschen Bucht.

Abb. 2.29 zeigt eine gemessene Wasserstandszeitserie und eine mit dem BSH-Modell vorausberechnete Zeitserie im Januar/Februar 1999 am Pegel Koserow. Man erkennt deutlich die für diese Jahreszeit typischen starken Variationen des Wasserstandes. So schwankte beispielsweise am 5./6.2.1999 der Wasserstand zwischen -72 und $+90$ cm. Die vom Modell berechneten Wasserstandsvariationen stimmen sehr gut mit den Messungen überein, das mittlere Wasserstandsniveau von gemessenen und modellierten Daten unterscheidet sich jedoch um ca. 20 cm. Dies liegt hauptsächlich daran, dass das Nullniveau der Pegel und des Modells im Ostseebereich nicht übereinstimmen. Im Modell liegen die über ein Jahr gemittelten Wasserstandswerte an der deutschen Ostseeküste infolge des geringeren Salzgehaltes in der Ostsee ca. zwei dm über dem Mittelwert in der Deutschen Bucht.

Die Auswertung der prognostizierten Wasserstandswerte für drei Pegel in der westlichen Ostsee (Warnemünde, Sassnitz und Koserow) ergab für die gewässerkundlichen Jahre 1997 bis 2001 (jeweils 1. Nov. bis 30. Okt.) einen Bias zwischen 16 und 24 cm (Tab. 2.15). Diese Verschiebung aufgrund unterschiedlicher Nullniveaus lässt sich im täglichen Vorhersagedienst durch Addition eines konstanten Wertes korrigieren. Von größerer Bedeutung für die Vorhersage ist die Standardabweichung der Wasserstandsdifferenzen zwischen Messung und Modellprognosen. Sie lag bei den untersuchten Stationen zwischen sieben und 12 cm.

Tab. 2.15 zeigt zudem, dass seit 1999 die Standardabweichung der Wasserstandsdifferenz gegenüber den Vorjahren deutlich geringer ist. Diese Reduzierung der Modellfehler um mehr als 10 % ist zum Teil auf die Einführung einer neuen Modellversion zurückzuführen, bei der die Gitternetze des Modells verfeinert wurden und dadurch in weiten Teilen des Modellgebietes die Topographie besser dargestellt wurde. Einzelne Jahre unterscheiden sich gelegent-

Tab. 2.15: Vergleich von gemessenen und berechneten stündlichen Wasserstandswerten an drei deutschen Ostseestationen (Werte in cm)

Jahr	Warnemünde		Sassnitz		Koserow	
	Bias	Std. Abw.	Bias	Std. Abw.	Bias	Std. Abw.
1997	-19,9	11,9	-23,2	9,3	-20,4	10,0
1998	-19,0	11,3	-23,8	9,2	-19,6	9,8
1999	-19,2	8,8	-24,5	6,8	-21,2	7,2
2000	-20,2	9,3	-23,3	7,4	-21,6	8,0
2001	-16,5	10,1	-17,5	8,1	-17,4	8,9

lich klimatisch vom langjährigen Mittel deutlich, wodurch eine quantitative Bewertung der Wasserstandsvorhersagen erschwert wird.

Vergleicht man die Tab. 2.14 und 2.15 so zeigt sich, dass mit dem erheblich höheren Aufwand für Simulationsmodelle ein Qualitätsgewinn erzielt werden kann. Die Praxis der Wasserstandsvorhersage des BSH für Nord- und Ostsee indes lehrt, dass empirisch-statistische Verfahren durch Entscheidungshilfesysteme mit einbezogen werden müssen.

Die großräumige Wetterlage über Nord- und Ostsee beeinflusst den Füllungsgrad der Ostsee (vgl. Abschn. 2.1). Da das BSH-Modell Nordsee und Ostsee als Verbundsystem simuliert, sollte es in der Lage sein, den Wassermassenaustausch durch die Belte und den Sund quantitativ als Volumenströme zu beschreiben. Von lokalen, kurzfristigen Stauwirkungen abgesehen, beschreibt der Wasserstand am Pegel Landsort den Füllungsgrad der Ostsee sehr gut (vgl. Abschn. 2.1). Um einen Zusammenhang zwischen Ostseewasserständen und Aus- bzw. Einstrom durch die dänischen Straßen herzustellen, werden die zeitlich integrierten Volumenströme zuzüglich der Flusseinträge mit dem Landsort-Wasserstand in einem Diagramm aufgetragen (Abb. 2.30). Der augenscheinlich enge Zusammenhang bestätigt zunächst das gute Modellkonzept, aber auch die Eignung des Pegels Landsort als Indikator für den Füllungsgrad der Ostsee.

Vorhersagen der Volumenströme durch die dänischen Passagen werden täglich nach St. Petersburg zum dortigen Flutwarndienst (KLEVANNY, 1999) übertragen (Flood Protection Department of St. Petersburg Administration [MORZASCHITA]). Die Daten werden als Randbedingung in das Modellsystem CARDINAL (Coastal Area Dynamics Investigation Algorithm) eingegeben und haben die Vorhersagegüte bereits signifikant verbessert (KLEVANNY, pers. Mitt. beim 4th Scientific HIROMB Workshop in Gdansk, 2001).

2.4.2.6 Hydrodynamische Gleichungen

Die numerische Modellierung geophysikalischer Prozesse basiert auf Gleichungssystemen der Physik. Die Modellierung von Strömung und Wasserstand der Ostsee ist ein hydrodynamisches Problem unter speziellen Bedingungen. Es wird im Folgenden eine mathematische Form gewählt, wie sie auch im operationellen Modell des BSH zu finden ist (DICK et al., 2001).

Die Modellierung des Verbundsystems Nord- und Ostsee kann als hydrodynamisches Flachwasserproblem auf der gekrümmten Erdoberfläche betrachtet werden. Zur Berechnung der Strömungen werden zunächst die Impulsbilanzgleichungen in sphärischen Koordinaten formuliert, daher treten dort neben der substantiellen Zeitableitung auch Terme auf, die von der Krümmung des Kugelkoordinatensystems herrühren.

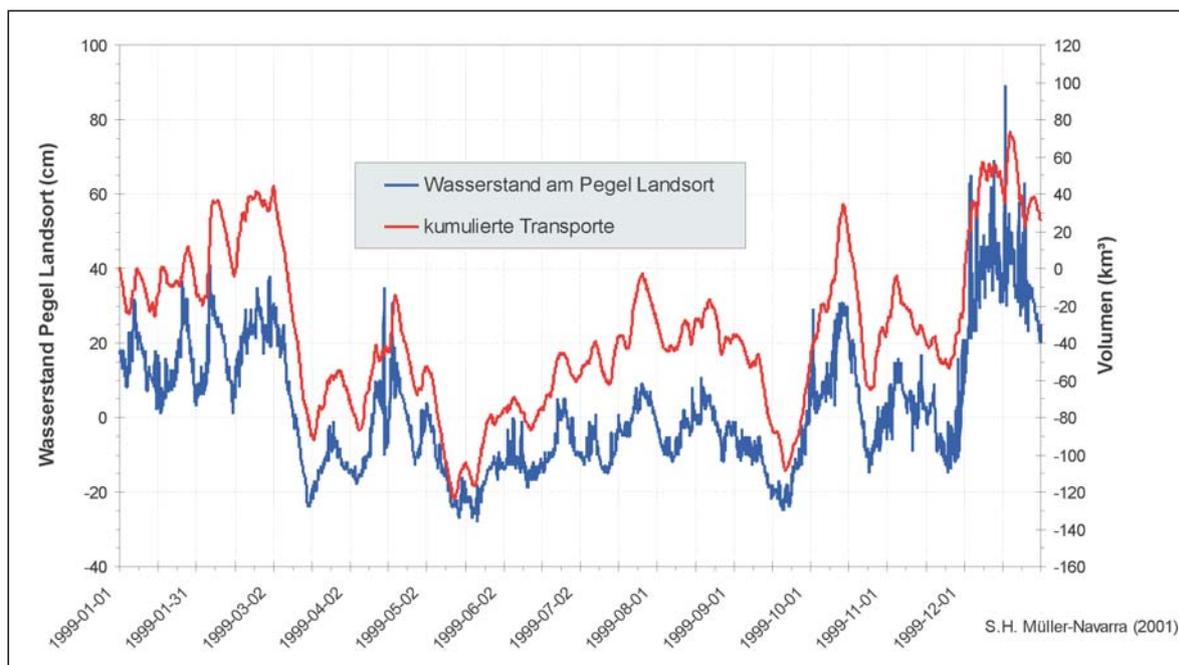


Abb. 2.30: Gemessener Wasserstand am Pegel Landsort und modellierte kumulierte Transporte durch Belte und Sund (Flusseinträge in die Ostsee berücksichtigt)

Es ist unsinnig, die volle Komplexität von groß- und kleinskaligen, langsamen und schnellen Vorgängen erfassen zu wollen. Ein Zirkulationsmodell der Ostsee beschreibt lediglich die Evolution des gemittelten Zustands, ohne allerdings die Wirkungen kleinskaliger Erscheinungen zu ignorieren. Hierzu wird unterschieden zwischen mittlerer Strömung (u, v) und Fluktuation (u', v'), was nach Mittelbildung zu den Standardgleichungen der mittleren horizontalen Strömung führt (2.20) (2.21).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\tan \varphi}{R} uv =$$

$$2 \omega \sin \varphi v - \frac{1}{\rho} \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} - \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u'u')} - \quad (2.20)$$

$$\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi \overline{u'v'}) - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(u'w')} + \frac{\tan \varphi}{R} \overline{u'v'}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\tan \varphi}{R} uv =$$

$$- 2 \omega \sin \varphi u - \frac{1}{\rho} \frac{1}{R} \frac{\partial p}{\partial \varphi} - \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u'v')} - \quad (2.21)$$

$$\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi \overline{v'v'}) - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(v'w')} - \frac{\tan \varphi}{R} \overline{u'u'}$$

mit

u, v, w : Geschwindigkeitskomponenten (ostwärts, nordwärts und radial)

R : mittlerer Erdradius

t : Zeit

z : Vertikalkoordinate

γ, φ : geographische Länge und Breite

ω : Winkelgeschwindigkeit der Erde

p : Druck

ρ : Dichte des Seewassers

Die Terme $\overline{u'u'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{u'w'}$ und $\overline{v'w'}$ beschreiben den Effekt von turbulenten Fluktuationen. Physikalische Ansätze führen diese Terme zurück auf Großskaleneigenschaften. Mit einem solchen Turbulenzmodell ist der Satz von Gleichungen abgeschlossen. Von besonderer Bedeutung in der Ostsee ist die vertikale Dichteschichtung, die beim dissipativen vertikalen Austausch des Horizontalimpulses berücksichtigt werden muss. Die Wirkung des Windes geht ein als tangentielle Schubspannung an der Wasseroberfläche.

Als Überbleibsel der stark vereinfachten Bewegungsgleichung für die Vertikalkomponente der Strömung verbleibt das hydrostatische Gleichgewicht entlang der Vertikalen (2.22).

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \rho(z) \quad (2.22)$$

Der hydrostatische Druck bestimmt sich aus Integration dieser Gleichung, wobei der Luftdruck die Randbedingung an der Wasseroberfläche darstellt.

$$p(z) = p_{air} + g \int_z^{\zeta} p(z) dz \quad (2.23)$$

mit

p_{air} : Luftdruck an der Wasseroberfläche

ζ : Wasserstand bezogen auf das Nullniveau des Modells

g : Schwerebeschleunigung.

Die Kontinuitätsgleichung (2.24) beschreibt die Massenerhaltung. Zunächst wird Wasser als inkompressibel betrachtet, womit Schallwellen herausgefiltert werden.

$$\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.24)$$

Mit kinematischen Randbedingungen an Oberfläche und Boden ergibt sich folgende über die Wassersäule vertikal integrierte Form der Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\int_{-H}^{\zeta} u dz \right) + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\int_{-H}^{\zeta} \cos \varphi v dz \right) + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0 \quad (2.25)$$

Genau diese Form der Gleichung ist es, die zur Berechnung des Wasserstandes herangezogen wird.

Die Bilanzgleichungen für Temperatur und Salzgehalt sind formal identisch (für T kann analog in (2.26) S eingesetzt werden) und beschreiben den Transport und Austausch von Eigenschaften des Meerwassers.

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial (uT)}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial (v \cos \varphi T)}{\partial \varphi} + \frac{\partial (wT)}{\partial \lambda} = \\ \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{K_b}{R \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right) + \\ \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\cos \varphi K_b}{R} \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial t} \right) \end{aligned} \quad (2.26)$$

Die Zustandsgleichung $\rho = \rho(S, T, p)$ beschreibt den Zusammenhang zwischen Dichte des Seewassers und Salzgehalt, Temperatur sowie Druck (GILL, 1982). Über die Gleichungen (2.20), (2.21) und (2.23) gibt es eine Rückkopplung der Dichte auf die Geschwindigkeitskomponenten in den Bewegungsgleichungen.

2.4.3 Ausblick auf künftige Vorhersageverfahren

Ein Entwicklungsprozess zu immer anspruchsvolleren Lösungsmethoden der Bewegungsgleichungen bzw. zur Vervollkommnung der Vorhersagemethodik ergibt sich aus wirtschaftlichen Anforderungen. Auf dem Weg zu besseren Vorhersagen werden höhere Modellauflösung und detailliertere meteorologische Eingangsdaten Schlüsselrollen einnehmen.

Hohe Priorität haben auch die internationale Zusammenarbeit und der freie Datenaustausch, sowohl auf dem Gebiet der Wasserstandsvorhersagen als auch innerhalb der Messnetze. Erst das Gesamtsystem aus Messung, Modellierung und physikalischer Interpretation bildet eine erfolversprechende Basis für operationelle Entscheidungen.

Besondere Unsicherheiten bestehen noch bei der Vorhersage ganz extremer Ereignisse, wie es z. B. das Hochwasser im November 1872 war. Prinzipiell sind empirische Verfahren und hydrodynamisch-nummerische Modelle im Zusammenspiel mit Atmosphärenmodellen in der Lage, derartige Naturkatastrophen zu beschreiben. Jedoch wurde die Wettersituation seinerzeit nur unzureichend beschrieben, und es ist nur eingeschränkt möglich, moderne operationelle Vorhersageverfahren an diesem singulären Fall zu überprüfen. Es bleibt daher lediglich die Möglichkeit, in sich konsistente Wettersituationen zu erzeugen, die das nötige Potential besitzen. Genutzt werden könnten z. B. Ensemblevorhersagen, die mögliche Entwicklungen der Atmosphäre darstellen und sich nur durch Differenzen in den Ausgangsanalysen unterscheiden. Diese Technologie wird bereits für Mittelfristvorhersagen europäischer Wetterdienste verwendet.

2.5 Beobachtete Wasserstandsvariationen an der deutschen Ostseeküste im 19. und 20. Jahrhundert

2.5.1 Wasserstandsstatistik

Zur Herausarbeitung regionaler Gemeinsamkeiten und Unterschiede werden die Wasserstandsmessungen statistisch ausgewertet. Weil die Ostsee als Randmeer des Nordatlantik eine spezielle Beschaffenheit der Daten hervorruft, ist es auch sinnvoll, an der deutschen Ostseeküste zwischen See- und Boddenpegeln zu unterscheiden.

2.5.1.1 Wasserstandsstatistik der Außenküste

Die in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern veröffentlichten Wasserstandshauptzahlen kennzeichnen regionale Besonderheiten, die sich aus der in den Abschnitten 2.1, 2.2.3 und 2.4 geschilderten Physik erklären. Sie dienen der groben Orientierung in Vorplanungsphasen. In Tab. 2.16 sind drei dieser Größen für jeweils fünf einzelne Jahre dargestellt. In der Rubrik ‚mittlerer Wasserstand‘ ist das in Abschnitt 2.1 erwähnte Abflussgefälle von Ost nach West grob zu erkennen, obwohl selbst die jährlichen Mittelwerte noch starke zeitliche Schwankungen aufweisen.

