

3. Hoch- und Niedrigwasser

3.1 Allgemeine Bedeutung

3.1.1 Sehr hohe und sehr niedrige Wasserstände im Leben der Küstenbewohner

Stürme und Orkane haben von jeher eine gravierende Bedeutung für Küstenregionen, wirken sie sich doch hier ungleich heftiger aus als im Binnenland. Neben den generellen Sturmschäden und Behinderungen kommen an der Küste vor allem noch das Erliegen des Schiffsverkehrs und Hafenbetriebes sowie Havarien auf See hinzu. Besonders katastrophale Ausmaße nehmen sie dann an, wenn weiträumig anhaltender auflandiger Sturm zusätzlich den Meeresspiegel stark, im äußersten Fall um mehrere Meter, ansteigen lässt. Richten allein die Überschwemmungen während dieser Extremsturmfluten schon erhebliche Zerstörungen an, so addiert sich zu jenen die große Energie der auflaufenden Wassermassen mit Seegang und Brandung. Stark beschädigte Hafenanlagen und Küstenschutzbauten, gestrandete Schiffe, abgestürzte Steilufer und verwüstete Strände, mitunter auch Menschenverluste, sind das Resultat. Das gilt im globalen Maßstab (GÖNNERT et al., 2001) ebenso wie für die deutschen Küsten. An der Ostseeküste entstehen Sturmfluten zwar seltener; in ihren Auswirkungen können sie jedoch ebenso folgenschwer sein wie an der Nordsee. Die meist relativ langen Zeiträume zwischen zwei schweren Ostseesturmfluten dürfen aber keineswegs darüber hinwegtäuschen, dass ein ähnliches Ereignis jederzeit wieder möglich ist. Das gilt selbst für ein „singuläres Ereignis“ wie die bisher verheerendste Flut vom November 1872 (JENSEN u. TÖPPE, 1990). Wenn auch bei der 1995er-Sturmflut trotz erheblicher Zerstörungen an der Küste die durch Hochwasserschutzwerke gesicherten Orte ohne Schäden blieben, darf dennoch nie vergessen werden, dass 1872 über 270 Menschen ihr Leben verloren und mindestens 120 Schiffe verunglückten. Etwa 75 Schiffbrüche traten allein an der heutigen deutschen Küste auf (KIEKSEE, 1972; LACHS u. ZOLLMANN, 1989). In Mecklenburg und Vorpommern gab es mehr als 20 schwerwiegende Küstendurchbrüche. Einen zum Jahresende 1913 eingetretenen Sturmflutschaden zeigt Abb. 3.1.

Es nimmt daher nicht wunder, dass die Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste auch in Volkssagen und in der Heimatliteratur vorkommen. Bekanntestes Beispiel ist die wiederholt neu interpretierte Sage von der als Folge einer Flut untergegangenen Stadt Vineta. Viel gelesen und immer wieder aufgelegt werden beispielsweise die Werke von FRIEDRICH SPIELHAGEN „Sturmflut“ und von der Fischland-Dichterin KÄTHE MIETHE „Die Flut“.

Die negativen Auswirkungen sehr niedriger Wasserstände sind viel geringer als die der Sturmfluten. Sie beschränken sich auf die auch bei anderen Sturmwetterlagen auftretenden Schäden und Beeinträchtigungen. Sturmniedrigwasser können jedoch mitunter zu bemerkenswerten Störungen und Schäden führen (Abb. 3.2). Auf die Bedeutung solcher Ereignisse ist in jüngster Vergangenheit besonders in schwedischen Veröffentlichungen (TÖRNEVIK, 1977; HOLMSTRÖM u. STOKES, 1978; NYBERG, 1983), aber auch von BIRR (1968) und SCHMAGER (1984, 1989) hingewiesen worden. Zuverlässige Wasserstandsinformationen sind unabdingbar für das sichere Navigieren von Schiffen mit großem Tiefgang in den nautisch komplizierten Gewässern der westlichen Ostsee, in den Belten und im Sund. Eine Reihe von Grundberührungen in den letzten Jahren im Gebiet der Kadet-Rinne weisen auf die Aktualität dieser Forderung hin. Niedriger Wasserstand war in den meisten Fällen zwar nicht die Ursache, aber es ist kaum abzuschätzen, welche Schäden Natur und Umwelt zusätzlich erleiden würden, wenn Niedrigwasser als Havarieursache mit in Erscheinung träte. Im



Abb. 3.1: Durch die Sturmflut am 30./31.12.1913 zerstörte Eisenbahnbrücke (Klör-Brücke) zwischen Bresewitz und Pruchten in Vorpommern (Darß-Zingster Boddengewässer). Foto: Archiv HUPFER

küstennahen Bereich wird die Schifffahrt durch die reduzierten Fahrwassertiefen erheblich gestört, insbesondere auch der Fährverkehr zwischen Küstenorten. Kleine Häfen können trocken fallen (Abb. 3.2).

Als Vorteil ist dagegen die Möglichkeit der direkten Untersuchung der dann sichtbar gewordenen Schorre zu sehen. Für die Förden, Haffs und Bodden ist zudem ein intensiver Ausstrom mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten zur Ostsee zu beobachten, der von nicht unerheblicher ökologischer Bedeutung für diese Gewässer ist.

Jede große Sturmflut wirft zahlreiche Fragen auf, initiiert neue Forschungsimpulse. Dabei geht es primär um die spezifischen Entstehungs- und Wirkungsbedingungen sowie ihre lokale Modifizierung und Häufigkeit, um zuverlässige Kurz- und Langfristprognoseverfahren (unter Berücksichtigung des Einflusses des säkularen Meeresspiegelanstiegs) sowie um die notwendigen Gegenmaßnahmen und um einen effektiven Hochwasserschutz.

Von so verheerenden Naturkatastrophen des 20. Jahrhunderts wie die Holland-Sturmflut 1953 und die Hamburger Sturmflut von 1962 ist die deutsche Ostseeküste weitgehend verschont worden. Aber Gedenk- und Erinnerungstafeln sowie Wasserstandsmarken halten die Erinnerung insbesondere an die in der westlichen Ostsee bisher einmalige Naturkatastrophe wach, nämlich an das Sturmhochwasser vom 12./13. November 1872 an der deutschen, dänischen und schwedischen Ostseeküste (s. Abschn. 3.1.2).

In der Historie bisher einmalig ist die Sommersturmflut vom 28. August 1989 (in Zusammenhang mit dem Wendtorf-Orkan; NEEMANN, 1994; s. a. Abschn. 3.3.1.2.2), die katastrophale Schäden in den Yachthäfen der Kieler Bucht angerichtet hat. Die MÜNCHENER RÜCKVERSICHERUNGSGESELLSCHAFT (1999) schätzte den Gesamtschaden dieses Sommerorkans auf rund 25 Mio. DM.

Der Tab. 3.1 sind aus der Zusammenstellung von 17 Sturmfluten Einzelheiten über erreichte Wasserstände, Entstehung, Schäden und Merkmale zu entnehmen.