Tab. 2.16: Hauptzahlen der Jahre 1991–1995 deutscher Küstenpegel

	höchster Wasserstand					niedrigster Wasserstand					mittlerer Wasserstand				
	91	92	93	94	95	91	92	93	94	95	91	92	93	94	95
Abflussjahr 19...															
Flensburg	619	646	646	617	616	376	386	369	345	372	499	499	499	499	505
Kiel-Holtenau	618	633	647	617	614	374	388	379	387	391	500	494	499	498	504
Neustadt	607	614	645	614	638	372	387	398	381	389	497	499	500	497	504
Lübeck-Bauhof	621	626	617	625	650	366	386	391	390	387	502	503	504	502	510
Wismar	612	624	656	616	642	367	393	367	393	390	501	501	501	499	507
Warnemünde	591	604	631	605	629	409	408	404	404	403	500	501	501	499	506
Sassnitz	596	636	624	579	615	430	426	386	430	414	503	506	503	499	508
Koserow	624	650	653	584	654	415	412	402	418	401	502	504	503	501	513

Die Häufigkeit der Abweichungen vom Mittelwert ist für weniger als drei Dezimeter praktisch normalverteilt. In Abb. 2.31 sind für fünf Küstenpegel Auszählungen der Dezimeter-Wasserstandsstufen des Jahres 1999 dargestellt. Man erkennt die höchste Klassenbesetzung im Bereich um 500 cm. Dass die Kurven der westlichen Pegel etwas flacher ausfallen, liegt an der höheren Besetzung der Hoch- und Niedrigwasserklassen am Ende der Ostseelängsachse (vgl. Abschn. 2.1). Die Dezimeter-Klassifizierung lässt die Darstellung der Glockenkurven hier etwas „eckig“ erscheinen. Der Kurvenverlauf ist bei genauerer Auflösung jedoch stetig, und die Zufälligkeit der Abweichungen vom Mittelwert erweist sich als dominant. Statistische Maßzahlen sind für die hoch belegten Wasserstandsstufen kaum von

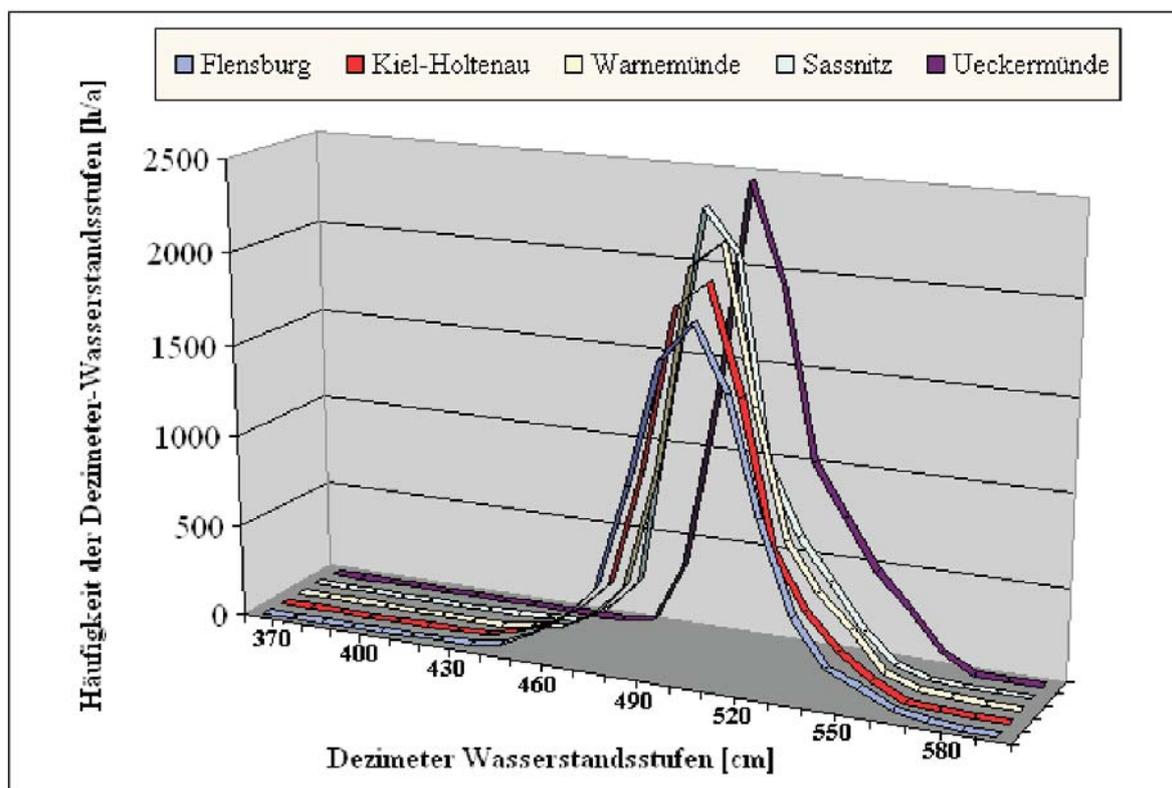


Abb. 2.31: Zuordnung der Stunden des Abflussjahres 1999 zu Dezimeter-Wasserstandsstufen für fünf deutsche Ostseepegel

praktischem Interesse. Die folgenden Angaben zu Schiefe g_1 und Exzess g_2 beziehen sich deshalb auf alle vorhandenen Stundenwerte des Beispieljahres 1999. Sie sind über die Standardabweichung s der Stichprobe folgendermaßen definiert:

$$g_1 = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum \left(\frac{x_j - \bar{x}}{s} \right)^3 \quad (2.27)$$

$$g_2 = \left[\frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \sum \left(\frac{x_j - \bar{x}}{s} \right)^4 \right] - \frac{3(n-1)^2}{(n-2)(n-3)} \quad (2.28)$$

$$s = \sqrt{\frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)}} \quad (2.29).$$

Im vorliegenden Falle ergeben sich die in Tab. 2.17 ausgewiesenen Maßzahlen zu den in Abb. 2.31 dargestellten Verteilungen von 1999. Die Verteilungen der Schleswig-Holsteinischen Pegel sind bei von links nach rechts aufsteigend geordneten Werten gegenüber der Normalverteilung leicht linksschief. Die Wasserstandsverteilungen der Mecklenburg-Vorpommerschen Pegel tendieren dagegen eher zu Rechtsschiefe und verlaufen etwas flacher als die Schleswig-Holsteinischen. Alle Kurven sind – von Ost nach West zunehmend – schmaler als Normalverteilungen. Die regionalen Eigenheiten treten noch deutlicher hervor, wenn

Tab. 2.17: Zur den Häufigkeitsverteilungen der Wasserstände deutscher Ostseepegel

Messstelle	Mittelwert in cm	Standardabw. in cm	Schiefe	Exzess
Flensburg	504,6	21,1	-0,27	1,73
Kiel-Holtenau	503,7	19,6	-0,14	1,20
Warnemünde	505,3	18,2	0,31	0,78
Sassnitz	503,5	17,2	0,51	0,62
Ueckermünde	514,7	17,2	0,74	0,14

man die Häufigkeit bzw. Dauer höherer Abweichung vom mittleren Wasserstand bzw. vom Normalmittelwasser gesondert untersucht. Dazu bieten sich diskrete Verteilungsfunktionen an. Besondere Aufmerksamkeit kommt der Grundgesamtheit der POISSON-Verteilungen zu, die bei Unabhängigkeit einzelner Ereignisse theoretisch zu erwarten ist. Tatsächlich lässt sich der Zufallscharakter seltener Wasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste mit Hilfe des Chi-Quadrat-Tests für die Grundgesamtheit der POISSON-Verteilungen mit ca. 15%iger Irrtumswahrscheinlichkeit bestätigen. Demzufolge darf man in der jahresbezogenen Wasserstandstatistik wie folgt verfahren (hier beschränkt auf die Hochwasserstatistik):

1. Vorgabe von Grenzwasserständen X und Zählung ihrer Überschreitungen Z in N Jahren.
2. Bestimmung der mittleren jahresbezogenen Eintrittshäufigkeit $\lambda(X)$, des statistischen Wiederkehrintervalls $T(X)$ und der Poisson-Wahrscheinlichkeiten $P(\lambda, k)$ in Abhängigkeit von der Wasserstandsstufe X und der Klasse k der jährlichen Realisierungen $k = 0, 1, 2, \dots, 8$ nach folgenden Gleichungen:

$$\lambda(X) = \frac{Z(X)}{N}, \quad T(X) = \frac{1}{\lambda(X)} \quad (2.30 \text{ a,b})$$

$$P(\lambda, k) = \frac{\lambda^k}{k!} e^{-\lambda} \quad (2.31)$$

Einen Sonderfall stellt die Unterschreitungswahrscheinlichkeit P mit $k = 0$ dar:

$$P(\lambda, 0) = e^{-\lambda} \quad (2.32)$$

Sie nimmt mit größer werdendem λ auf natürliche Art und Weise ab und strebt für kleine λ gegen 1. Mit immer kleiner werdendem λ gibt es auch immer weniger Realisationen, so dass bald keine empirische Statistik mehr möglich ist. Interessant ist nun die Art und Weise der Abnahme des Exponenten λ in Abhängigkeit von der Wasserstandsstufe X . Bei den höheren Wasserstandsstufen fällt auf, dass die Differenzen der $\lambda(X)$ zwischen den einzelnen Stufen linear von den Exponenten selbst abhängen. Dies begründet sich zum Teil – aber nicht nur – aus den Eigenschaften der Exponentialfunktion. Da die einzige Funktion, deren Ableitung sich selbst gleicht, die Exponentialfunktion ist, kommt für die Beschreibung dieser Charakteristik wiederum nur eine solche Funktion in Frage. Dies gilt nicht nur für die Wasserstandsstufen X , sondern auch für jeden beliebigen Hochwasserscheitelwert x . Mit

$$\lambda = e^{-\gamma(x)} \quad (2.33)$$

entsteht demzufolge für die Unterschreitungswahrscheinlichkeit $W(x)$ eine Extrapolationsfunktion vom Typ

$$W(x) = \exp \{- \exp [- y(x)]\} \quad (2.34)$$

Das Wiederkehrintervall wird hierbei üblicherweise mit

$$T(x) = \frac{1}{1 - W(x)} \quad (2.35)$$

angegeben, da höchstens mit einem Ereignis pro Jahr zu rechnen ist. Als einfachste Anpassungsfunktion $y(x)$ bietet sich eine Gerade an, die man z. B. in folgende Form bringen kann:

$$y(x) = a(x - b) \quad (2.36)$$

Es kann gezeigt werden, dass höhere Polynome für $y(x)$ keine gegenüber der Reststreuung signifikante Verbesserung mehr bewirken. So begründet sich der bekannte GUMBEL-Typ der Extremwertwahrscheinlichkeit. Außer diesem Funktionstyp sind zahlreiche weitere Anpassungsfunktionen bekannt. FÜHRBÖTER et al. (1988) diskutierten für die deutsche Nordseeküste z. B. sieben unterschiedliche Verfahren, TÖPPE (1992) benutzte siebzehn. JENSEN (1995) kam zu dem Schluss, dass die 15 gebräuchlichsten Typen statistischer Anpassungsfunktionen keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Approximationsgüte aufweisen. Aus praktischer Sicht sollte man Extrapolationen, die deutlich vom Funktionstyp abhängen, mit Skepsis begegnen. Umgekehrt benötigt man nicht unbedingt die ganze Bandbreite der Verfahren, wenn die Resultate übereinstimmen. Zur Bestimmung der Koeffizienten a und b in (2.36) eignet sich eine von KIRSTEN (1964) beschriebene Methode. Dafür werden nur die jährlichen HW-Werte x_i eines bestimmten Küstenortes aus N Jahren benötigt. Man denke sich diese Werte nun gegenüber einem doppelt logarithmisch reduzierten Ordnungsmerkmal

$$y_N = -\ln(-\ln i/(N + 1))$$

aufgetragen und berechne hierzu Mittelwerte und Streuungsmaße wie folgt:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (2.37)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2 - \bar{x}^2} \quad (2.38)$$

$$\bar{y}_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N -\ln\left(-\ln \frac{i}{N+1}\right) \quad (2.39)$$

$$\sigma_N = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[-\ln\left(-\ln \frac{i}{N+1}\right)\right]^2 - \bar{y}_N^2} \quad (2.40)$$

Aus diesen Größen ergeben sich a und b auf einfache Weise:

$$a = \frac{\sigma_N}{\sigma_x}, \quad b = \bar{x} - \frac{\bar{y}_N}{a} \quad (2.41 \text{ a, b})$$

Liegen die Koeffizienten a und b vor, lassen sich natürlich nicht nur Wahrscheinlichkeiten W bzw. Wiederkehrintervalle T berechnen, sondern auch umgekehrt die Hochwasserstände zu vorgegebenen Wiederkehrintervallen. Mit

$$y(T) = -\ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (2.42)$$

ergibt sich

$$x(T) = \frac{1}{a} y(T) + b \quad (2.43)$$

Diese Gleichungen veranschaulichen, in welcher Weise die Statistik auf Veränderungen in den Datenreihen „reagiert“. Permanent höhere Wasserstände, wie sie z. B. durch eine wachsende HW-Häufigkeit zustande kämen, bewirkten nur ein Anwachsen von b . Für die Extrapolation der Geraden ist aber die Steigung $1/a$ relevant. Sie würde bei gleichbleibendem σ_x sogar von Jahr zu Jahr schwächer werden, da σ_N mit den Beobachtungsjahren wächst. Erst wenn etwas „wirklich Sensationelles“ passiert, wären signifikante Auswirkungen im Extrapolationsbereich zu erwarten. Für praktische Anwendungen und bei ausdrücklichem Verzicht auf weit in die Zukunft reichende Extrapolationen werden die in Abschnitt 2.2.3.3 genannten Maßnahmen vernachlässigt. Als Bemessungshochwasserstände für Deiche, die dem Schutz von Menschenleben dienen, gelten an der deutschen Ostseeküste allgemein die Scheitelwerte der Sturmflut vom 13.11.1872, erhöht um den Betrag der seitdem beobachteten und bis zum Bezugszeitpunkt des Bemessungshochwasserstandes noch zu erwartenden Meeresspiegeländerung. Die mit Hilfe der Statistik extrapolierten und die Akzeptanz eines entsprechenden Risikos voraussetzenden Hochwasserrichtwerte liegen deutlich unter diesen Bemessungswasserständen und bilden damit einen Kompromiss zwischen Risiko und Funktionalität. Abb. 2.32 verdeutlicht die an der deutschen Küste von Ost nach West zunehmende Hochwassergefährdung sowie die speziellen Verhältnisse in den gegen Nordostwind expo-

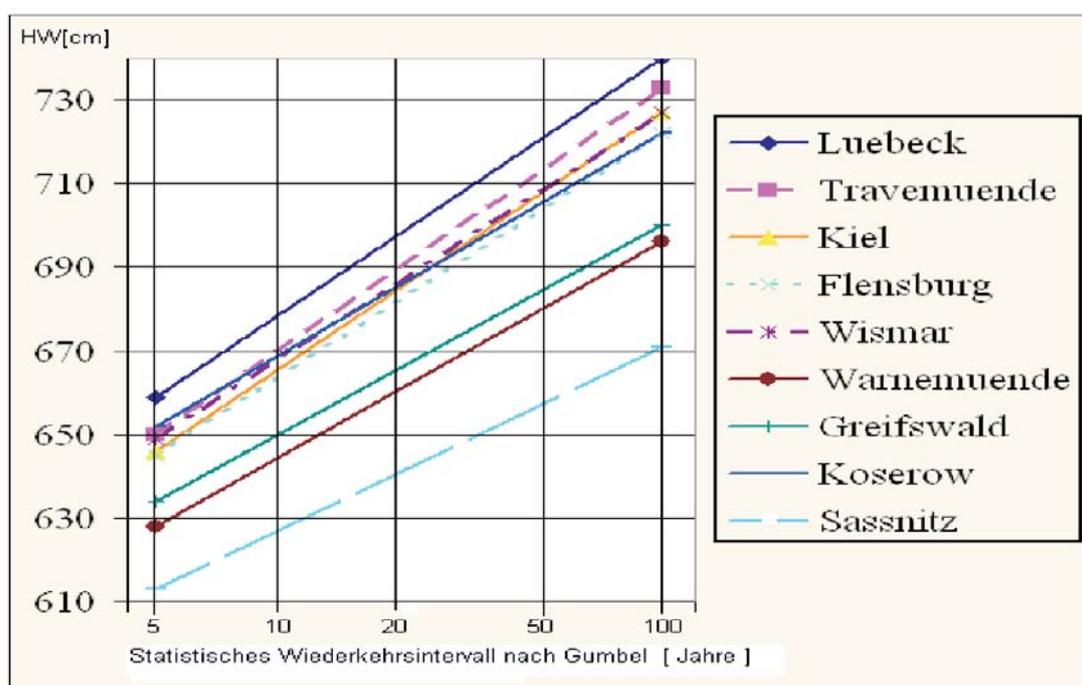


Abb. 2.32: Hochwasserwahrscheinlichkeiten an der deutschen Ostseeküste

nierten Buchten, Förden und Flussmündungen. Analog werden die Niedrigwasserwahrscheinlichkeiten (Abb. 2.33) berechnet. Auch sie nehmen im Allgemeinen von Ost nach West zu. Ein Vergleich zwischen Hoch- und Niedrigwasserwahrscheinlichkeiten zeigt aber auch den Einfluss der Flusswasserzufuhr an der Trave. Sie führt zu einer deutlich höheren Hochwassergefährdung von Lübeck gegenüber Flensburg.

Die Niedrigwasserwahrscheinlichkeit wird durch die Flusswasserzufuhr gedämpft. Hier gibt es fast identische Gleichungen für Wismar, Travemünde, Lübeck und Kiel. Für Flensburg ergibt sich dagegen die höchste Niedrigwassergefährdung der deutschen Ostseeküste. Dies ist durch die hohe Wahrscheinlichkeit bedingt, dass zum Zeitpunkt von Südweststurm über der mittleren Ostsee an der Flensburger Förde starker Westwind auftritt. Weitere Auswertungen ergeben sich aus praktischen Fragestellungen. So interessieren für die Standsicherheit von Kaianlagen die maximalen Änderungsgeschwindigkeiten der Wasserstände. Für die Deichsicherheit ist die Verweilzeit von hohen Wasserständen ausschlaggebend.

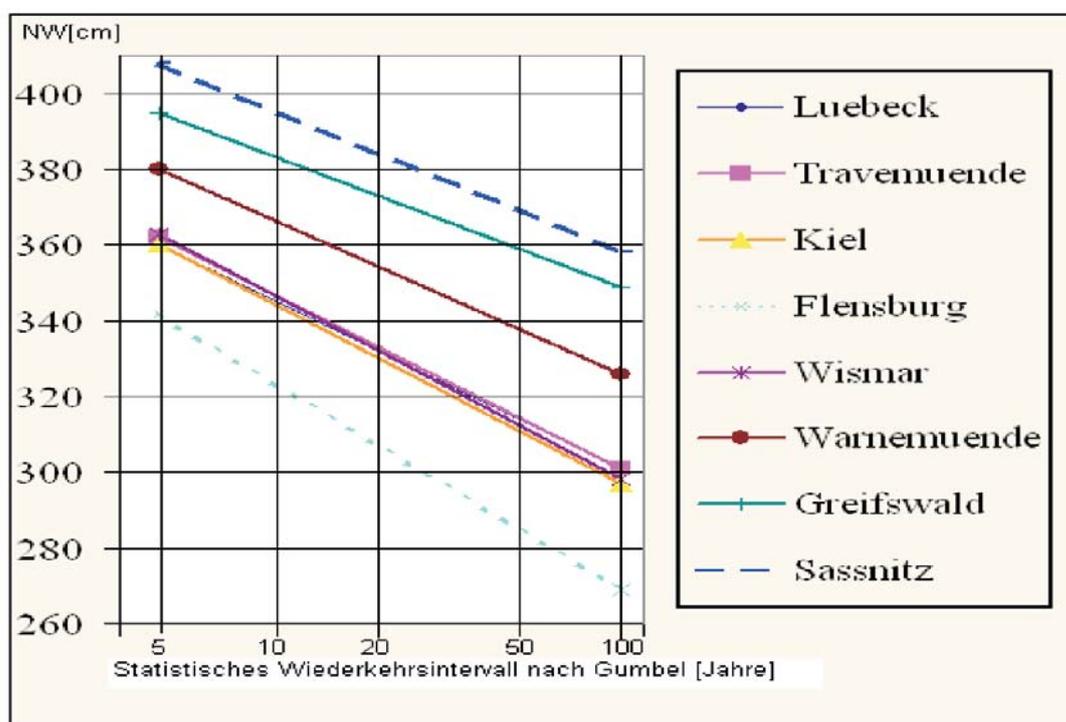


Abb. 2.33: Niedrigwasserwahrscheinlichkeiten an der deutschen Ostseeküste

Hierzu ist die Auszählung zusammenhängender, Ereignis bezogener Überschreitungsdauern erforderlich. Im Gegensatz zu herkömmlichen statistischen Auswertungen, die mit Standardsoftware möglich sind und einfache Zählkriterien für die Zuordnung der Stunden in vordefinierte Klassen vornehmen (vgl. die mit „Excel“ erstellte Abb. 2.31), erfordert dies spezielle Programme. Ein gebräuchlicher Algorithmus zur Fallspezifizierung ist in Abb. 2.34 dargestellt.

Die Anforderungen an die Datenauswertung sind im letzten Jahrzehnt enorm gewachsen. Während früher begrenzter Speicherplatz und der Auswertungsaufwand sogar Mess- bzw. Abtastfrequenzen limitierten, werden heute meist nicht einmal die Möglichkeiten mathematischer Standardsoftware ausgeschöpft. Minütliche Abtastung lässt kaum noch Fragen zur Wasserstandsstatistik offen.

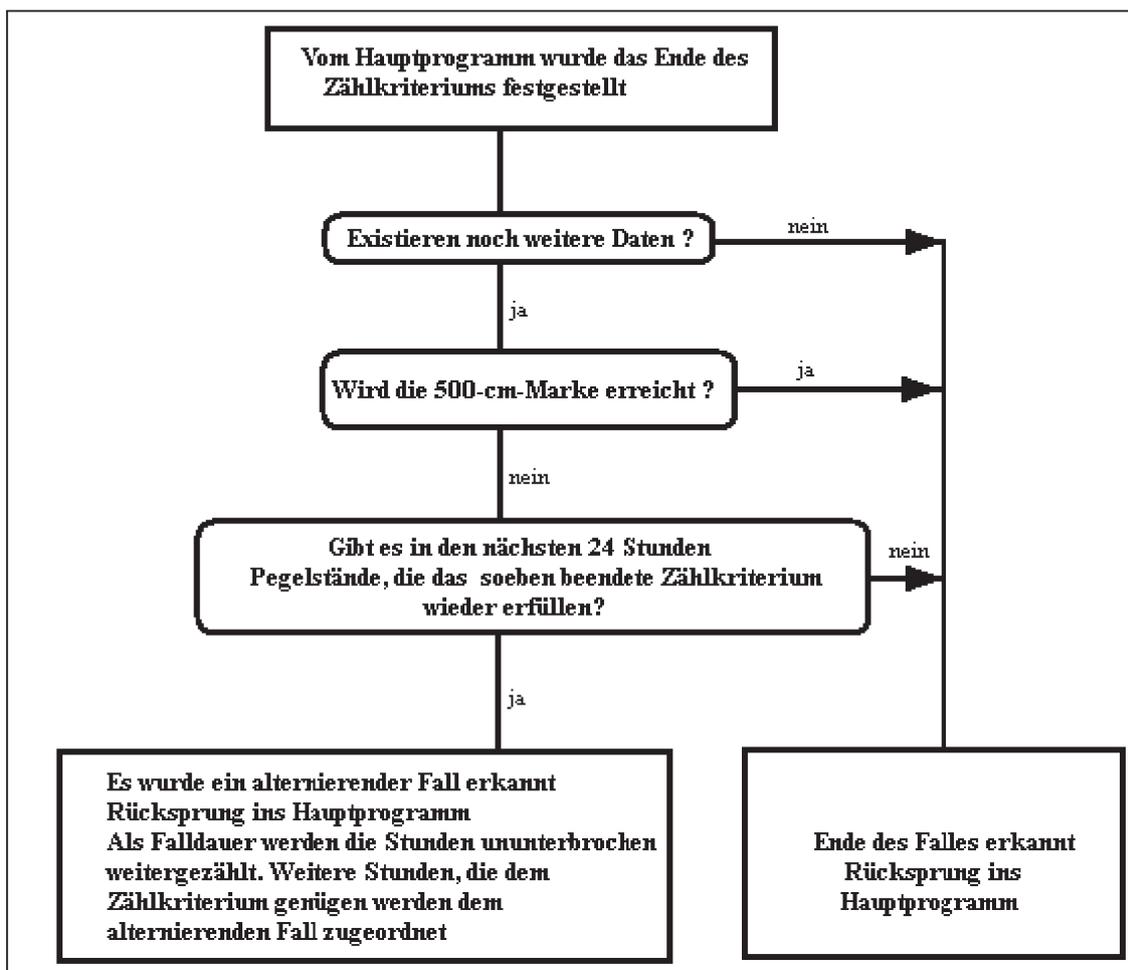


Abb. 2.34: Flussbild eines Unterprogramms zur Fallspezifizierung

2.5.1.2 Mittlere Wasserstands- und Wasserhaushaltsverhältnisse der Bodden

Die Wasserstandsschwankungen in den Darß-Zingster Bodden, die hier stellvertretend für alle Bodden behandelt werden, werden durch den Pegel der Ostsee über das Seegatt 13 (Barther Fahrwasser, s. Abb. 3.50) bei Barhöft gesteuert. Ursache für die Pegeländerungen ist das Windfeld über der Ostsee. Für den Messpunkt Zingster Strom liegt eine Datenreihe seit November 1936 mit einem Datenausfall von 1942 bis 1945 vor. Die aus stündlichen Werten geglätteten Monats- und Jahresmittel zeigen die Abb. 2.35 und 2.36. Bei einem Jahresmittel von 501 cm tritt eine Schwankungsbreite von 19 cm auf. Die Schwankung der Monatsmittel über diese Zeitreihe beträgt 72 cm mit einem Monatsminimum von 468 cm für März 1999 und einem Monatsmaximum von 540 cm für August 1987.

Die Häufigkeitsauszählung der Monatsmittel über die gesamte Zeitreihe ergibt die ungeglättete Verteilung nach Abb. 2.37. Das Maximum liegt für 30 Monate bei 503 cm. Die Datenreihe der Monatsmittel des Pegels unterziehen wir einer Fourieranalyse.

Das Leistungsspektrum ist in Abb. 2.38 dargestellt. Es zeigt, dass ein dominierender saisonaler Schwingungsanteil enthalten ist. Seltene Ereignisse zeigen sich in guter Übereinstimmung mit stochastischen Gesetzmäßigkeiten POISSON-verteilt. Die Exponenten dieser Verteilung mit selten auftretenden Ereignissen nehmen ebenfalls exponentiell ab. Die daraus

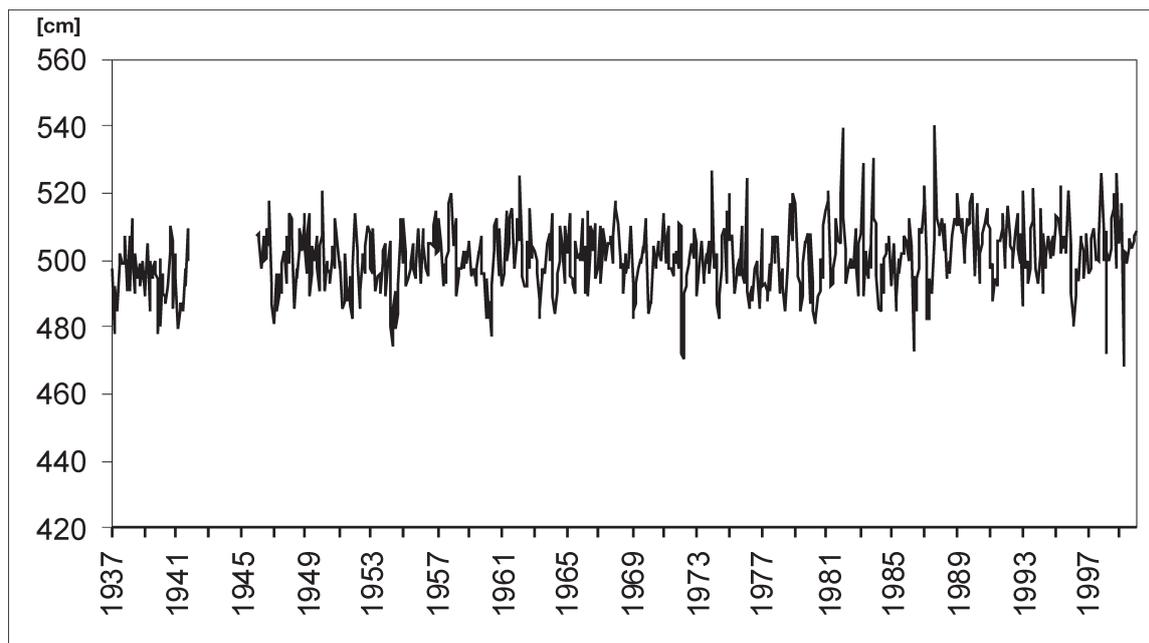


Abb. 2.35: Monatsumittel des Pegels Zingster Strom von 1937–1999

ableitbare GUMBEL-Verteilung gibt die Extrapolationsfunktion für Extremwerte von Ereignissen sehr geringer Auftretswahrscheinlichkeit an. Die extremen Sturmflutwasserstände HW [cm] mit Wiederkehrzeiten von 5, 10, 20, 40, 50, 80 und 100 Jahren, ermittelt aus den Gumbelverteilungen der Zeitreihen der Pegelstationen Althagen (60 Jahre), Zingst (59 Jahre) und Barth (60 Jahre) in den Darß-Zingster Boddengewässern und Sassnitz (95 Jahre) als Ostseestation sind in Tab. 2.18 dargestellt (Berechnungen des BSH Rostock).

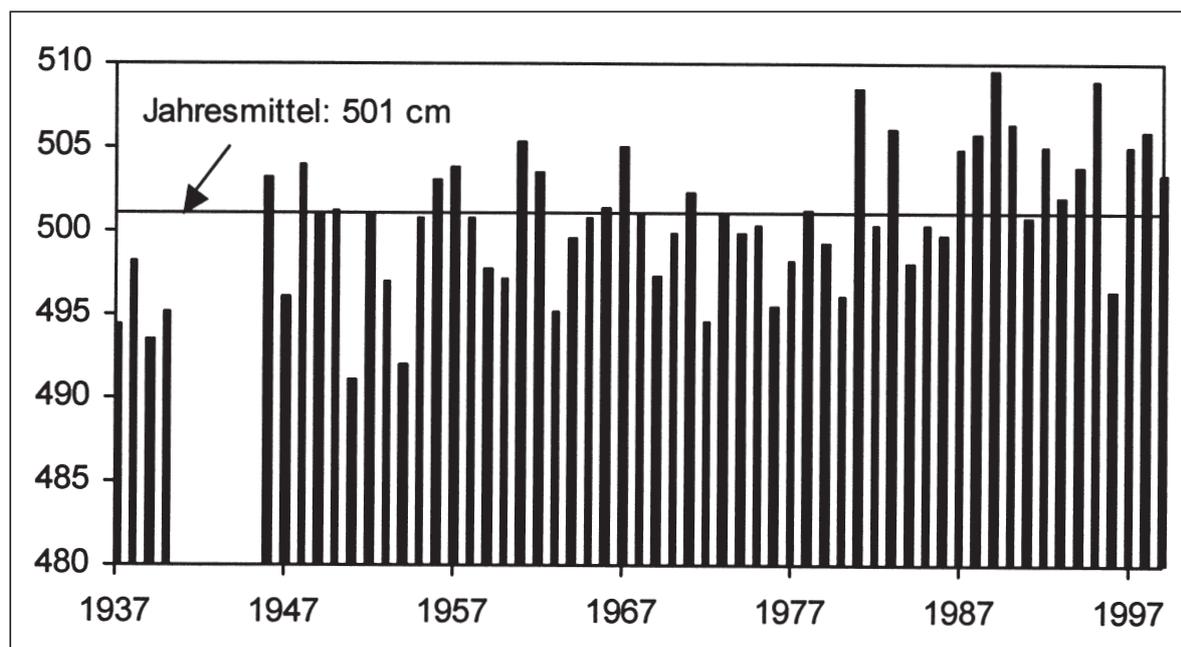


Abb. 2.36: Jahresmittel des Pegels [cm] Zingster Strom von 1937–1999

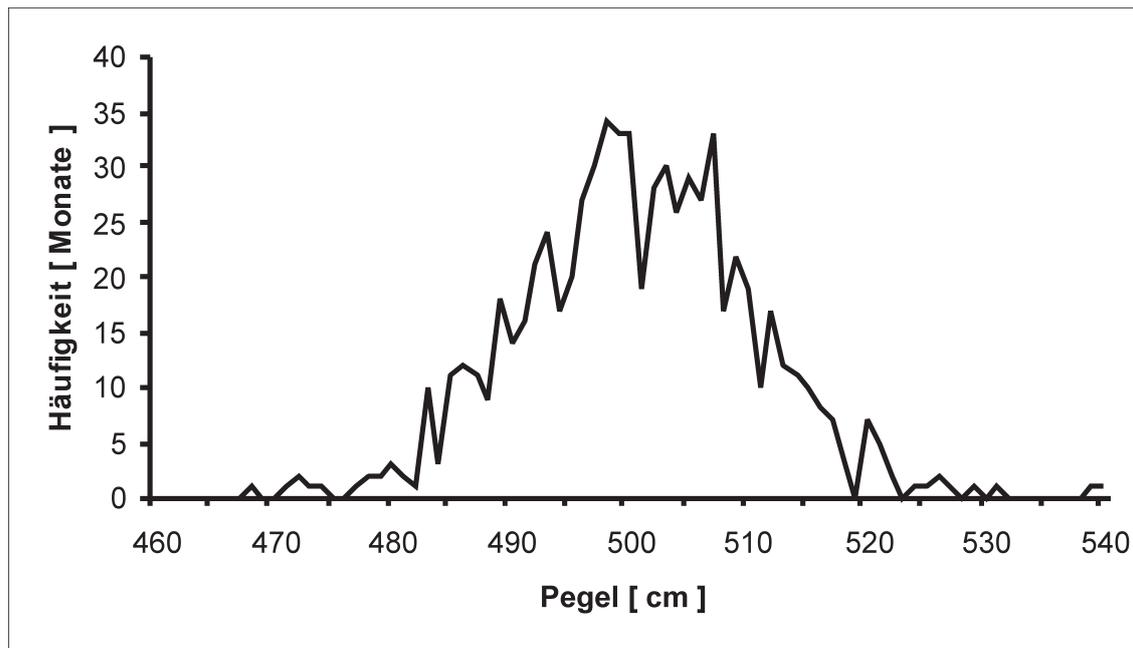


Abb. 2.37: Häufigkeitsverteilung der Monatsmittel des Pegels Zingster Strom 1937–1999