Abb. 3.2: Sturmniedrigwasser (bis 105 cm unter NN) am 2.11.1965 in Stralsund. Im Seglerhafen an der Nordmole liegen die Boote trocken. Foto: BIRR (1968)

3.1.2 Sturmflutkatastrophen und Wasserstandsmarken

Ohne Zweifel sind Angaben über Sturmfluten dann von besonderer praktischer und wissenschaftlicher Relevanz, wenn zumindest auch die jeweiligen Scheitelwasserstände bekannt sind. Im Gegensatz zur Nordseeküste, wo schon seit 120 v.u.Z. Sturmflutzeugnisse nachgewiesen sind, existiert der älteste Hinweis auf eine Ostseesturmflut erst aus dem Jahre 1044. Mit Beginn des 14. Jahrhunderts sind weitergehende Informationen in den Chroniken solcher Städte wie Lübeck, Wismar und Stralsund zu finden (KRÜGER, 1911). Dazu gehören die sehr schweren Sturmfluten von 1304, 1320 und 1449, die über 2,5 m Fluthöhe erreicht haben sollen. Brauchbare Höhenangaben sind erstmalig nur für Lübeck vom 30. November 1320 mit 3,1 bis 3,2 m über Mittelwasser (ü. MW) überliefert. Erst wieder zur Sturmflut am 10. Februar 1625 erscheinen die nächsten und offensichtlich exakteren Höhenwerte. Dass diese bis heute dokumentiert sind, ist den Sturmfluttafeln bzw. Wasserstandsmarken in Lübeck, Travemünde und Rostock zu verdanken (2,84 m, 2,80 m und 3,06 m ü. MW). Der Wert für 1625 wurde in Lübeck auf Grund der Sturmflutmarke am Blauen Turm (BERG, 1999) bestimmt, der für Rostock ebenfalls nach Fluttafeln (KOLP, 1955). Höhenzuordnungen der Pegel sind erst seit 1825 vorgenommen worden. Die festgestellten Sturmfluthöhen besitzen eine enge Relation zu den immensen Verlusten an Menschenleben und materiellen Gütern (über 9000 Tote), die als Folge dieser Sturmflut zu beklagen waren.

Selbstredend hinterlässt jeder erhöhte Wasserstand bestimmte Spuren. Doch werden beispielsweise Spülsäume oder Treibselinien (Teekgrenzen), Durchfeuchtungen an Kliffs und Bauwerken nicht unmittelbar durch Nivellements aufgemessen und dauerhaft vermarktet, ist von ihnen nach kurzer Zeit nichts mehr zu erkennen. So ist von 32 Hochwassermarkierungen nach der Sturmflut vom 31. Dezember 1904 zwischen Ahrenshoop und

Wittow (Vorpommern), die durch die Wasserbauinspektion Stralsund erfolgten, keine erhalten geblieben (LANDESARCHIV GREIFSWALD, 1905). Nur in solchen Fällen, wo rechtzeitig feste Marken vor allem auf Stein- oder Metallplatten angebracht wurden, besteht die Chance, dass sie der Nachwelt von dem Geschehen künden. Das impliziert gleichermaßen ihre kontinuierliche „Pflege“, wie es vorbildlich am Neubau des Kaufhauses Krull in Zingst demonstriert wird. Als schlechtes Beispiel sind dagegen die Markierungen mit Teer von 1872, 1883, 1904 und 1913 am ehemaligen Lotsenschuppen in Thiessow (Rügen) anzusehen, die teilweise nicht mehr zu identifizieren sind. Beispiele von Sturmflutmarken sind in den Abb. 3.3 und 3.4 enthalten. Auch frühere Extremfluten sind durch ihre Wasserstandsmarken belegt (vor 1872):

10. Januar 1694 (Lübeck 2,86 m, Schleswig 2,71 m und Flensburg 2,70 m ü. MW),
 19. Dezember 1835 (Flensburg 2,54 m ü. MW),
 26. Dezember 1836 (Lübeck 2,20 m ü. MW) und
 30. Dezember 1867 (Lübeck 2,04 m ü. MW).

Tab. 3.1: Überblick zu herausragenden Sturmhochwasserereignissen an der deutschen Ostseeküste, nach BAERENS (1998)

Datum	Scheitelhöhe cm ü. NN	Bemerkungen	Literatur
12./13. 11. 1872	Flensburg: 308 Schleimünde: 321 Kiel: 297 Travemünde: 330 Wismar: 284 Warnemünde: 245 Stralsund: 241 Greifswald: 266	Massiver Einstrom von Nordseewasser in die Ostsee unmittelbar vorher; durch anhaltende Westwinde Anstau des Wassers in der nördlichen Ostsee	BAENSCH (1875), COLDING (1882), RODLOFF (1972)
30./31. 12. 1904	Greifswald: 239 Wismar: 228 Flensburg: 224 Kiel: 224	Schwere Zerstörungen südlich und östlich der Insel Rügen	NIESE (1910), KRÜGER (1911)
29./30. 12. 1913	Stralsund: 232 Greifswald: 210 Wismar: 208 Travemünde: 197	Wasserstand lag an deutscher Ostseeküste vor dem Ereignis bereits bei 50 bis 90 cm ü. NN. Maximum in den Darß-Zingster Bodden 30./31.12., s. Abb. 3.1	FRIEDRICHSEN (1914)
4. 1. 1954	Wismar: 210 Travemünde: 202 Neustadt/H.: 185 Greifswald: 182	Nach erstmaliger Beobachtung wanderte die Sturmflut auslösende Tief vom Europäischen Nordmeer kommend über Skandinavien entlang der finnischen Küste südwärts bis Polen und von dort in westlicher Richtung nach Holland. Beträchtliche Abtragungen an Steilküsten Schleswig-Holsteins	PETERSEN (1954) WEYL (1954) KANNENBERG (1955) KOLP (1955) VILKNER (1955) MIEHLKE (1956) TROLL (1956)