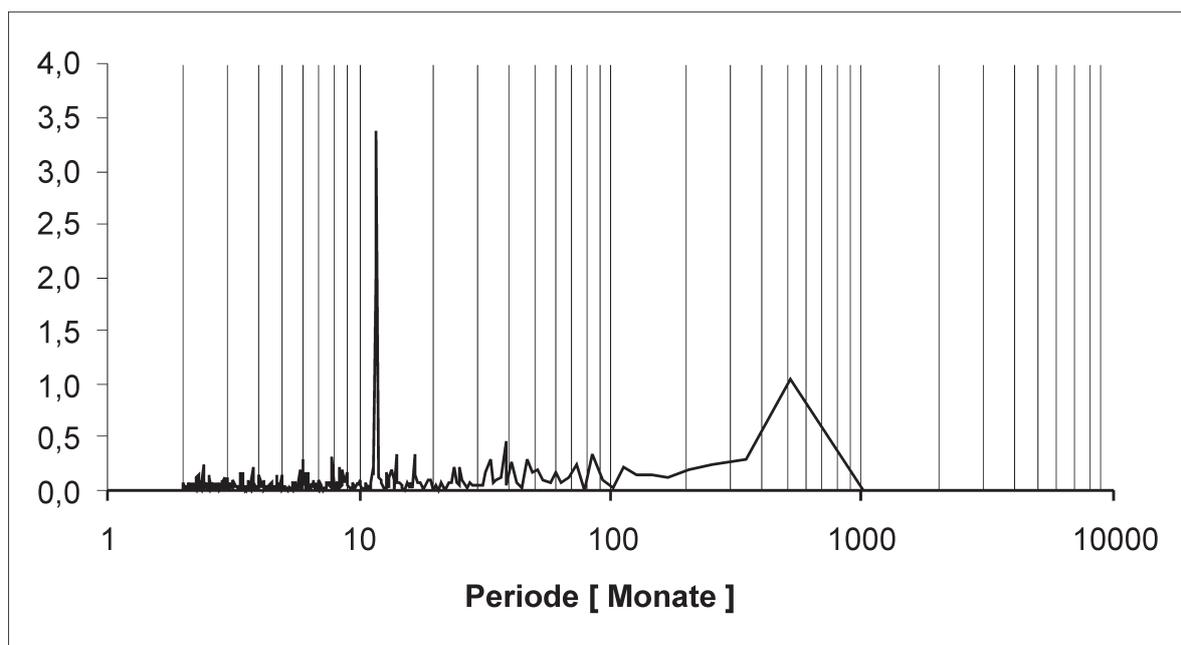


Abb. 2.38: Leistungsspektrum der Monatsmittel des Pegels Zingster Strom 1937–1999

Tab. 2.18: Statistisches Wiederkehrintervall hoher Wasserstände nach GUMBEL für Pegelstationen der Darß-Zingster Boddengewässer

	Wiederkehrzeit in Jahren						
	5	10	20	40	50	80	100
Station Sassnitz	613	627	641	654	658	667	671
Barth	588	602	615	628	632	641	645
Zingst	579	592	605	617	621	629	633
Althagen	574	585	595	605	608	615	618

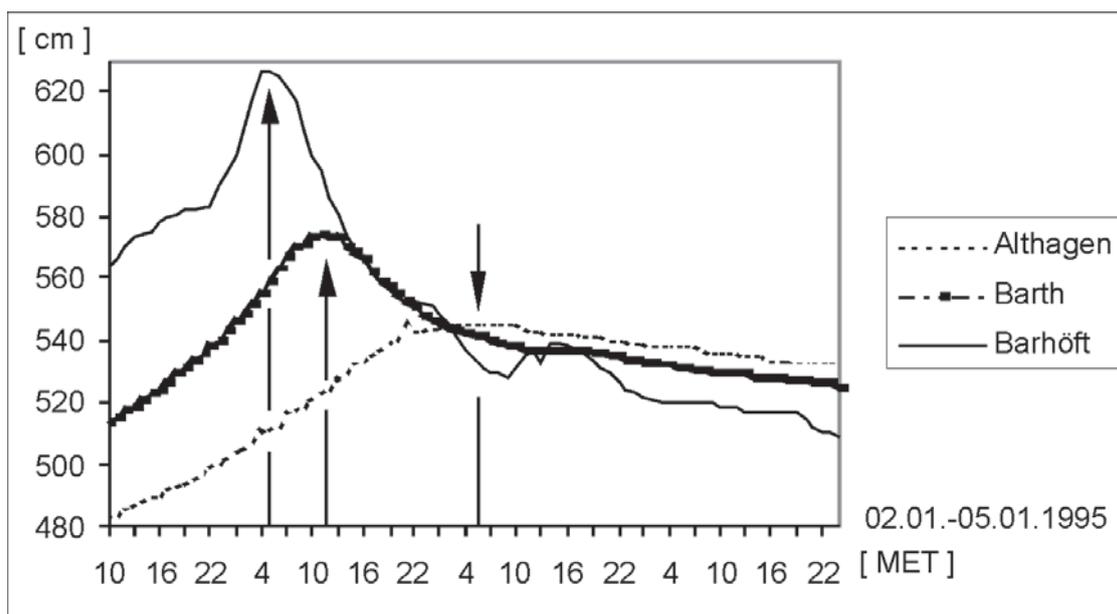


Abb. 2.39: Einlaufen einer Hochwasserwelle in die Darß-Zingster Bodden

Den Verlauf des Pegels am Eingang der Darß-Zingster Boddengewässer (Barhöft) und innerhalb derselben (Barth, Althagen) zeigt die Abb. 2.39. Das Gewässer wirkt als Filter auf die einlaufende Hochwasserwelle. Zum einen verschiebt sich die Lage des Maximums der Pegelganglinie, zum anderen wird die extreme Amplitude im Boddeninnern geringer. In Barhöft erreicht der Pegel am 3.1.1995 um 5 Uhr MEZ ein Maximum von 627 cm. Am Barther Pegel tritt der Extremwert von 574 cm um 11 Uhr MEZ, d. h. mit einer Zeitverzögerung von ca. sechs Stunden und einer Dämpfung der Hochwasserwelle um 53 cm auf. Diese Welle erreicht den Saaler Bodden am Pegelmesspunkt Althagen erst am 4.1.1995 gegen 7 Uhr MEZ mit einem verschmierten Maximum von 545 cm. Die Zeitverzögerung zu Barth beträgt 20 Stunden, die Dämpfung 29 cm. Mithin ergibt sich eine Gesamtverzögerung zwischen dem Eingang der Boddengewässer zur Ostsee und dem Saaler Bodden von 26 Stunden und eine Gesamtdämpfung von 82 cm.

Die Wasserhaushaltsbilanz der Darß-Zingster Bodden erfolgt mit der Pegeldifferenzmethode nach CORRENS (1979) bis zur monatlichen Auflösung. Die vom BSH Rostock berechneten Hauptbilanzglieder Flusswasserzufuhr, Einstrom von Ostseewasser in die Darß-Zingster Bodden und Ausstrom von Boddenwasser in die Ostsee bei Barhöft sind in Abb. 2.40 dargestellt.

Das langjährige Mittel des jährlichen Ausstroms ($3103 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) liegt stets über dem Einstrom ($2816 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Die Flusswasserzufuhr beträgt $306 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Die niedrigste Wechselwirkung mit der Ostsee zeigte im Zeitintervall 1966 bis 1999 das Jahr 1969 ($2004 \cdot 10^6 \text{ m}^3$), die höchste Wechselwirkung das Jahr 1989 ($3439 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Der Einfluss von extremen Sturmflutereignissen ist bei der monatlichen Auflösung der Wasserhaushaltskomponenten ersichtlich (vgl. Abschnitt 3.3.4.3 und Tab. 3.21). Für das Jahr 1995 zeigt die Abb. 2.41 den Vergleich der Einstromverhältnisse vom innersten Bodden (Saaler Bodden) zum Ostseezugang (Grabow) hin. Für den Monat November 1995 liegt der Einstrom in den Grabower Bodden 60 % über dem langjährigen Mittel und für den Saaler Bodden sogar 70 % über dem langjährigen Mittel. Im Jahresmittel liegt der Wert von 1995 mit $3001 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ aber nur 6 % über dem langjährigen Mittel. Dies zeigt, dass die Sturmflutereignisse im langjährigen Mittel keinen signifikanten Einfluss haben, da sie nur kurzzeitig auftreten.

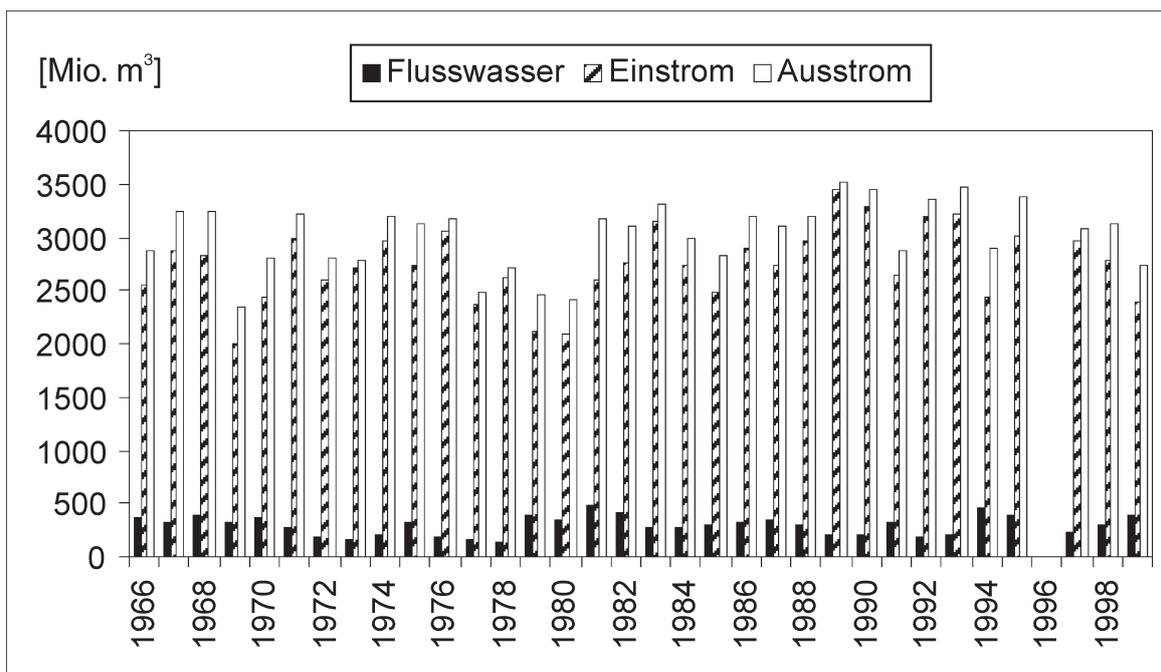


Abb. 2.40: Hauptbilanzglieder für den Gewässerhaushalt 1966–1999 der Darß-Zingster Bodden

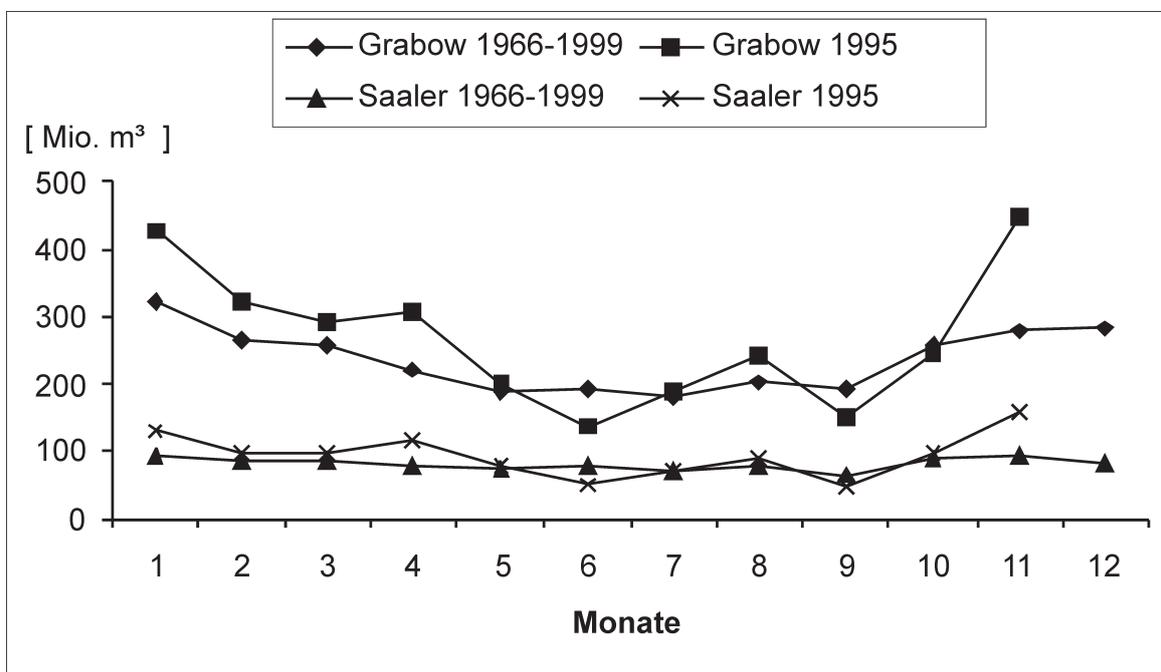


Abb. 2.41: Einstrom in die Darß-Zingster Bodden für den Saaler Bodden und Grabow Bodden

2.5.2 Regelmäßige Wasserstandsschwankungen

2.5.2.1 Jahresgang

Repräsentative jahreszeitliche Schwankungen der Wasserstände werden in Form von Monatsmittelwerten in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern veröffentlicht. Sie sind in den Einzeljahren unterschiedlich ausgeprägt und fallen in der mittleren und nördlichen Ostsee etwas höher aus als in der Beltsee. Abb. 2.42 zeigt die aus 10 Jahren gemittelten Monatsmittelwerte von einigen Pegeln der südlichen Ostsee. Dabei fällt eine charakteristische Periode mit dem Maximum zwischen Juli und Januar und dem Minimum zwischen Februar und Juni auf. Dieser Jahresgang ist seit der Auswertung der ersten Pegelaufzeichnungen bekannt und wurde schon in den 70er-Jahren des 19. Jahrhunderts mehrfach beschrieben. HAGEN (1877) führte ihn auf die jahreszeitliche Dichteänderung durch Temperatur und Süßwasserzufuhr zurück.

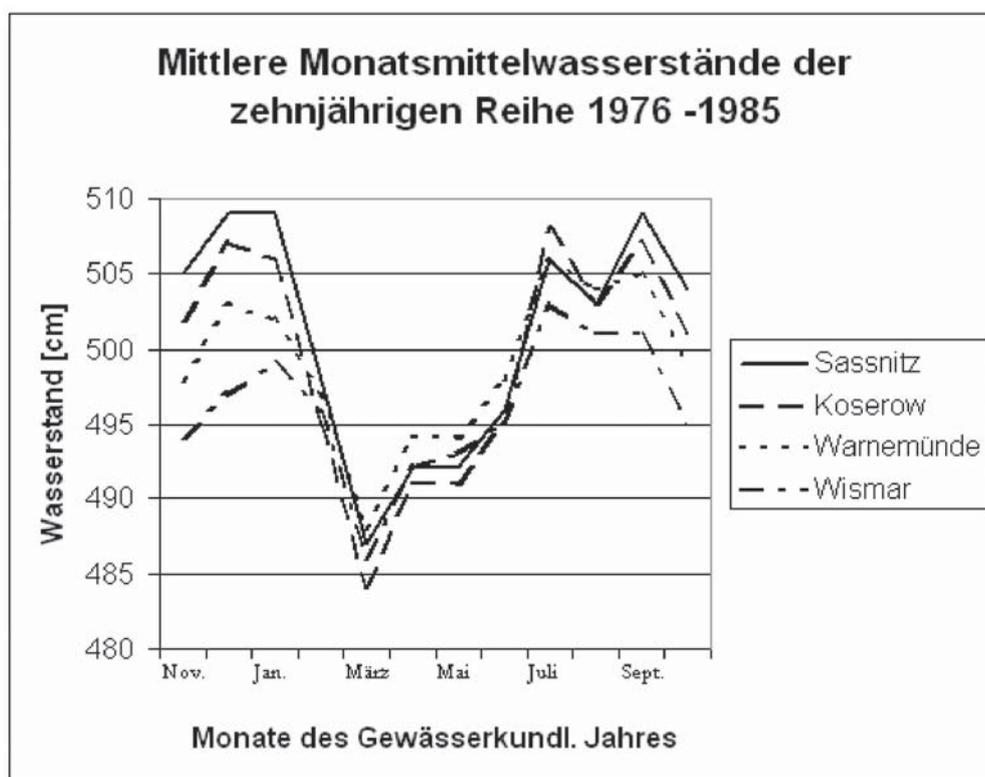


Abb. 2.42: Jahresgang der Monatsmittelwasserstände in der südlichen Ostsee

Zu den als Monatsmittel der Einzeljahre vorgegebenen Daten aus Abb. 2.42 gehören die in Tab. 2.19 gewichteten 10-Jahresmittelwerte und Standardabweichungen. Die Sonderstellung des Jahresganges und der Halbjahresperiode unter den übrigen Schwankungen des Wasserstandes begründet sich aus relativ hohen Amplituden und daraus, dass speziell in der Ostsee Wasserhaushaltskomponenten (Einstrom, Ausstrom, Flusswasserzufuhr, Niederschlag, Verdunstung) als Ursachen angenommen werden können (HUPFER, 1978b, s. auch Abschnitt 2.1). Verbleibender Interpretationsspielraum lässt sich mit Hilfe der Daten aus der Nordsee in den folgenden Unterpunkten einengen.

Tab. 2.19: Mittlere Wasserstände aus 10 Jahren und ihre Standardabweichungen

Station	Mittelwasser aus 10 Jahren	Standardabweichung
Sassnitz	500 cm	7,3 cm
Koserow	499 cm	7,5 cm
Warnemünde	499 cm	5,1 cm
Wismar	496 cm	4,5 cm

2.5.2.2 Perioden und Zyklen in den Wasserständen der Ostsee

Abb. 2.43 zeigt eine typische Wasserstandsganglinie des Pegels Wismar während einer ruhigen Wetterlage im Sommer. Man erkennt einen halbtägigen Gezeitengang von 20–30 Zentimetern. Die in Abschn. 2.1 beschriebene Anregung der Ostsee durch die Tiden der Nordsee wird in Tab. 2.20 und Tab. 2.21 durch die Ergebnisse harmonischer Analysen der

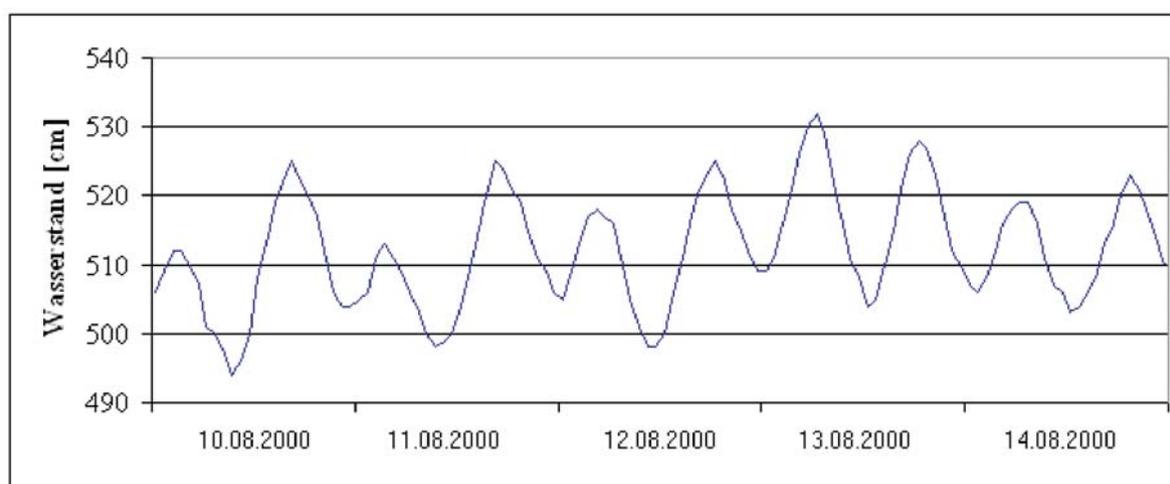


Abb. 2.43: Gezeitengang am Pegel Wismar in der Zeit vom 10.–14. August 2000

Wasserstände von Wismar und Sassnitz belegt (PANSCH, 1991). Obwohl die Ostsee als gezeitenarmes Meer gilt, ist der verbleibenden Rest des Gezeiteneinflusses doch groß genug, um bei unzureichender zeitlicher Auflösung der Daten Perioden vorzutäuschen, deren Amplituden in der Größenordnung langperiodischer Wasserstandsschwankungen natürlichen Ursprungs liegen. Da die internen Wasserstandsschwankungen der Ostsee eher auf den Wind als auf die sehr schwachen gezeitenauslösenden Gravitationskräfte zurückzuführen sind, enthalten Tab. 2.20 und Tab. 2.21 nur formale Rechenergebnisse. Es wurden nur Partialtiden aufgeführt, deren Amplituden mindestens einmal in den 10 Jahren 1 cm erreichten. Die Theorie der Gezeitenanalyse sowie die Bezeichnung und Deutung der Partialtiden sind nicht Gegenstand dieses Beitrages und einschlägigen Lehrbüchern bzw. speziellerer Literatur vorbehalten (DOODSON, 1928; HORN, 1941, 1942; DIETRICH et al., 1975; FORRESTER, 1983 u. a.). Für die Ostsee ermittelten MAGAARD u. KRAUSS (1966) Flutstundenlinien der halbtägigen (M_2) und gantzägigen (K_1) Tiden. Demnach gibt es Amphidromiepunkte der M_2 nordöstlich von

Tab. 2.20: Die wichtigsten Partialtiden aus 10 Jahren des Pegels Wismar

Name der Partialtide	Frequenz [Grd/h]	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	Mittelwert
Harmonische Konstanten von Wismar 1978–1987 in cm												
SA	0,041	9,97	9,41	7,18	3,64	5,88	2,63	9,16	7,89	8,76	9,34	7,386
SSA	0,082	4,12	6,45	3,77	7,24	7,22	9,72	5,24	1,81	6,26	7,97	5,98
MM	0,544	1,86	7,31	3,4	5,36	4,94	2,95	2,19	5,09	4,49	4,3	4,189
MSF	1,016	1,63	4,93	3,19	2,9	2,8	0,29	5,95	2,63	0,84	2,38	2,754
MF	1,098	1,13	5,23	2,65	3,37	1,95	3,38	1,71	1,98	1,52	0,91	2,383
2Q1	12,854	0,94	1,05	0,51	1,03	0,75	0,51	1,08	0,44	0,73	0,42	
SIGMA1	12,927	1,16	0,72	0,9	1,13	0,78	1,23	0,71	0,15	0,08	0,25	
Q1	13,399	1,32	0,8	0,31	0,15	0,4	1,04	0,93	0,53	0,68	0,72	
	13,902	0,53	0,5	0,32	0,32	0,26	1,07	0,86	0,28	0,05	0,26	
O1	13,943	2,16	1,34	1,22	1,97	1,9	1,57	1,63	1,59	1,48	1,74	1,66
	13,984	0,28	0,19	0,34	1,03	0,49	0,53	0,3	0,26	0,86	0,38	
M1	14,492	0,53	0,29	0,38	0,45	0,6	0,97	1,38	0,44	1,12	0,23	
K1	15,041	1,2	0,99	1,29	1,29	1,25	1,45	1,49	2,01	1,15	1,19	1,331
MUE2	27,968	1,29	0,86	0,91	0,6	1,13	1,07	1,39	0,94	0,79	1,36	1,034
N2	28,44	1,42	0,77	1,13	0,84	1,15	0,97	1,13	1,31	1,36	0,98	1,106
MA2	28,943	1,02	0,66	1,58	0,79	0,53	1,17	0,82	0,85	0,19	0,37	
M2	28,984	5,28	4,71	4,89	3,86	5,04	4,7	5,46	5,62	5,28	5,1	4,994
MSP2	29,025	0,8	1,41	1,16	1,3	0,3	1,32	1,1	0,41	0,78	1,15	
SW2MN2	29,528	0,36	0,47	0,39	0,26	0,54	1,17	0,72	0,56	0,57	0,88	
S2	30	1,07	0,78	1,07	0,93	1,11	1,3	1,1	0,68	1,1	1,02	1,016

Tab. 2.21: Die wichtigsten Partialtiden aus 10 Jahren des Pegels Sassnitz

Name der Partialtide	Frequenz [Grd/h]	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	Mittelwert
Harmonische Konstanten von Sassnitz 1978–1987 in cm												
SA	0,041	15,1	12,35	12,72	8,78	8,49	8,78	15,67	10,8	15,7	12,33	12,065
SSA	0,082	3,2	3,75	5,5	11,5	7,92	9,87	8,44	2,04	7,05	9,18	6,85
MM	0,544	2,16	6,23	3,23	4,14	2,27	1,91	2,34	3,88	3,2	2,88	3,224
MSF	1,016	1,34	3,04	3,04	1,62	2,25	0,68	4,09	2,56	1,28	1,87	2,177
MF	1,098	1,18	3,18	3,18	1,93	1,98	1,46	1,62	2,31	1,48	0,52	1,884
SIGMA1	12,927	0,34	1,11	0,3	0,79	0,47	0,81	0,34	0,32	0,45	0,4	
O1	13,943	1,37	1,24	1,16	1,14	1,43	1,32	0,97	1,27	1,5	1,27	1,267
K1	15,041	0,75	0,8	0,62	1,07	0,77	0,84	0,73	0,75	0,69	0,95	
OO1	16,139	1,05	0,16	0,28	0,2	0,27	0,42	0,14	0,04	0,14	0,35	
M2	28,984	0,93	0,91	0,86	0,9	1,04	0,81	0,92	1	1,06	0,74	

Bornholm, nördlich der Ålandsee, in der Bottenwiek und im Finnischen Meerbusen. Für die K_1 wird ein Amphidromiepunkt östlich von Gotland und ein zweiter im Nordkvark angegeben. Nach DEFANT (1961) stellen die halbtägigen Tiden in der Ostsee im Wesentlichen Mitschwingungszeiten dar. Die Annahme, dass Ostseetiden – speziell die ganztägigen – auch in nennenswertem Umfang von den gezeitenerzeugenden Kräften in der Ostsee selbst hervorgerufen werden, geht auf WITTING (1911) zurück.

Auf der Grundlage langer Wasserstandsmessreihen von Swinemünde/ Swinoujście wurden periodische Prozesse in einem breiten Spektralbereich ausgewertet (KOWALIK u. WRO-

BLEWSKI, 1973). Die Berechnung harmonischer Konstanten zielt auf die Vorhersage von Tiden, deren Ursache die Kinematik von Erde und Mond relativ zur Sonne ist. Tab. 2.20 und Tab. 2.21 zeigen aber, dass die Amplituden der Partialtiden nicht einmal in den westlichsten Bereichen als konstant gelten können. Der arithmetische Mittelwert aus 10 Jahren in der jeweils letzten Tabellenspalte wurde wiederum nur angegeben, wenn er mindestens einen cm betrug. Dies trifft bei Wismar für elf Partialtiden zu, bei Sassnitz nur für sechs. Sowohl die halbtägigen Tiden ($27\text{--}30^\circ/\text{h}$) als auch die ganztägigen ($13\text{--}16^\circ/\text{h}$) nehmen in der Beltsee von West nach Ost ab. Wenn zur Springzeit (Vollmond oder Neumond) besonders ruhige Wetterlagen auftreten, ist die M_2 noch in der Danziger Bucht mit Amplituden von 3–4 cm nachweisbar (MALICKI, 1999). Aus den Partialtiden der Ostsee ergeben sich Forderungen zur zeitlichen Auflösung der Messungen bzw. zur Abtastfrequenz der Pegelraten. Bei nur einer täglichen Terminablesung würde z. B. die Partialtide M_2 jeden Tag in einer anderen Phasenlage getroffen und die ursprüngliche Phasenlage erst nach 17 Tagen ungefähr wieder erreicht werden. In dem so gewonnenen Datensatz würde sich (abgesehen vom stochastischen Anteil) ein nur durch die Art und Weise der Abtastung entstandenes Signal mit einer ca. halbmonatigen Scheinperiode und einer etwa der M_2 entsprechenden Amplitude abzeichnen (Aliasing, s. Abschnitt 2.2.4, Abb. 2.11). Tatsächlich existieren laut Tab. 2.20/2.21 mit M_{SF} und M_F aber auch zwei reale ca. 14-tägige Perioden. Die Abtastfrequenz der Daten ist folglich so zu wählen, dass die Halbwellen etwaiger periodischer Prozesse noch möglichst detailliert erfasst werden.

2.5.2.3 Wasserstandsschwankungen mit langen Perioden und kleinen Amplituden

Periodische Prozesse sind der Natur wesenseigen, allerdings nicht in mathematischen Sinne beständig. Quasi-periodische Wasserstandsschwankungen der Ostsee in der Größenordnung mehrerer Jahre als „Partialtiden“ zu verstehen, ist eine Folge unserer Analysemethoden. Da solche Langzeitschwankungen durch hydrostatische Anpassung des Ostseewasserspiegels an die Nordsee entstehen, sind sich die Spektren beider Randmeere in diesem Bereich teilweise ähnlich. Halbjährige und längere Partialtiden enthalten aber auch einen hohen Anteil an Schwankungen, die nicht astronomisch bedingt sind. Ihre Amplituden verändern sich zyklisch oder völlig unregelmäßig. So schwankt die 6-cm-Amplitude der jährlichen Partialtide S_a bei Cuxhaven (JENSEN et al., 1991) von Jahr zu Jahr zwischen wenigen Zentimetern bis zu etwa 10 cm (LANGE, 2000). Für Sassnitz (Tab. 2.21) findet man für die S_a etwa die doppelte Amplitude (8–16 cm, im Mittel 12 cm). Da die Ostsee zu Eigenschwingungen mit Perioden von 27,5 bis 39 Stunden neigt (NEUMANN, 1941; DIETRICH et al., 1975; KRAUSS, 1966) und die Zeit, in der Tiefdruckgebiete über Skandinavien hinwegziehen, oft geringer oder von ähnlicher Größenordnung ist, reagiert die Ostsee wie ein Resonator auf die wechselnden Windfelder. Als Maß für die Dominanz solcher Prozesse gelten der NAO-Index (vgl. Abschnitte 3.3.1.1.1, 3.3.1.1.2 u. 3.4.3.3 sowie zahlreiche weitere meteorologischen Indikatoren; HUPFER et al., 1998). Auch die Zunahme der Amplituden langer Partialtiden an der deutschen Ostseeküste von West nach Ost (WEISE, 1990) muss eher diesen Anregungsprozessen zugeschrieben werden als dem abnehmenden Salzgehalt. Letzterer würde eine Zunahme der Partialtiden zwischen Cuxhaven und Sassnitz von höchstens 3 % erklären, aber nicht deren Verdoppelung. Da die Amplituden mehrjähriger Partialtiden kleiner sind als die der höherfrequenten, ist ihre Analyse schwierig. Trotzdem können auch diese Schwankungen der Ostsee-Wasserstände ein Indikator für Windwirkungen sein. Ihr Nachweis erfordert Zeitreihen über ein Vielfaches dieser Perioden. Bei knapp einem Jahrhundert homogener Daten

können die längsten nachweisbaren Perioden ca. 40–50 Jahre betragen. Bei kürzeren Prozessen gibt es das erwähnte Problem mangelnder Beständigkeit. Folglich beziehen sich Analysen meist auf relativ kurze Zeitreihen und liefern je nach Ausgangsdaten und Epochen unterschiedliche Ergebnisse. Aus diesem Grunde wurde auf graphische Darstellungen verzichtet; stattdessen sind in Tab. 2.22 verschiedene Ergebnisse gegenüber gestellt. Während früher der visuelle Eindruck graphisch dargestellter Originaldaten darüber entschied, welche (zunächst langen, dann kürzeren) Perioden man eliminierte, werden die Daten heute mathematisch gefiltert und – meist mit Hilfe der FFT (Fast Fourier Transformation) – analysiert. Dabei ist der niederfrequente Anteil des Spektrums stets unterrepräsentiert. Die Abspaltung des linearen Trends vor der harmonischen Analyse ist sinnvoll, aber nicht unbedingt richtig, denn jeder Trend könnte auch Teil einer längeren Periode sein. Obwohl die Amplituden der Partialtiden per def. potentielle Energie darstellen, ist der prozentuale Anteil einer Partialtide an der Gesamtenergie aller betrachteten Prozesse frequenzabhängig. Die Ergebnisse verschiedener Analyseverfahren sind diesbezüglich normiert. Ein geeignetes Instrument zum Aufspüren periodischer Vorgänge in begrenzten Zeitreihen mit hohem stochastischen Anteil ist die Maximum-Entropie-Spektralanalyse MESA (JUNK, 1982). Dabei entsteht Information über die Energie einzelner Partialtiden. Eine aussagekräftige Methode zur Untersuchung von Perioden und Zyklen ist die von LIEBSCH (1997) benutzte Wavelet-Transformation.