Datum	Scheitelhöhe cm ü. NN	Bemerkungen	Literatur
3./4. 11. 1995	Flensburg: 181 Kiel: 199 Travemünde: 184 Wismar: 202 Warnemünde: 160 Stralsund: 164 Greifswald: 179	Windstauereignis; eine der schwersten beobachteten Sturmfluten an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns der letzten 125 Jahre, s. Abschn. 3.1.3 (vgl. auch Tab. 3.2)	MBLU'96 (1996)
13. 2. 1979	Kiel: 193 Flensburg: 181 Schleimünde: 181 Travemünde: 181	Durch beständig starke Winde aus Nordost verursachte lange Andauer der Sturmflutsituation, Wasserstand ca. 48 Std. oberhalb 100 cm ü. NN	EIBEN u. SINDERN (1979), KRUHL (1979)
12./13. 1. 1987	Travemünde: 178 Kiel: 172 Wismar: 169 Schleimünde: 159	Windstauereignis; durch Meereisbildung Verringerung der Brandungsenergie und damit geringerer Rückgang an Steilküsten Schleswig-Holsteins (Prognose: 4 m, tatsächlicher Abtrag: 1,6 m im Mittel über den gesamten Steilküstenabschnitt)	EIBEN (1989), SCHWARZER (1989), STERR (1989)
1./2. 3. 1949	Greifswald: 180 Wismar: 174 Warnemünde: 150 Kiel: 150	Windstauereignis, schwere Schäden auf dem Darß	REINHARD (1949a, 1949b)
14. 1. 1960	Kiel: 177 Travemünde: 165 Wismar: 155 Flensburg: 152	Überlagerung von Windstau mit Eigenschwingung, Schäden an Steilufern und Dünen in Schleswig-Holstein	KNEPPLE (1961)
28. 8. 1989	Kiel: 173 Travemünde: 166 Neustadt/H.: 151 Mar.leuchte: 150	Erstmals beobachtete schwere Sturmflut im Sommer (Wendtorf-Orkan, s. Abschn. 3.3.1.2.2)	NEEMANN (1994)
28. 12. 1978	Kiel: 170 Flensburg: 166 Schleimünde: 151 Travemünde: 140	Sehr lange Andauer, Wasserstand ca. 84 Stunden oberhalb 100 cm ü. NN, verursacht durch beständig starke Winde aus Nordost	EIBEN u. SINDERN (1979), KRUHL (1979)
13. 1. 1957	Flensburg: 160 Travemünde: 156 Kiel: 152 Wismar: 127	Abtragung an Steilküste Westmecklenburgs bis zu 6 m, an Dünenküste bis 14 m	ROGGE u. MIEHLKE (1957)

Datum	Scheitelhöhe cm ü. NN	Bemerkungen	Literatur
19. 12. 1986	Koserow: 142 Wismar: 137 Warnemünde: 125 Greifswald: 118	Durch Südwest-Winde Abfließen des Wassers in die nördliche Ostsee, nachfolgende Drehung des Windes auf Nordost über der Ostsee verstärkt den Anstau des Wassers an der südwestlichen Ostseeküste	EIBEN (1989)
15. 1. 1963	Travemünde: 115 Kiel: 113 Warnemünde: 108 Neustadt/Holst.: 106	2 bis 3 km breiter Festeissaum vor der mecklenburgischen Küste verhinderte höheren Wasserstandsanstieg trotz stürmischer Nordost-Winde über der Ostsee	SCHÜTZLER (1963)
3. 12. 1986	Flensburg: 111 Kiel: 108	Durch vorangegangene Südwest- bzw. West-Winde Abfließen des Wassers in die nördliche Ostsee, beim Nachlassen des Windes Rückschwappen und Anstau des Wassers an der südwestlichen Ostseeküste	EIBEN (1989)
18.10.1967	Greifswald: 108 Flensburg: 107 Saßnitz: 105 Kiel: 100	Gekoppeltes Niedrigwasser-Hochwasser-Ereignis; Winde aus Nordwest bis Nord begünstigten das Rücklaufen der in der östlichen Ostsee gestauten Wassermassen	CORRENS (1973)

Warum Markierungen für 1784 (Lübeck ca. 2,8 m ü. MW) und 1825 (Warnemünde 2,5 m ü. MW) fehlen, ist nicht bekannt. Die meisten Flutmarken hat die bisher schwerste Sturmflut vom 13.11.1872 hinterlassen. Sowohl dadurch als auch durch den Pegel- (1810 erste Pegelinstruktion, 1826 Pegel Travemünde) und Wetterdienst (1852 Küstenstationen Kirchdorf/Poel, Rostock und Wustrow/Fischland; 1864 Sturmwarnungen) war es möglich, ein Bild der meteorologischen Bedingungen und der Wasserstandsentwicklung dieses exzeptionellen Hochwassers zu bekommen. BAENSCH legte dazu schon 1875 die erste wissenschaftliche Bearbeitung einer Sturmflut vor. Aus diesem Kontext heraus erwächst genauso die gegenwärtige Bedeutung der vorhandenen Flutmarken. Unter Voraussetzung ihrer verbürgten Höhenlage bieten sie eine akzeptable Basis für die Berechnung des Bemessungshochwasserstandes, der als Maßstab für sichere Hochwasserschutzbauten gilt. Fast in jeder Ostseestadt und in mehreren Badeorten sind Marken zu finden. Allein von 17 von ihnen wird zwischen Schlei und Flensburger Förde berichtet (PETERSEN u. ROHDE, 1991). Eckernförde hatte allein 11 ausschließlich von der 1872er Flut stammende Marken. Für Schleswig-Holstein dürften weitere noch hinzukommen. Nach WOLF (1999) und Recherchen von BIRR (1999b) hat es in Mecklenburg-Vorpommern mindestens 38 Marken gegeben (ohne die 32 von 1904), außerdem zwei Gedenksteine ohne Höhenbezug. Davon entfallen 23 auf 1872, je eine auf 1625, 1874, 1883 und 1949, zwei auf 1904, vier auf 1913 und fünf auf 1995. Leider existieren 12 Marken nicht mehr, darunter 11 von 1872. Etliche sind nur bzw. glücklicherweise als Kopien oder Nachbildungen erhalten geblieben. Es ist nun-