In Tab. 2.22 wurde versucht, einige typische Wasserstandsperioden aus Nord- und Ostsee grob zu skizzieren, wobei zunächst nur auffällige Periodizitäten und die Größenordnung der dazugehörigen Amplituden interessieren sollen. Da diese Werte meist nicht numerisch angegeben werden, konnten sie z. T. nur aus Diagrammen entnommen werden. Sie dürfen aber ohnehin nur als grobe Richtwerte verstanden werden. Weitere Interpretationen sowie die Erklärung der astronomischen Winkelgeschwindigkeiten folgen im Abschnitt 2.5.4. Ein Problem der Langzeitanalysen ist die Homogenität der Daten. Auch deshalb fällt ein Urteil über die Signifikanz dieser Partialtiden schwer. Wegen der Möglichkeit von Aliasing sind mindestens stündliche Abtastungen der Daten erforderlich. Selbst bei den geglätteten Reihen der Monats- oder Jahresmittelwerte gehen die typischen Amplituden von 1–2 cm oft im Rauschen unter. Interessant sind die Anomalien der linearen Regression zwischen verschiedenen Pegeln. Diese weisen z. B. zwischen den hochkorrelierten Nachbarpegeln Wismar und Warnemünde deutliche Schwankungen mit dem Sonnenzyklus auf (STIGGE, 1991).

2.5.3 Eustatische und isostatische Einflüsse

Eine Unterscheidung eustatischer und isostatischer Ursachen für die Langzeitveränderung der mittleren Wasserstände ist ohne weitere Annahmen aus Wasserstandsdaten nicht möglich. In den letzten Jahrzehnten sind zwar mit verschiedenen Satellitentechniken neue Werkzeuge hinzugekommen, die Annahme globaler eustatischer Meeresspiegelanstiege (Abschnitt 2.1) resultiert jedoch vor allem aus Klimamodellrechnungen. Da die Erdkrustenbewegung als eine langfristig wirkende Ursache zu verstehen ist, lassen Wasserstandsschwankungen im Intervall weniger Jahre eher auf entsprechende Veränderungen der atmosphärischen Anregungsprozesse schließen. Dass auch Letzteres zu säkularen Meeresspiegelschwankungen führen kann, ist unbestritten, aber nicht zwingend notwendig. Während „globale“ oder „nordatlantische“ Ursachen die Gesamtheit der westeuropäischen Küstenpegel beeinflussen, sind die Differenzen der Wasserstände zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln als Indikator für die rezente Erdkrustenbewegung sowie für die zeitweilige Dominanz spezieller Windfelder und Luftdruckverteilungen zu verstehen. Zur Zeit werden

Tab. 2.22: Amplituden in cm oder Energie (*) in cm^2 oder normalisierte Energie (**) in % der Gesamtvarianz zu einigen in verschiedenen Zeitreihen des Wasserstandes aufgefallenen Partialtiden in Nord- und Ostsee

Periode von... bis	0,5 a	1 a	1,2 a	3,0 a 3,3 a	4,2 a 4,5 a	6,0 a 6,3 a	7,3 a 7,8 a	8,8 a 9,0 a	11 a	12,5 a 13 a	18,1 a 18,6 a
Ursache	Neigung der Erdachse	Jahr	Pol-schwankungen	Zeitweilige Klimazyklen	Mondapsiden-umlauf	Pol-schwankungen	Klimazyklen	Mondknoten u. Apsiden-umlauf	Mittl. Zyklus der Sonne	Zyklus der Sonne	Mondknoten uml.
Astron. Winkelgeschw. (s. Text)	2η	η	$\eta + \omega - \rho$		$2\omega - \rho$	$\omega - \rho$		ρ od. 2ω			ω
Messort Autor Jahr											
Swinemünde BREHMER 1914	3,2	5,5	1,7			1,8		0,8	1,7		1,4
Swinemünde KOWALIK 1973	* 80 cm^2	* 100 cm^2	* 15,8 cm^2	* 7,2 cm^2		* 5,4 cm^2			* 2,3 cm^2		
Europa CURRIE 1981									1,0		
Nordsee JENSEN 1991		5,9	2,5		2,4	2,3	2,2			2,6	2,8
Sassnitz WEISE 1990	3,3	8,3	2,1	1,8			2,6				1,4
Sassnitz PANSCH 1991	9,2	12,3									
Beltsee STIGGE 1993				1,1	1,2	1,0	1,1		0,9		1,0
Cuxhaven ANNUTSCH 1992				** 40 %	** 75 %		** 56 %				
Nordsee TÖPPE 1993				2,0	2,2	1,9	1,8	1,7			1,8
Beltsee LIEBSCH 1997	2,2	5,7		1,4			1,3		1,3		

in den höheren Breiten der gesamten nördlichen Halbkugel Meeresspiegelabsenkungen bzw. Landhebungen konstatiert, während Meeresspiegelanstiege bzw. Landsenkungen in den tropischen und subtropischen Küstenzonen, insbesondere in den expandierenden wirtschaftlichen Ballungsräumen Südostasiens, zu verzeichnen sind (JELGERSMA et al., 1993). Bei näherer Analyse zeigen sich vielerorts beträchtliche Raten anthropogener Mikrotektonik, z. B. durch exzessive Grundwassernutzung (JELGERSMA, 1996). Wasserstandsmessungen können deshalb nicht kritiklos zur Verifizierung von Klimamodellrechnungen herangezogen werden. Auch neueste Trendberechnungen der mittleren Wasserstände an der deutschen Ostseeküste bestätigen die seit langem bekannte Größenordnung des relativen Meeresspiegelanstiegs. LIEBSCH (1997) berechnete aus fast 1,5 Jahrhunderte langen Reihen unter Annahme eines linearen Anstiegs folgende Trends:

Wismar	$1,38 \pm 0,05 \text{ mm/a}$
Warnemünde	$1,19 \pm 0,06 \text{ mm/a}$

Bei einem angenommenen beschleunigten Meeresspiegelanstieg wären folgende Raten zu veranschlagen:

Wismar:	$1,27 \pm 0,08 \text{ mm/a} + 0,0026 \pm 0,0014 \text{ mm/a}^2$
Warnemünde:	$1,05 \pm 0,10 \text{ mm/a} + 0,0028 \pm 0,0016 \text{ mm/a}^2$

LIEBSCH hebt jedoch hervor, dass die positiven Koeffizienten des Beschleunigungsterms zwar eine Zunahme des Meeresspiegelanstiegs signalisieren, ihre Werte jedoch im Bereich des doppelten mittleren Fehlers liegen und deshalb nicht statistisch signifikant sind. Benutzt man nur unkorrigierte arithmetische Mittelwerte der Wasserstände aus den gewässerkundlichen Jahren¹ 1910–1990 von Wismar und Warnemünde als Ausgangsmaterial, ergibt sich für die lineare Regression:

$$(\text{Wismar} + \text{Warnemünde})/2: 1,61 \text{ mm/a}$$

bei einem mittleren quadratischen Fehler (MQF) von 31,4 mm zwischen Approximation und Ausgangsdaten (STIGGE, 1994a). Ein quadratischer Ansatz modifiziert den linearen Anteil wesentlich stärker als in den längeren Reihen von LIEBSCH, nämlich:

$$(\text{Wismar} + \text{Warnemünde})/2 : 0,813 \text{ mm/a} + 0,01 \text{ mm/a}^2.$$

Auch hier wird aber der MQF durch die Hypothese eines beschleunigten Meeresspiegelanstieges nur um 1,3 % gegenüber der Hypothese eines ausschließlich linearen Anstiegs reduziert, nämlich von 31,4 mm auf 31,0 mm. Die Ablehnung der Hypothese eines insgesamt beschleunigten Meeresspiegelanstieges ist jedoch nicht nur statistisch zu begründen. Es zeigt sich, dass unter Annahme einer Approximationsfunktion, die plausible periodische Einflüsse berücksichtigt, noch beträchtliche Reduktionen des MQF möglich sind (Abschnitt 2.6.2). Vergleichende langzeitstatistische Analysen zu den Wasserständen der südlichen Ostsee wurden von DIETRICH et al. (1992) vorgenommen. Zu den Mittelwasserständen, den Verweilzeiten und Sturmflutwahrscheinlichkeiten an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns liegt eine Arbeit von TÖPPE (1992) vor. Im Allgemeinen kann man davon ausgehen, dass sich

¹ Die Bedeutung gewässerkundlicher Jahre bei vorweggenommener Mittelwertbildung wurde in Abschn. 2.2.3 erläutert.

lineare Trends um so sicherer bestimmen lassen, je länger die verwendete Datenreihe ist. Mit Hilfe der Wasserstandsdifferenzen zwischen deutschen und schwedischen Pegeln sind grobe Abschätzungen über den isostatischen Anteil des Gesamtprozesses möglich. Von den schwedischen Pegeln Stockholm und Spirkana sowie den deutschen Pegeln Wismar und Warnemünde wurden aus stündlichen Daten zunächst Tagesmittelwerte und dann deren Differenzen (Nord-Süd) gebildet (STIGGE et al., 2000). Es zeigten sich hohe tägliche Fluktuationen – in den Winterhalbjahren bis in die Größenordnung Meter – die erst durch eine 365 Tage übergreifende Mittelwertbildung geglättet werden können. Das Ergebnis ist in Abb. 2.44 dargestellt. Durch die Mittelung reduziert sich der Ordinatenmaßstab auf die hier interessierende Größenordnung Zentimeter, so dass der Trend zur Abnahme der Differenzen von 6,8 mm/a deutlich hervortritt. Infolge der Erdkrustenbewegung nehmen die mittleren Wasserstände im Süden zu und im Norden ab, so dass sich die Differenzen (Nord-Süd) mit der Zeit verkleinern. Die Wasserstandsdaten weisen nun aus, dass dieser Effekt zu ca. 88 % auf die Veränderungen im Norden und nur zu ca. 12 % auf die Veränderungen im Süden zurückzuführen ist. Diese Prozentsätze stimmen gut mit den hypothetischen Raten der lokalen Krustenbewegung überein. Da ein eustatischer Anteil kaum regionale Unterschiede dieser Größenordnung hervorbringen dürfte, scheint der Trend geotektonischen Ursprungs zu sein.

Denkt man sich die Kurve um ihren linearen Anteil reduziert, erkennt man einen 10-jährigen und zeitweise auch einen ca. 3-jährigen Zyklus. Während man die 10-jährige Periode nachweist, wird eine 3-jährige Periode nur im Zeitfenster der letzten 10 Jahre gefunden. Als Ursache der großen Differenzen im 1. und 3. Viertel der Messepoche gegenüber den relativ geringen Differenzen im 2. und 4. Viertel kommt die nahezu phasengleich liegende Solaraktivität in Betracht. Zum Vergleich wurden die Daten der Sonnenflecken-Relativzahlen (Quelle: Royal Observatory of Belgium, <http://www.oma.be/html/sunspot.html>) in Abb. 2.44 aufgenommen. Dazu wurden die Relativzahlen in gleicher Weise wie die Wasserstandsdifferenzen geglättet und wegen des Ordinatenmaßstabes durch 20 dividiert sowie um 20 reduziert. Der Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Kurven beträgt 0,56. Man sieht, dass die Meeresspiegelschwankung noch ein starkes Signal gegenüber dem linearen Trend bildet. Letzterer dürfte aber doch eher auf die Veränderung der Pegelbezugspunkte im Schwerefeld zurückzuführen sein (Abschn. 2.6.2 c). Dem gesamten Prozess könnte – wie in Abschnitt 2.1 vorausgesetzt – ein eustatischer Meeresspiegelanstieg von ca. 1mm/a überlagert sein. Die Konsequenz wäre aber, dass mindestens eine der bisher in der südlichen Ostsee angenommenen Kippachsen der näherungsweise plattenförmigen Erdkrustenbereiche bezüglich des irdischen Schwerefeldes die Küste Mecklenburg-Vorpommerns schneiden müsste, und zwar dort, wo die Differenz zwischen der relativen Meeresspiegeländerung und dem angenommenen eustatischen Effekt verschwindet. Letzteres ist jedoch wenig wahrscheinlich, da die Lage solcher angenommenen Kippachsen nicht nur aus Wasserstandsmessungen, sondern auch aus geologischen Untersuchungen hervorgeht.

In Abb. 2.45 sind die aus Monatsdaten berechneten mittleren Wasserstände² der gewässerkundlichen Jahre 1856–2000 von Cuxhaven und Warnemünde dargestellt. Das Verhältnis

² Die Aufbereitung der Altdaten wurde bis 1987 für Warnemünde von DIETRICH (1992) vorgenommen. Die Daten von Cuxhaven wurden aus Tidescheitelwerten berechnet (LANGE, 2000). Nach Vergleichsrechnungen von ANNUTSCH (1992) sind Letztere nicht identisch mit den aus Stundenwerten gebildeten mittleren Wasserständen. In diesem Zusammenhang reicht jedoch bereits eine bestehende Proportionalität aus.

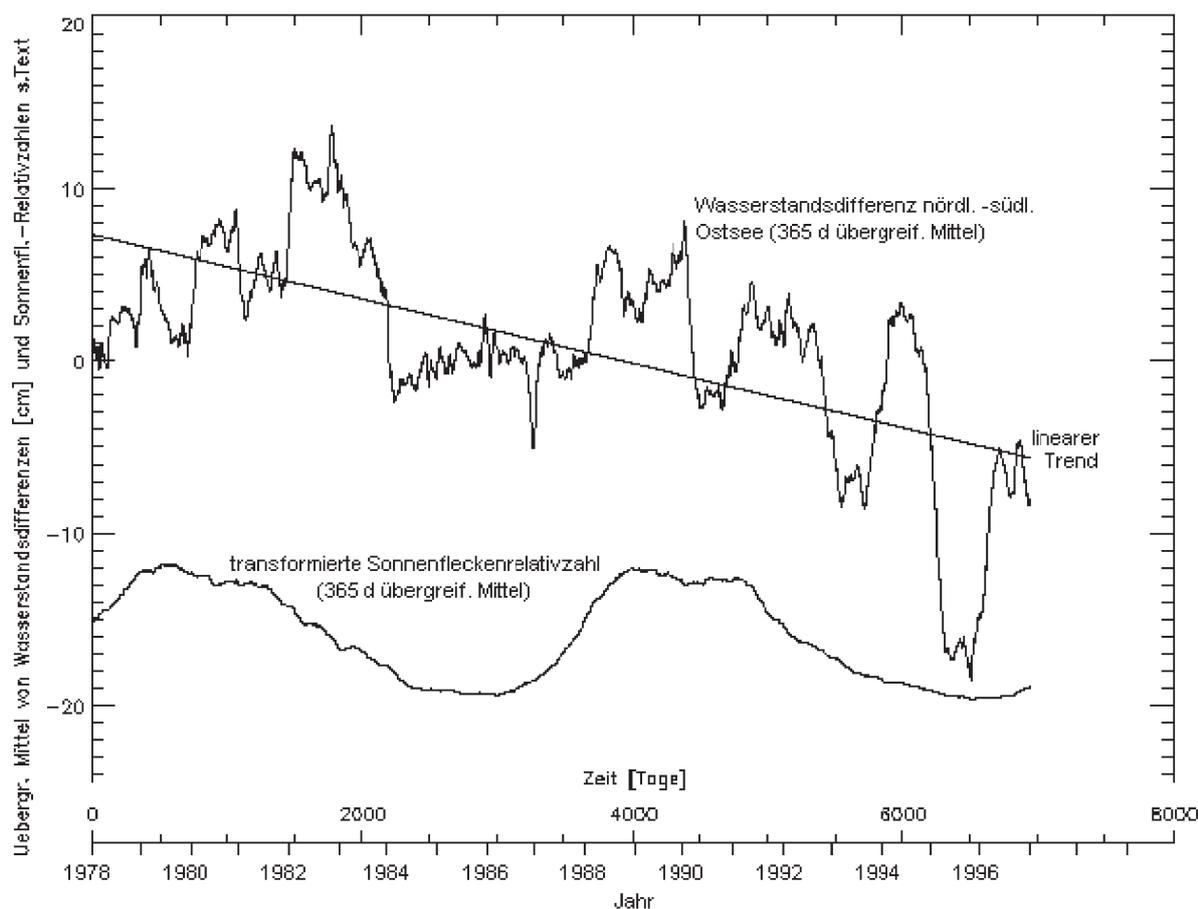


Abb. 2.44: 365 Tage übergreifende Mittelwerte der täglichen Wasserstandsunterschieden nördliche – südliche Ostsee aus den Kalenderjahren 1978 bis 1997, linearer Trend sowie transformierte Sonnenfleckenzahlen (s. Text)

der relativen Wasserstandsanstiege von Warnemünde ($w_{\text{warn}} = 1,135 \text{ mm/a}$) zu Cuxhaven ($w_{\text{cux}} = 2,394 \text{ mm/a}$) beträgt

$$r_w = 0,474. \quad (2.44)$$

Eine sehr grobe Abschätzung eustatischer (e) und isostatischer (i) Anteile ist unter gewissen Voraussetzungen wie folgt möglich: Da die Tiefpasswirkung der Meerengen in der betrachteten Zeitskala von 1,5 Jahrhunderten keinen Einfluss mehr hat und die unterschiedlichen Salzgehalte in diesem Zusammenhang vernachlässigbar sind, dürfte der eustatische Effekt für Warnemünde und für Cuxhaven näherungsweise gleich sein.

$$e_{\text{warn}} = e_{\text{cux}} = e \quad (2.45)$$

Um das Gleichungssystem

$$w_{\text{warn}} = i_{\text{warn}} + e \quad (2.46)$$

$$w_{\text{cux}} = i_{\text{cux}} + e \quad (2.47)$$

zu lösen, fehlt lediglich eine dritte Gleichung bzw. eine einzige Konstante, die das Verhältnis $i_{\text{warn}}/i_{\text{cux}}$ beschreibt. Die von STRIGGOW u. TILL (1987) veranschaulichte Kippung plattenartiger Erdkrustenbereiche um eine von Nordwest nach Südost verlaufende Achse (Abb. 2.46)

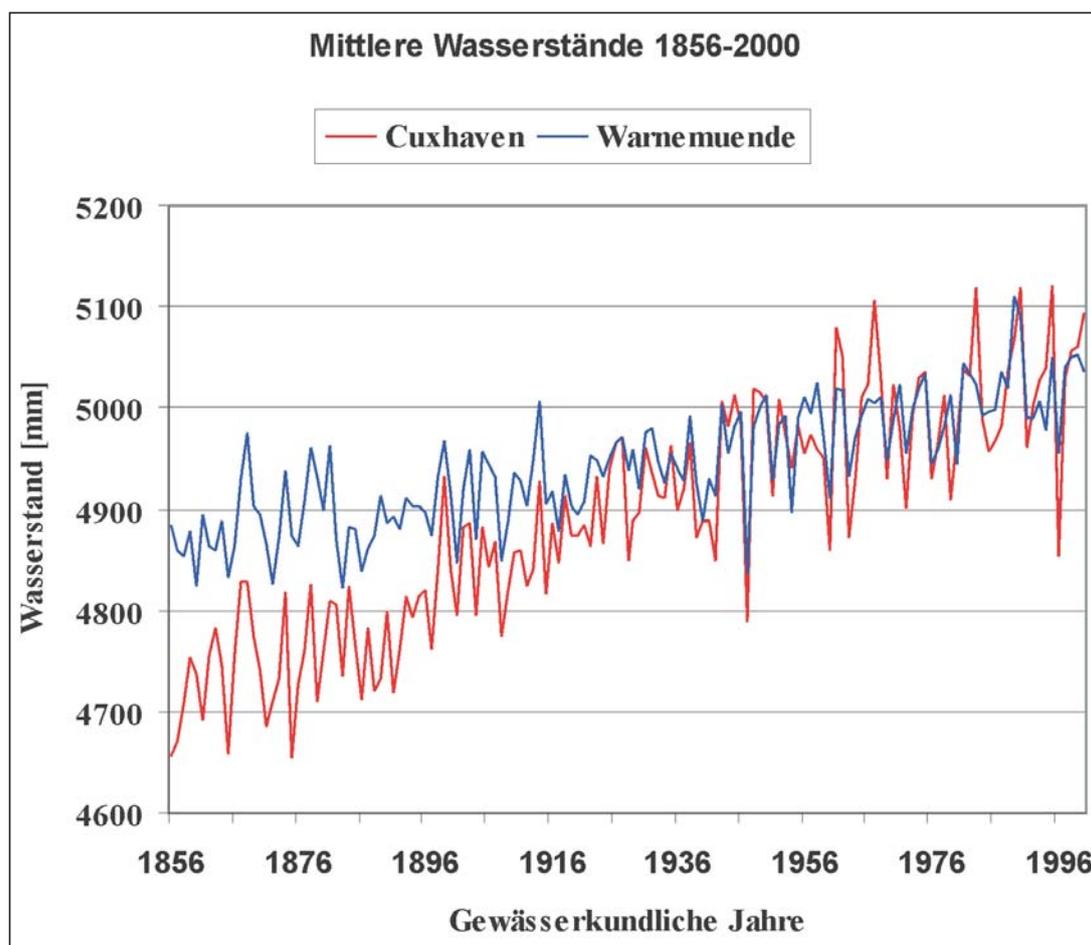


Abb. 2.45: Anstieg der mittleren Wasserstände von Warnemünde und Cuxhaven zwischen den gewässerkundlichen Jahren 1856 und 2000

ließe z. B. erwarten, dass das Verhältnis der aus der Krustenbewegung resultierenden Komponenten i von Warnemünde und Cuxhaven dem Verhältnis der Entfernungen dieser Orte von der angenommenen Kippachse gleicht.

Dies führt zu der Gleichung

$$i_{warn}/i_{cux} = a/b = r_s \quad (2.48)$$

Die Entfernungsrelation liefert in diesem Falle jedoch mit $r_s \approx 0,6$ einen deutlich größeren Wert als r_w . Das schließt nicht nur einen eustatischen Effekt völlig aus, sondern spräche vor allem gegen die These einer solchen speziellen Kippung. Unter der Annahme solcher einfacher Verhältnisse wird r_s desto kleiner, je näher die gedachte Achse am Ort Warnemünde liegt und je eher ihre Richtung einen rechten Winkel zur Verbindungslinie Cuxhaven–Warnemünde bildet. Nimmt man sie z. B. an der westlichen Begrenzung der Tornquist-Teisseyre-Zone an, ergibt sich ein minimales Verhältnis von $r_{smin} = c/d \approx 0,3$. Diese Annahme gestattet den Schluss auf einen maximalen eustatischen Effekt e_{max} unter Beachtung einer rezenten Erdkrustenbewegung.

$$e_{max} = w_{cux}(r_w - r_{smin})/(1 - r_{smin}) \quad (2.49)$$

Aus den oben genannten Zahlen ergibt sich z. B. $e_{max} \approx 0,6$ mm/a. Dann könnten höchstens 53 % des Warnemünder oder 25 % des Cuxhavener Wasserstandsanstieges auf einen

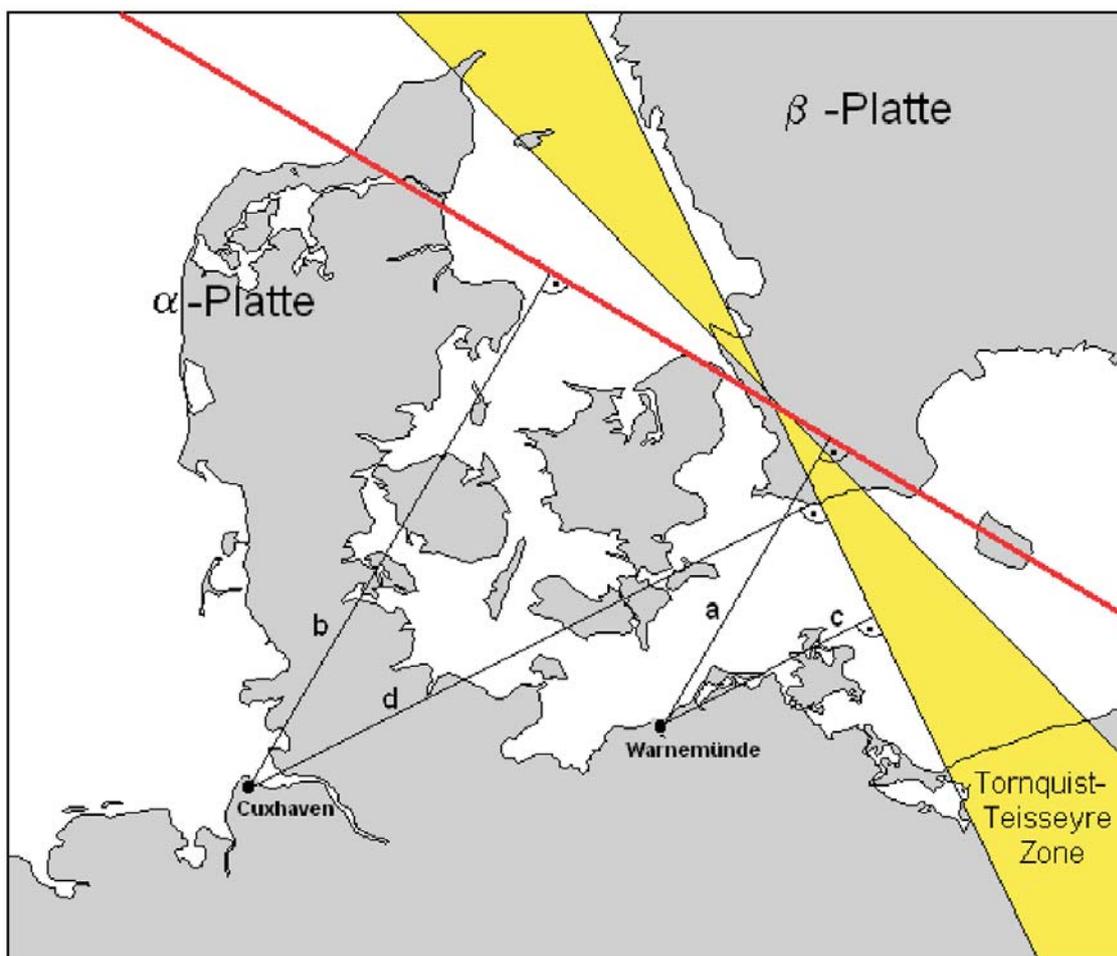


Abb. 2.46: Zur Bewegung der kippender Krustenbereiche

eustatischen Effekt zurückgeführt werden. Wahrscheinlich sind es noch weniger, denn schon LUDWIG (1995) wies darauf hin, dass das Modell von zwei raum- und zeitlich linear kippenden Krustenbereichen viel zu einfach ist. Die wesentlich komplizierteren Verhältnisse gehen auch aus Kap. 1 deutlich hervor. Aus Abb. 2.45 ist ersichtlich, dass sich die Steigungen der Kurven in letzter Zeit angeglichen haben. Beginnt man die Berechnung erst ab 1940, erhält man folgende Werte: $w_{\text{warn}} = 1,434 \text{ mm/a}$, $w_{\text{cux}} = 1,692 \text{ mm/a}$, $r_w = 0,848$. Der resultierende Anstieg $e_{\text{max}} \approx 1,3 \text{ mm/a}$ ist bezüglich bisheriger Kenntnisse über die Erdkrustenbewegung jedoch sehr zweifelhaft.

2.5.4 Widerspiegelung kosmischer und klimatischer Einflüsse

Die Suche nach kosmischen und klimatologischen Einflüssen in den ca. 150 Jahre zurückreichenden Wasserstandsdaten beschränkte sich zunächst nur auf Prozesse, die einen Bezug zu den in Tab. 2.22 erwähnten astronomischen Winkelgeschwindigkeiten gestatteten. Letztere haben folgende Bedeutung (HERRMANN, 1914): $\eta = 0,98565^\circ/\text{d}$ der jährliche tropische Erdumlauf, $\sigma = 13,17640^\circ/\text{d}$ der 27,3-tägige tropische Mondumlauf, $\omega = -0,05295^\circ/\text{d}$ der 18,6-jährige tropische Mondknotenumlauf und $\rho = 0,11140^\circ/\text{d}$ der 8,85-jährige tropische Umlauf des Mondperigäums. Zu Perioden, die sich aus Kombinationen dieser Größen ab-

leiten lassen (s. Tab. 2.22), gab es schon vor fast 100 Jahren Interpretationsversuche (PETERSSON, 1914; BREHMER, 1914). Die zu Eigenschwingungen neigende Ostsee wird aber insbesondere durch wechselnde Windfelder angeregt. Dies gilt auch für die in Tab. 2.22 aufgeführten Zyklen, deren Ursachen schon in Abschnitt 2.1 angedeutet wurden. Die 1,2-jährige Chandler-Periode und eine 6,3-jährige Periode treten in den Wasserstandsspektren der Nord- und Ostsee in gleicher Größenordnung auf. Perioden von etwa drei Jahren sind zum Teil auf die Nordsee zurückzuführen. Dafür sprechen nicht nur die Ergebnisse von ANNUTSCH (1992) und TÖPPE (1993), sondern auch ähnliche Phasenlagen einiger Partialtiden an nördlichen und südlichen Ostseepegeln. Einige Partialtiden dieser Größenordnung scheinen aber auch ostseeinterne Ursachen zu haben, denn sie weisen zwischen den nördlichen und südlichen Pegeln der Ostsee erhebliche Phasendifferenzen auf.

Prozesse, die die Wasserspiegelneigung der Ostsee betreffen, lassen sich auch mit Hilfe der Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Pegeln untersuchen (s. Abschnitt 2.5.3). Die Ursache solcher Partialtiden – als Beispiel sei der ca. 11-jährige Zyklus genannt – liegt offensichtlich in der Wahrscheinlichkeit bestimmter Wetterlagen im Nordatlantik (CURRIE, 1981; LABITZKE u. VAN LOON, 1988/1989). Auch in diesem Zusammenhang spielt die bereits in Abschnitt 2.1 erwähnte quasibiennale Oszillation der äquatorialen Stratosphäre (QBO) eine Rolle. Die Annahme eines „säkularen“ Zyklus in den Wasserständen von Swinemünde (BREHMER, 1914) gilt auch heute noch als spekulativ. Es wäre allerdings möglich, dass die Verlängerung des von GLEISSBERG (1952) entdeckten ca. 80-jährigen Sonnenzyklus auf ca. 120 Jahre (AHNERT, 1989) auf eine Abnahme der Varianz des 11-jährigen Aktivitätszyklus zurückzuführen ist. Eine Widerspiegelung dieses Prozesses in den Wasserständen der Ostsee ist nicht auszuschließen (STIGGE, 1994a). Obwohl die Beschreibung der mittleren Ostseewasserstände durch periodische Approximationsansätze im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate sinnvoll ist (s. Abschnitt 2.6.2), begrenzt die Variabilität der Naturprozesse die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Insgesamt ist festzustellen:

1. Die nachweisbaren mehrjährigen Prozesse – einschließlich der theoretisch vorausgesetzten 18,6-jährigen Nodaltide – sind in der Ostsee nicht persistent.
2. Eine naheliegende Zuordnung dieser Prozesse zum gezeitenerzeugenden Potential oder zu bekannten Klimaphänomenen kann nicht eindeutig erfolgen.