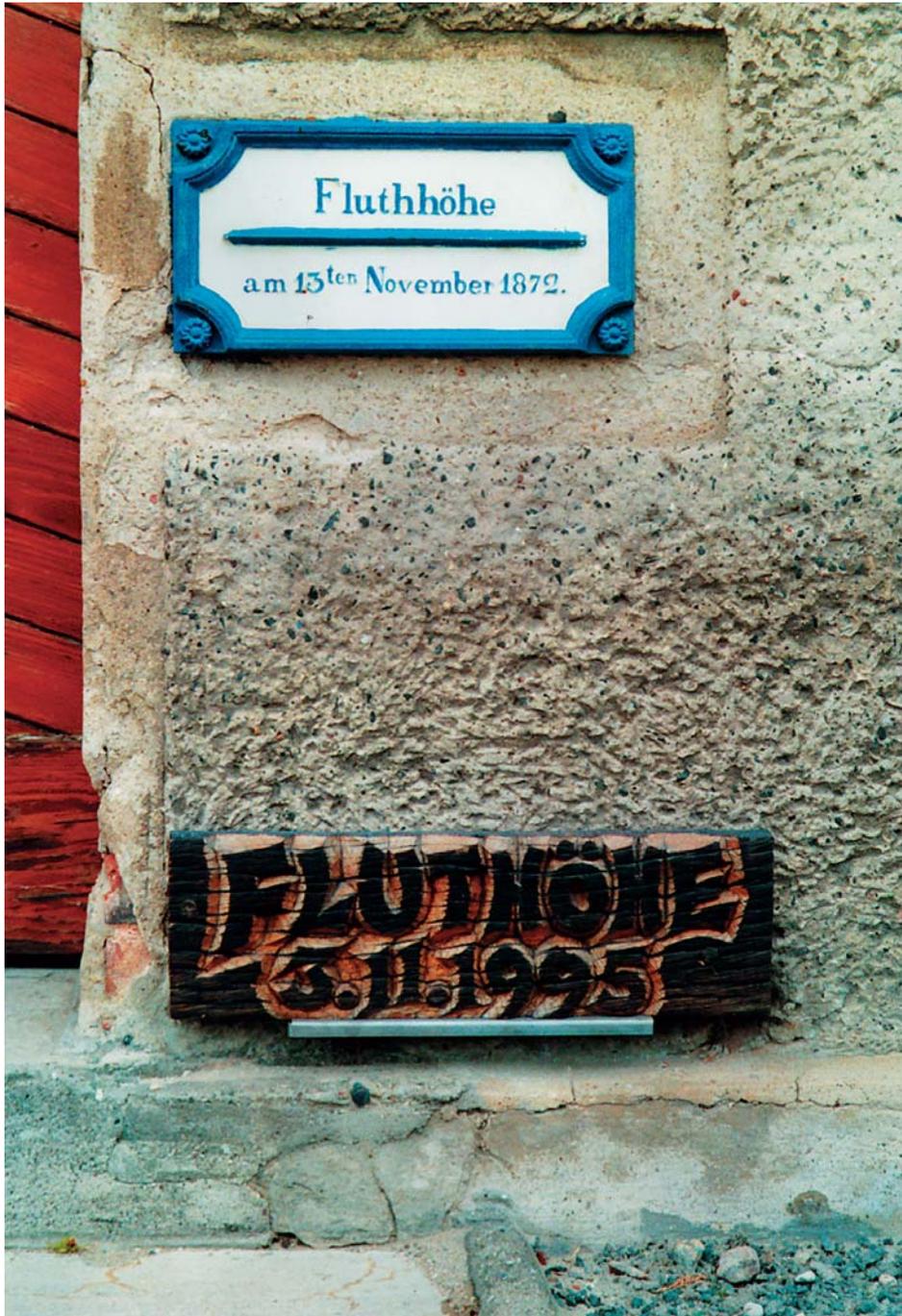


Abb. 3.3: Sturmflutmarken in Greifswald-Wieck (altes Hafenam) vom 13.11.1872 und 3.11.1995.
Foto: BIRR (April 1999)

mehr allerhöchste Zeit, wenigstens die selten gewordenen originalen Wasserstandsmarken zu bewahren und ihnen einen ausreichenden Schutzstatus zu geben (besonders Flensburg, Travemünde, Lübeck, Wismar/Baumhaus, Thiessow und Greifswald-Wieck). Nur so lässt sich in der Öffentlichkeit die Erinnerung an diese Sturmfluten wach halten und darauf orientieren, dass derartige Katastrophen nach wie vor eintreten können. So musste der Schweriner Landtag nach der 1995er Flut zur Kenntnis nehmen, dass das Gefährdungsbewusstsein der Bevölkerung sowie der Verwaltungen und Unternehmen erschreckend niedrig ist (MBLU'96, 1996).

3.1.3 Analyse eines Fallbeispiels: Die Sturmflut vom 3./4. 11. 1995

Auf die Wucht und zerstörerische Kraft von Sturmfluten hat in jüngster Vergangenheit das schon erwähnte Sturmhochwasser von Anfang November 1995 aufmerksam gemacht, bei dem an einigen Orten entlang der deutschen Ostseeküste Wasserstände um 200 cm ü. NN beobachtet wurden. Die Schäden an der Küste und den Küstenschutzeinrichtungen waren beträchtlich (Abb. 3.5).

Die letzte Sturmflut im 20. Jahrhundert fand am 3. und 4. 11. 1995 statt. Sie gehörte an der deutschen Ostseeküste zu den schwersten seit 1872 (Tab. 3.1). Diesem Ereignis ging eine Erhöhung des Füllungsgrades der Ostsee infolge von Einstrom salzreicheren Wassers aus dem Übergangsgebiet bzw. der Nordsee voraus (vgl. Abschn. 3.3.3.1). Dies wurde durch nordwestliche Luftströmungen über der Nordsee, dem Skagerrak und der westlichen Ostsee etwa 7 Tage und durch Südwest-Winde über den übrigen Teilen der Ostsee etwa 12 Tage (mit einer Unterbrechung vom 29.–31. Oktober infolge Hochdruckeinfluss) vor dem Eintrittstermin ermöglicht (s. auch Abschn. 3.3.1.1).

Die verursachende Wetterlage kann durch ein Sturmtief beschrieben werden, das am 2.11. um 0 Uhr UTC mit seinem Kern über Nordschweden und Nordfinnland lag. Ein weiteres Bodentief befand sich währenddessen mit dem Kern über dem Baltikum. Beide Zyklo- nen bewirkten zusammen mit einem Hochdruckgebiet über dem Nordatlantik einen schwa-



Abb. 3.4: Sturmflutmarken in Travemünde, Vorderreihe 7, vom 10.2.1625 (links) und 13.11.1872 (rechts).
Foto: BIRR (September 2000)

Die Inschrift auf der weißen Tafel lautet::

Ao 1625 DEN X FEBER
HET DET WATER SO
HOCH GESTAN UNDER
DISSEN STEIN



Abb. 3.5: Vom Abstürzen bedrohtes Gebäude an einem abgebrochenen Kliff.
Foto: MBLU'96 (1996)

chen Nordwind über der Ostsee. Das nur als Bodentief ausgebildete Baltische Tiefdruckgebiet wurde mit der Höhenströmung bis zum Ereignistag in nordöstliche Richtung transportiert. Das steuernde Tief verlagerte sich mit einer Verschärfung des Höhentropes in südöstliche Richtung nach Polen. Am 4. 11. lag das Tiefdrucksystem mit seinen Kernen östlich der Ostsee (Abb. 3.6). Die damit verbundene großräumige Nord- bis Nordostströmung auf der Rückseite des Tiefdrucksystems sorgte mit einer Streichlänge von den Åland-Inseln und dem Finnischen Meerbusen im Norden bis zur deutschen Ostseeküste im Süden einerseits für einen Wasserstau an dieser Küste mit Wasser aus der nördlichen bis westlichen Ostsee, während andererseits die Windverteilung ein schnelles Abfließen des angestauten Wassers durch Beltsee und Kattegat in Richtung Nordsee verhinderte.

In Abb. 3.7 ist die Entwicklung des Wasserstandes an einigen Stationen zwischen 1. und 8.11.1995 aufgetragen (s.a. Abb. 3.45 mit der Zeitreihe des Wasserstandes in Travemünde vom 25.10. und 27.11.). Die bereits erwähnte Winddrehung auf nördliche Richtungen in der zweiten Hälfte des 1.11., d. h. 2,5 Tage vor dem Sturmflutereignis, zeigt sich auch im Wasserstandsverlauf. Mit der Winddrehung begannen die Wasserstände an der deutschen Küste zu steigen. Dies steht im Einklang mit einem gleichzeitigen Fall des mittleren Wasserstandes der Ostsee (Pegel Landsort). Das verringerte den Wasserstau in der nördlichen Ostsee und erschwerte das Abfließen des Wassers aus der Ostsee heraus. Nach einem vorübergehenden Rückgang der Wasserstände nach der Abschwächung des Windes kam es dann zu einem rapiden Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Küste und zur Auslösung der schweren Sturmflut (Tab. 3.2). Wie aus Abb. 3.7 zu ersehen ist, zeigen die Ostseepegel einen zyklisch anmutenden Verlauf, der im Laufe des 7.11. noch einmal an einigen Stationen zur Überschreitung der Sturmflutschwelle von 100 cm ü. NN (s. Abschn. 3.2) führte. Die Entwicklung des Wasserstandes lässt darauf schließen, dass an der Entstehung des Ereignisses hydrodynamische Schwingungen des Wasserkörpers beteiligt gewesen sind, worauf im Abschn. 3.3.3.2. genauer eingegangen wird. Wie aus Tab. 3.2 zu ersehen ist, sind Scheitelwerte zeitlich so versetzt, dass die Maximalwerte tendenziell umso später erreicht werden, je weiter west-

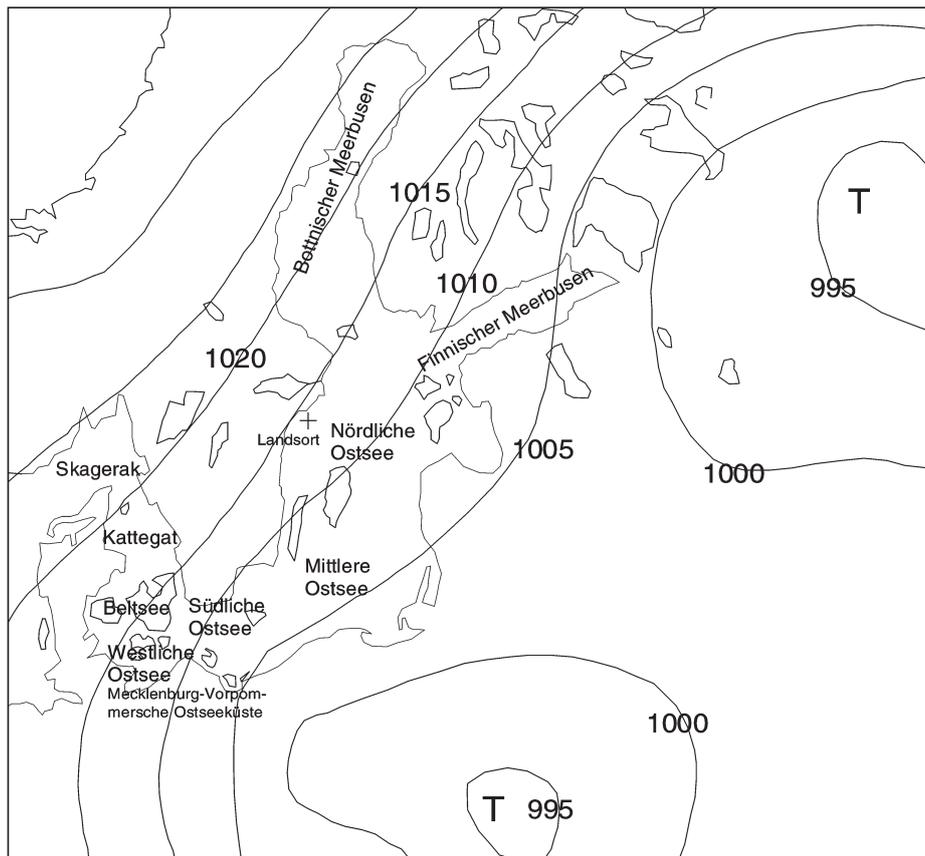


Abb. 3.6: Bodenluftdruckverteilung am 4.11.1995 (Europäischer Wetterbericht 0 Uhr UTC) in einer vereinfachten Darstellung der Ostsee, nach BECKMANN u. TETZLAFF (1996)

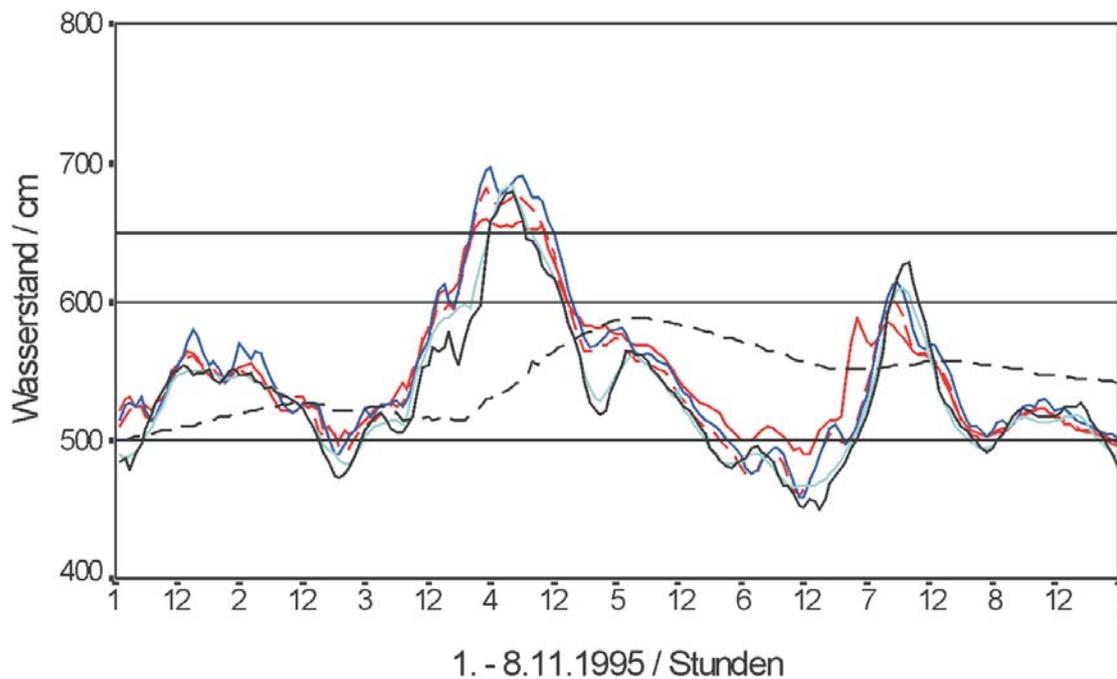


Abb. 3.7: Stundenwerte des Wasserstandes für die Stationen Flensburg (schwarz), Kiel (grün), Travemünde (rot gestrichelt), Lübeck (blau), Warnemünde (rot) und Althagen (schwarz gestrichelt). Daten: BSH

lich der betreffende Ort liegt. In Abb. 3.7 ist auch die nach Phase und Amplitude im Vergleich zu den ostseeneren Stationen stark modifizierte Kurve für den im Saaler Bodden gelegenen Pegel Althagen enthalten, die als typisch für das dämpfende und verzögernde Ansprechen der inneren Küstengewässer auf Ostseeprozesse gelten kann (vgl. Abschn. 3.3.4 und Kap. 2, Abb. 2.39). Diese Effekte sind auch aus den diesbezüglichen Angaben in Tab. 3.2 zu entnehmen.