Schließlich sei noch eine theoretische – wegen der Kürze der Messungen bisher jedoch noch nicht nachgewiesene – Partialtide von 179 Jahren erwähnt. Sie ergibt sich aus dem tropischen Umlauf des Mondperigäums und der halben Mondknotentide $\rho + 2\omega = 0,055^\circ/d$ (HERRMANN, 1914). Zusammenhänge zwischen bestimmten atmosphärischen Zirkulationsmustern wurden sowohl zu den Salzwassereintritten in die Ostsee (MATTHÄUS und SCHINKE, 1994), als auch zu Wasserstandssignalen der Ostsee (HUPFER et al., 1998) festgestellt. In Anbetracht möglicher Kausalketten, an deren Anfang z. B. der Sonnenwind stehen könnte, und die durchaus auch anthropogene Komponenten enthalten könnten, ist einzuschätzen, dass kosmische Einflüsse sicherlich nicht nur auf die Anregung durch die Nordseetiden beschränkt sind. Klimatische Ursachen – demnach auch nicht generell von den kosmischen separierbar – sind evident, wenn sie die Windcharakteristik über dem Nordatlantik oder sogar speziell im Ostseeraum beeinflussen. Der Kenntnisstand auf diesem Gebiet entspricht der Kürze der verfügbaren Messreihen. Der chaotische Charakter von Bewegungsabläufen in der Atmosphäre erschwert deterministische Deutungen derart, dass schon Korrelationskoeffizienten über 0,5 Aufmerksamkeit erregen. Im Klimakontext sind natürlich auch die Strahlungsprozesse der Sonne von Bedeutung (LOCKWOOD et al., 1999).

Der Vollständigkeit halber ist die derzeitige Diskussion möglicher Zusammenhänge zwischen kosmischer Strahlung und atmosphärischen Prozessen zu erwähnen (Internet-

recherchen). Relevante Komponenten für die Vorhersage physikalischer Prozesse sind von dieser Seite jedoch schwerlich zu erwarten. Für eine philosophische Reflexion sei die Lektüre des Romans „Das Foucaultsche Pendel“ von Umberto Eco, Kap. 48, empfohlen.

2.6 Zur möglichen Entwicklung des mittleren Wasserstandes im 21. Jahrhundert

2.6.1 Annahmen zur Wasserstandsentwicklung im Weltmeer

Die Ursachen rezenter Klimaänderungen reichen von astronomischen Zyklen über Veränderungen im koronalen Magnetfeld der Sonne, irdischem Vulkanismus und den Verhältnissen der Wärmeflüsse in den Ozeanen bis zu anthropogenen Effekten infolge der verstärkten Emission von Treibhausgasen. Prozesse, die viele Jahrtausende zurückreichen, spiegeln sich in geologischen Chronologien wie den Sedimentfolgen in Gesteinen oder der Folge von Eisablagerungen mit unterschiedlichem Verhältnis der Sauerstoffisotope O^{16}/O^{18} wider. Über Prozesse der Größenordnung „Jahrhunderte“ können Dendro- (Breite der Jahresringe von Bäumen) und Sklerochronologie (z. B. Wachstum von Muschelschalen) Aufschlüsse geben. Systematische Messungen meteorologischer (Temperatur, Luftdruck, usw.) und hydrologischer Daten (meist Wasserstand) gibt es erst seit ca. zwei Jahrhunderten. Verschiedenste Aspekte und Indikatoren der rezenten Klimaprozesse wurden u. a. von LOZAN et al. (2001) diskutiert. Die Ergebnisse von Klimamodellrechnungen sind seit den 80er-Jahren von hoher politischer Wirkung, denn sie lassen auch auf einen globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg schließen (TITUS et al., 1988), der vom Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC) veröffentlicht und weltweit als Arbeitshypothese akzeptiert wurde (WARRICK u. OERLEMANS, 1990; IPCC, 1992; DE RONDE u. DE VREES, 1991; HOUGHTON et al., 2001). Je nach den verschiedenen Szenarien sind globale Meeresspiegelanstiege von 0,09 m bis 0,88 m pro Jahrhundert zu erwarten. Der wahrscheinlichste Wert wurde mit 0,4–0,5 m angegeben und auch nach neueren Modellläufen nur geringfügig nach unten korrigiert.

Die bei Klimaprozessen auftretenden Wechselwirkungen sind so zahlreich, dass ihre Diskussion den Rahmen sprengen würde. Am Ende des 20. Jahrhunderts führte die zunehmende Aktivität bei der Erforschung möglicher Klimaszenarien zu neuen – auch kontroversen – Ergebnissen. Wie bei den Klimaszenarien selbst ist auch bei den Annahmen zur Wasserstandsentwicklung zwischen robusten Strategien und Annahmen auf Grund temporärer bzw. lokal gemessener Daten zu unterscheiden. Im Rahmen des IHP IV-Projektes der Unesco „*Hydrology, water management and hazard reduction in low-lying coastal regions and deltaic areas, in particular with regard to sea level changes (1991–1996)*“ wurden die Ansätze des IPCC weltweit mit gemessenen Daten verglichen. Es wurde Übereinstimmung darin erzielt, dass bei Gefährdungsanalysen zwischen den langsamen säkularen Prozessen der mittleren jährlichen Wasserstände und den durch Wetteraktivität hervorgerufenen Katastrophen streng zu unterscheiden ist. Unter den in Absatz 2.5.3 geschilderten Umständen wird es nicht für sinnvoll gehalten, Meeresspiegeländerungen für mehr als ein Jahrhundert vorherzusagen. (IHP IV 1996, Recommendation V, Working Group A, Seachange '93: „*Predictions of sea level variation should be made for up to 50–100 years. Any longer predictions may be meaningless*“). Bereits in Abschnitt 2.5.3 wurden die Grenzen von Wasserstandsdaten zur Verifikation von Klimamodelltheorien betont. Der hypothetische Charakter der vom IPCC veröffentlichten Annahmen über globale Meeresspiegeländerungen basiert keineswegs nur auf dem Modellinput (z. B. Annahmen über die zukünftige Emission oder Bindung

von Treibhausgasen), sondern auch auf dem Erkenntnisstand der Naturwissenschaften. Zusammenhänge, die nicht bekannt sind, können weder in Gleichungen noch in Software gefasst werden, neuronale Netze bedürfen vorausgehender Lernphasen usw.

2.6.2 Reaktionen des Ostseewasserstandes

Eustatische Meeresspiegeländerungen des Weltmeeres werden sich wegen der Dichtereaktionen (s. Abschnitt 2.2.3.1) sogar leicht verstärkt auf die Wasserstände der Ostsee auswirken. Aus Abschnitt 2.5.3 ging aber hervor, dass der säkulare Trend zur Abnahme der Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln hauptsächlich aus der Erdkrustenbewegung resultiert und nur die messbaren Schwankungen andere Einflüsse signalisieren. Um zwischen den langsamen Bewegungen von Land und Meeresspiegel zu unterscheiden, müsste die Bewegung der Erdkruste über millimetergenaue Messungen direkt erfasst werden. Dies ist zur Zeit noch nicht möglich. Somit gibt es auf der Basis von Wasserstandsdaten auch keine hypothesenfreien Aussagen über die Größenordnung des eustatischen Effektes. Allerdings lässt sich die Hypothese eines *beschleunigten* Meeresspiegelanstieges gegen die Nullhypothese testen. Auch in der Vergangenheit erfolgte der Meeresspiegelanstieg an der deutschen Küste nicht gleichmäßig, sondern war Schwankungen unterworfen. In der Statistik der letzten 150 Jahre erweisen sich die messbaren Beschleunigungsanteile nicht als signifikant. Das öffentliche Interesse für die Reaktionen der Ostseewasserstandes auf globale und regionale Veränderungen bezieht sich auf praktische Fragen wie den Hochwasserschutz, die Erhaltung oder Renaturierung natürlicher Lebensräume oder die Nachhaltigkeit bei der Gewässernutzung. Aus dieser Sicht braucht die Vorhersage von Wasserstandsänderungen nicht mehrere Jahrhunderte zu betreffen, sondern höchstens 2–3 Generationen (STIGGE, 1997). Die dafür benötigten Prognosen brauchen folglich auch nicht auf Annahmen zu basieren, sondern – die Langsamkeit der Veränderungen lässt es zu – auf gesicherten Erkenntnissen. Als solche sind für die Ostsee ausschließlich die linearen Trends nachgewiesen (vgl. Abschnitt 2.5.3). Es ist aber durchaus wahrscheinlich, dass die den mittleren Wasserstand beeinflussenden Größen zumindest teilweise kausal interpretierbaren Langzeitschwankungen unterworfen sind.

Als ein Entscheidungskriterium für unser Naturverständnis gilt die Varianzanalyse. Die Annahme oder Ablehnung einer Hypothese hängt davon ab, ob nach Abzug der erwarteten Gesetzmäßigkeit die Restvarianz der Daten signifikant abnimmt. Bei der harmonischen Analyse geht man aber auch von a priori wirkenden periodischen Prozessen aus. Dies rechtfertigte die Approximation einer Reihe mittlerer Wasserstände der Beltsee aus Gewässerkundlichen Jahren mit Hilfe nur einiger weniger vorgegebener periodischer Funktionen. Dabei wurde ein mittlerer quadratischer Fehler (MQF) von etwa 2,5 cm erreicht, während sowohl die lineare als auch die quadratische Näherung einen MQF von jeweils 3,1 cm aufwiesen (STIGGE, 1994a). Wie eine aktuelle Wiederholungsrechnung belegt (Abb. 2.47), ist das Ergebnis nicht persistent, veranschaulicht aber, dass sich eine Approximation von Wasserstandsschwankungen eher durch periodische Funktionen erreichen lässt als beispielsweise durch höhere Polynome. Die Anpassung hat sich im Jahre 2000 nur um 2,8 % verschlechtert, und die extrapolierten Werte am Ende des 21. Jahrhunderts liegen nun etwas unter den 1990 extrapolierten Werten. Die immer wieder vermutete Beschleunigung des Meeresspiegelanstieges erwies sich sowohl im Datenmaterial der südwestlichen Ostsee als auch für die Nordsee (TÖPPE, 1994) als statistisch nicht signifikant – man vergleiche die mittleren quadratischen Fehler MQF in Abb. 2.47.

Die mögliche Entwicklung der mittleren Wasserstände im 21. Jahrhundert ist daher wie folgt einzuschätzen:

a) unter Annahme einer anhaltenden rezenten Erdkrustenbewegung – einschließlich eines möglichen eustatischen Effektes – ist an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns von einem statistisch gesicherten langzeitigen Meeresspiegelanstieg zwischen 1,2 mm/a und 1,4 mm/a auszugehen.

b) unter Annahme zyklischer Schwankungen, denen vielfach nachgewiesene Partialtiden zu Grunde liegen, ist mindestens bis in die 30er-Jahre des 21. Jahrhunderts eine zusätzliche Verstärkung des linearen Anstiegs möglich. Dies kann als vorübergehend höherer Trend oder vorübergehende Beschleunigung des Meeresspiegelanstieges verstanden werden. Dass sich diese Abweichungen vom Langzeittrend danach voraussichtlich wieder reduzieren, ergibt sich daraus, dass nur der unter a) genannte Langzeittrend statistisch gesichert ist. Aus heutiger Sicht wird im 21. Jahrhundert ein Anstieg von maximal 24 cm an der Mecklenburgischen Küste für möglich gehalten. Die einzelnen Komponenten der Approximationsfunktion, auf der diese Aussage basiert, sind zwar im Gegensatz zu den unter a) genannten linearen Ansatz nicht statistisch signifikant, die gesamte Approximationsfunktion weist jedoch einen deutlich geringeren Fehler gegenüber den gemessenen Daten auf als die linearer oder quadratischer Ansätze.

c) Bisher gehen weder für die Deutsche Bucht noch für die deutsche Ostseeküste statistisch signifikante Beschleunigungsterme des Meeresspiegelanstieges aus den Pegeldata hervor, d. h., Hypothesen zu Beschleunigungen eines (globalen) Meeresspiegelanstieges werden durch die gemessenen Wasserstandsdaten hier nicht bestätigt. Die Messergebnisse werden zwar durch die rezente Erdkrustenbewegungen modifiziert, es ist aber nicht anzunehmen, dass sich letztere in der südlichen Ostsee im gleichen Maße „abbremst“ und damit eine Beschleunigung des globalen Meeresspiegelanstieges kompensiert. Dies würde offensichtlich

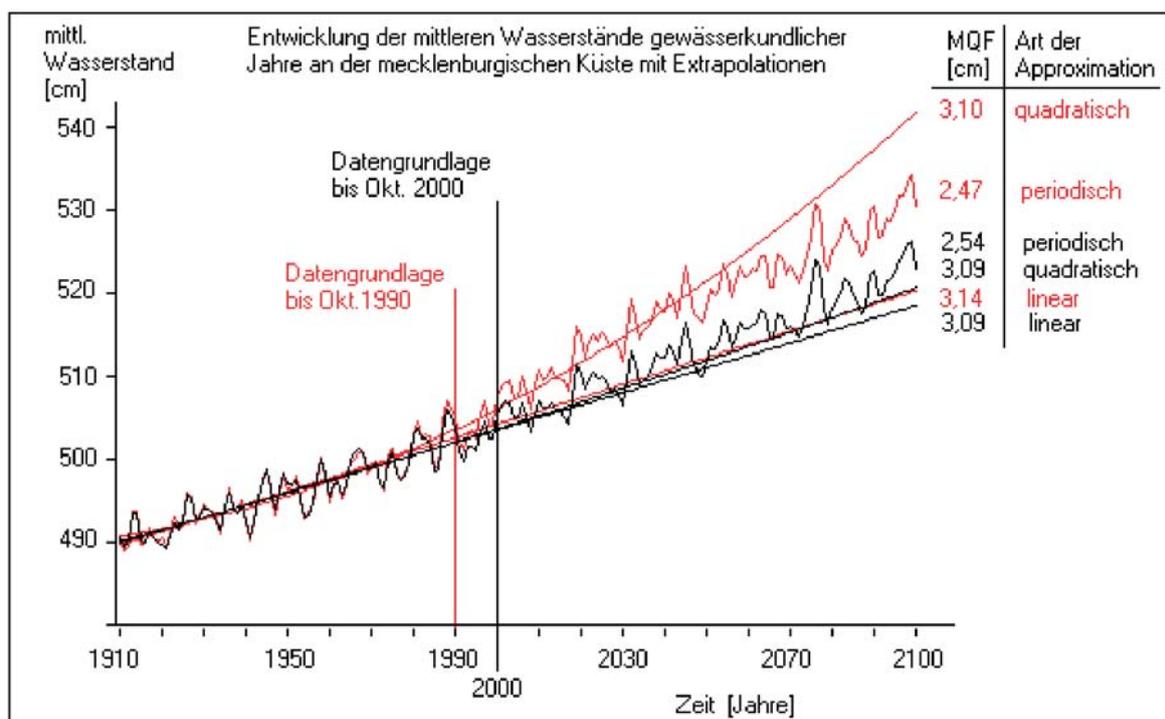


Abb. 2.47: Vergleich verschiedener Approximationsmethoden für die über gewässerkundliche Jahre gemittelten Wasserstände (MW) von Wismar und Warnemünde und deren Mittl. Quadr. Fehler (MQF)

bedeuten, dass sich im nördlichen Ostseeraum auch die Küstenhebung vermindern müsste, so dass sich dort beide Effekte addieren und enorme Beschleunigungen des relativen Meeresspiegelanstiegs in der Bottensee hervorrufen müssten – was aber nicht der Fall ist.

2.6.3 K o n s e q u e n z e n

Angesichts der IPCC-Annahmen (s. HOUGHTON, 2001) zielt die Frage nach zukünftigen Küstenschutzstrategien nicht nur auf Deicherhöhungen, sondern auch auf den Verzicht aufwendiger konventioneller Präventivmaßnahmen, wenn am Ende der Entwicklung ohnehin nur „Rückzug“ sinnvoll wäre. Aus den bisher gemessenen mittleren Wasserständen ergeben sich für Letzteres jedoch keine Anzeichen. Die Erhöhung des mittleren Wasserstandes deutet sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts für die südliche Ostsee mit maximal 24 cm/Jhd. (langfristig nur mit 14 cm/Jhd.) an. Ohne einer Gesamteinschätzung – die sich erst an die Abschätzung zukünftiger Sturmflutszenarien (s. Abschnitt 3.5) anschließen kann – vorgeifen zu wollen, sollte dieser Prozess mit dem ohnehin stets erforderlichen gesellschaftlichen Engagement auch weiterhin beherrschbar bleiben.