Auf dieses bemerkenswerte Sturmhochwasserereignis wird nachfolgend an verschiedenen Stellen eingegangen (s. Abschn. 3.3.3.2 und 3.3.4. sowie Kap. 4).

Tab. 3.2: Maximale Wasserstände an der deutschen Ostseeküste im November 1995
Daten: BSH. PNP = Pegelnullpunkt

Pegel	Scheitelwert cm ü. PNP	Tag/Zeit MEZ	Höchstes Stundenmittel cm ü. PNP	Tag/Stunde MEZ
Ostsee:				
Flensburg	681	4. / 02.50	679	4. / 04–05
Kiel (Leuchtturm)	686	4. / 03.10	684	4. / 03–04
Travemünde	684	3. / 22.30	682	3. / 22–23
Lübeck	699	3. / 23.00	697	3. / 23–24
Wismar	702	3. / 22.00	702	3. / 21–22
Warnemünde	660	3. / 23.00	660	3. / 22–23
Sassnitz	637	3. / 21.20	632	3. / 20–21
Bodden:				
Stralsund	664	4. / 01.30	663	3. / 22–01
Barhöft	642	4. / 07.00	642	4. / 06–08
Barth	630	4. / 10.00	630	4. / 09–10
Althagen	589	5. / 03.00	589	5. / 02–06

3.2 Begriffe

3.2.1 Terminologie und Definitionen

Hohe Wasserstände werden in der deutschen Sprache meistens einheitlich und unabhängig davon, ob sie an der Nordsee- oder Ostseeküste auftreten, als Sturmfluten bezeichnet. Erst in den 1940er Jahren setzte man sich zunehmend mit der Unterschiedlichkeit der Phänomene an Nordsee- und Ostseeküste auseinander. Während an der gezeitengeprägten Nordsee das Tidegeschehen aufgrund der meteorologischen Einflüsse verstärkt oder abgeschwächt, vor allem aber die astronomische Tide vom Windstau überlagert wird (SIEFERT, 1997), kann in der Ostsee bei ähnlichen meteorologischen Einflüssen nicht von einer ozeanographisch gleichartigen Erscheinung gesprochen werden. In der Ostsee haben einerseits die Gezeiten eine untergeordnete Bedeutung, so dass der Begriff „Sturmflut“ im Sinne von „Sturmtide“ den dortigen Verhältnissen nicht entspräche. Andererseits ist die fast abgeschlossene Beckengestalt der Ostsee für die Entwicklung von sehr hohen Wasserständen grundsätzlich prägend, so dass auch nicht von einer einfachen Überlagerung des mittleren Wasserstandes durch Windstau ausgegangen werden kann. Allerdings rechtfertigt die Ähnlichkeit des Phänomens an Ost- und Nordseeküste im Hinblick auf die meteorologischen

Grundbedingungen, das äußere Erscheinungsbild und teilweise auch auf die Folgen, den Begriff „Sturmflut“ für extrem hohe Wasserstände an der Ostseeküste zu verwenden (KANNENBERG, 1954). So ist nach STIGGE (1996) der Begriff „Sturmflut“ für die Ostsee nur als Überflutung sonst vom Wasser unbeeinflusster Küstenabschnitte infolge von Sturm zu interpretieren. KANNENBERG (1954) bezeichnet diese positiven Wasserstandsschwankungen auch als Hochwasser. STIGGE (1996) weist jedoch darauf hin, dass der Begriff Hochwasser einzig und allein den Sachverhalt hoher Wasserstände beschreibt, wobei weder die Ursache Sturm noch die Überflutung impliziert werden. Bereits WASMUND (1939) prägte für extrem niedrige und extrem hohe Wasserstände in der Ostsee die Begriffe „Sturmniedrigwasser“ (SNW) und „Sturmhochwasser“ (SHW). Diese Begriffe deuten zunächst auf außergewöhnlich niedrige bzw. hohe Wasserstände hin und weisen außerdem einen ursächlichen Zusammenhang auf.

Die Ausführungen verdeutlichen, dass mehrere Begriffe für dasselbe Phänomen stehen können. Sollen Ursache und Erscheinung extrem hoher Wasserstände in der Ostsee begrifflich erfasst werden, bietet sich neben dem Begriff „Sturmflut“ der Ausdruck „Sturmhochwasser“ an. Bei der Festlegung der DIN-Normen (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1994) hat man sich inzwischen auf einen einheitlichen Thesaurus „Sturmflut“ für Nord- und Ostsee geeinigt. Dabei bleibt jedoch das Phänomen extrem niedriger Wasserstände, die häufig mit den extrem hohen Wasserständen in der Ostsee in Zusammenhang stehen, unberücksichtigt. Allerdings wird in DIN 4049-3, Nr. 2.2.6, der Begriff Windsunk gebraucht. Darunter wird die durch Wind verursachte Absenkung des Wasserstandes als Gegenstück zum Begriff Windstau verwendet. Da das logische Pendant zu „Sturmflut“ – „Sturmebbe“ sinngemäß nicht vom Tidegeschehen zu trennen wäre, sollte für sehr niedrige Wasserstände in der Ostsee der Begriff „Sturmniedrigwasser“ verwendet werden. Für besonders hohe Wasserstände werden im Folgenden beide Begriffe, sowohl „Sturmflut“ als auch „Sturmhochwasser“ auftauchen, wobei der Begriff Sturmflut jedoch ausdrücklich nicht im Sinne von „Sturmtide“ zu verstehen ist. Wenn von Extremereignissen die Rede ist, sind alle Arten von Sturmfluten und/oder Sturmniedrigwasser-Fällen gemeint.

Die Ergebnisse von Sturmflut-Untersuchungen stehen in engem Zusammenhang mit der Definition dieses Phänomens. Entscheidend ist, nach welchen Kriterien ein hoher Wasserstand als Sturmflutereignis gewertet wird. Bei der Definition von Sturmfluten und deren Klassifikation in leichte, schwere und sehr schwere Ereignisse (oder wie in dieser Arbeit in leichte, mittlere und schwere) stehen je nach Fragestellung verschiedene Kriterien im Vordergrund. Auch wenn man die Definition von Ostseesturmfluten in verschiedenen Quellen vergleicht, wird deutlich, dass diese keineswegs einheitlich sind (vgl. Tab. 3.3). KRÜGER (1911) verweist bereits auf die Schwierigkeit einer genauen Bestimmung von Sturmflutkriterien. Soll diese jedoch erfolgen, müssten ganz bestimmte Höhen festgelegt werden, über die sich der Wasserstand erhebt. Mit dem Hinweis auf die Willkür einer solchen Festlegung auch im Hinblick auf die überlieferten Sturmflutereignisse früherer Jahrhunderte, deren Aufzeichnung ebenfalls keine Kriterien zugrunde lagen, definiert er Sturmfluten lediglich mit der Festlegung einer ungefähren untersten Höhengrenze, die er in dem Bereich von 1,25 bis 1,30 m ü. MW ansetzt.

VON BÜLOW (1954a, b) bestimmt Sturmfluten hingegen nach Ausmaß des angerichteten materiellen Schadens und legt über diesen die Grenzen verschieden starker Sturmfluten fest. Demnach sind kleine Sturmfluten Wasserstände, die geringen Schaden anrichteten, während mittlere und große Sturmfluten Ereignisse sind, denen starke Schäden folgten. Wasserstände unter 6 m bzw. 6,25 m ü. PNP verursachen nach Angaben v. BÜLOWs keine nennenswerten Schäden, so dass der Grenzwert dieser Klassifikation seines Erachtens über diesem Höhen-

bereich angesiedelt werden muss. Schwere Schäden folgen nach diesem Autor erst ab Wasserständen über 650 cm ü. PNP (Tab. 3.3).

Eine andere Definition (vgl. KOHLMETZ, 1964) war die des Seehydrographischen Dienstes der DDR (SHD, bestehend 1950–1990). Sie wird auch heute vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) für die Ostsee verwendet. Im Zuge des Aufbaus eines Sturmflutwarndienstes für die deutschen Küsten entstand diese Klassifikation als ein generalisiertes Maß für hohe Wasserstände, welche die Bevölkerung und deren Güter gefährden können. Nach dieser Definition werden hohe Wasserstände als Sturmflutereignisse gewertet, wenn sie 600 cm ü. PNP erreichen oder überschreiten. Als leichte Sturmfluten gelten Wasserstände zwischen 600 cm und 624 cm ü. PNP. Wasserstände im Bereich von 625 cm bis 649 cm ü. PNP werden als schwere Sturmfluten gewertet. Alle Wasserstände, die Höhen von 650 cm ü. PNP erreichen und überschreiten, sind dann sehr schwere Sturmfluten. Dieser Definition wird in dieser Arbeit im Wesentlichen der Vorzug gegeben, wobei jedoch die Kategorie „schwer“ durch „mittel“ und die Kategorie „sehr schwer“ durch „schwer“ (im Fall von Sturmfluten) und „ausgeprägt“ im Fall von Sturmflutniedrigwasser ersetzt werden.

Es sei darauf hingewiesen, dass in der Vorhersage- und Warnpraxis des BSH von einem generalisierten mittleren Wasserstand (MW) ausgegangen wird, der etwa dem Normalnull (NN) und am Pegel genau dem Wasserstand 500 cm ü. PNP entspricht. Wegen der unterschiedlichen geographischen Bedingungen werden für die Bundesländer Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern verschiedene Schwellenwerte benutzt. So werden Sturmflutwarnungen für die Ostseeküste Schleswig-Holsteins (Mecklenburg-Vorpommern) vor 1,5 m ü. MW (1,0 m) und Sturmflutniedrigwasserwarnungen einheitlich vor 1,5 m u. MW he-

Tab. 3.3: Klassifikationen von Ostsee-Sturmfluten nach unterschiedlichen Kriterien (nach MEINKE, 1998, ergänzt). MW = Mittelwasser, NN = Normalnull, PNP = Pegelnullpunkt

	KRÜGER (1911)	VON BÜLOW (1954 a,b)	SHD/BSH (1964)	GENERALPLAN '94 (1994)	DIN 4049 (1994)
Kriterium:	Festlegung willkürlich	Ausmaß des materiellen Schadens bestimmt Wasserstandsstufen	Wasserstand, der die Bevölkerung gefährden und ihr materiellen Schaden zufügen kann	Küsten- und Hochwasserschutz der Außen- sowie Haff- und Boddenküsten Mecklenburg-Vorpommerns	Mittlere jährliche Überschreitungs-zahl von Wasserständen über Mittelwasser
Kategorie ¹	cm ü. MW	cm ü. NN	cm ü. NN	cm ü. NN	
I	ab 125 ... 130	125–150	100–124	100–140 (80–110) ²	2–0,2
II	Keine Angabe	150–200	125–149	141–170 (111–130)	0,2–0,05
III	Keine Angabe	> 200	≥ 150	> 170	< 0,05 (> 130)

¹ Die Kategorien tragen unterschiedliche Bezeichnungen, am häufigsten werden leichte (I), schwere (II) und sehr schwere Sturmflut (III) verwendet, s. Text. In dieser Arbeit wird den Bezeichnungen leicht, mittel und schwer der Vorzug gegeben.

² Die in Klammern stehenden Zahlen beziehen sich auf Bodden- und Haffküsten.

rausgegeben. Auch die Kategorien werden etwas unterschiedlich angewendet: für Schleswig-Holstein (Mecklenburg-Vorpommern) werden Wasserstände über 2,0 m ü. MW (über 1,5 m ü. MW) als schwere und solche über 2,5 m ü. MW (2,0 m ü. MW) als sehr schwere Sturmfluten gewertet (vgl. Tab. 4.3).

Ein Charakteristikum der deutschen Ostseeküste ist die Existenz von Küstengewässern, die mit dem Meer nur durch schmale Verbindungen kommunizieren (Bodden und Haffe). Die unterschiedliche Empfindlichkeit der Außenküste und der Ufer dieser Ästuar gegenüber Sturmfluten sowie die daraus resultierenden Erfordernisse im Küsten- und Hochwasserschutz berücksichtigen die im GENERALPLAN '94 (1994) aufgestellten Definitionen.

Eine weitere Sturmflutdefinition stammt vom DEUTSCHEN INSTITUT FÜR NORMUNG (1994) in Form der DIN 4049. Sturmfluten sind demnach hohe Wasserstände über Mittelwasser, die mit einer festgelegten mittleren jährlichen Häufigkeit erreicht oder überschritten werden. Alle Wasserstände über Mittelwasser, die durchschnittlich höchstens zweimal im Jahr überschritten werden, gelten als Sturmfluten. Da die Scheitelhöhen auf Mittelwasser bezogen werden, hat der säkulare Meeresspiegelanstieg keinen Einfluss auf die Sturmflutstatistik. Die Einteilung in leichte, schwere und sehr schwere Sturmfluten erfolgt ebenfalls mit mittleren jährlichen Überschreitungszahlen. Als eine leichte Sturmflut gelten Wasserstände, die durchschnittlich höchstens zweimal in einem Jahr und mindestens einmal in fünf Jahren überschritten werden. Wasserstände, die höchstens einmal in fünf Jahren und mindestens einmal in 20 Jahren überschritten werden, zählen zu den schweren Sturmfluten. Alle Wasserstände, die seltener als einmal in 20 Jahren auftreten, sind sehr schwere Sturmfluten.

Für die Klassifizierung von Sturmniedrigwasser gibt es weniger Quellen. So qualifizierte WASMUND (1939) Sturmniedrigwasser als Wasserstände, die 100 cm u. MW erreichen oder unterschreiten. Geht man von der Einteilung des BSH aus (vgl. Tab. 3.3), entspräche der

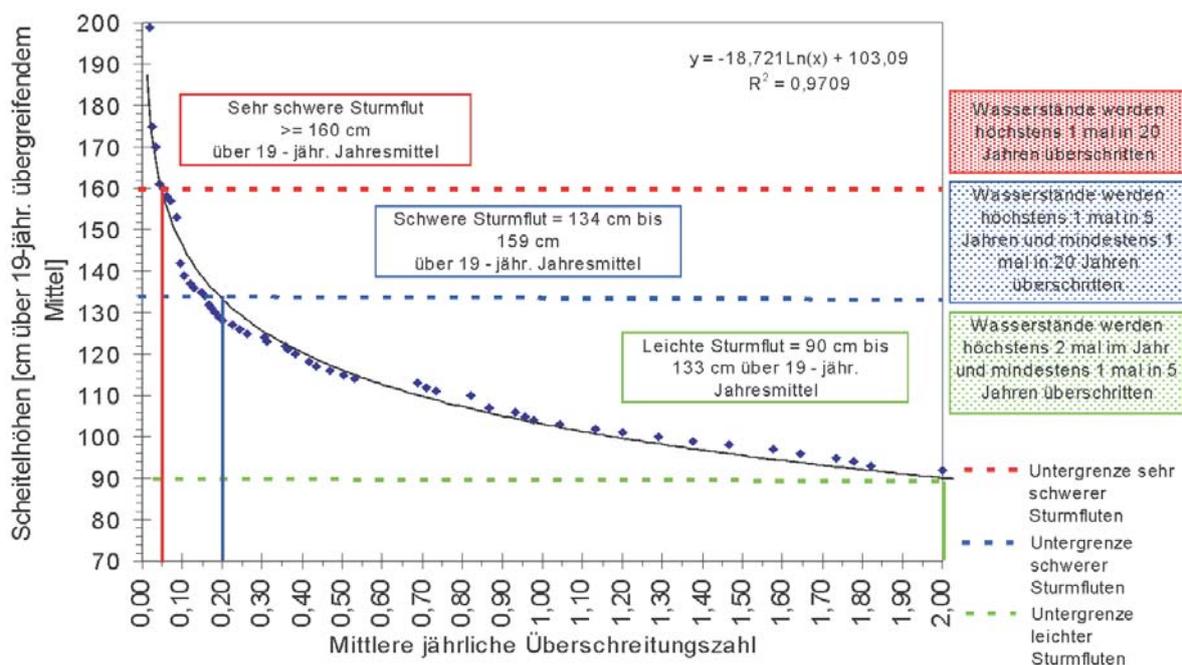


Abb. 3.8: Sturmflutklassifikation nach DIN 4049 am Beispiel des Pegels Warnemünde, nach MEINKE (1998)

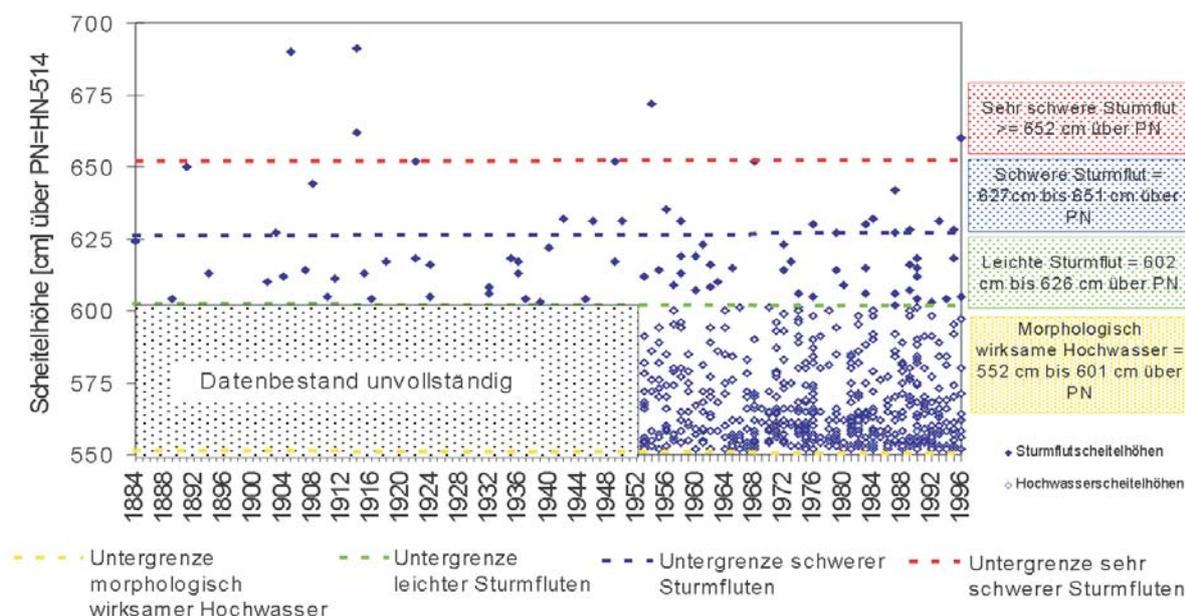


Abb. 3.9: Sturmflutklassen und Scheitelhöhen am Beispiel des Pegels Warnemünde nach der BSH-Klassifikation, erweitert durch die morphologisch wirksamen Hochwasser (hier bezogen auf PNP Warnemünde): PNP = NN + 502 cm, nach MEINKE (1998)

Grenzwert von 600 cm ü. PNP für Sturmfluten einem Grenzwert von 400 cm ü. PNP für Sturmniedrigwasser. Im Unterschied zu WASMUND wurde hier der Grenzwert auf eine unveränderliche Höhe bezogen. Außerdem können auch in Anlehnung an die Klassifizierung des BSH leichte, mittlere und niedrige Sturmniedrigwasser unterschieden werden. Diese Klassifizierung von Sturmniedrigwasser wird auch in Arbeiten von CORRENS (1976), HUPFER (1962; 1978b) und BAERENS (1998) vorgenommen. Entsprechend der DIN 4049 könnten Sturmniedrigwasser nach Unterschreitungshäufigkeiten bestimmter Wasserstände klassifiziert werden. Auch bei dieser Methode wäre eine Einteilung in leichte, mittlere und sehr niedrige Sturmniedrigwasser möglich.

In dieser Arbeit werden die Sturmniedrigwasser in Analogie zur Sturmflut-Definition des SHD/BSH wie folgt eingeteilt:

- Leichte Sturmniedrigwasser: 400–376 cm ü. PNP,
- Mittlere Sturmniedrigwasser: 375–351 cm ü. PNP und
- Ausgeprägte Sturmniedrigwasser: ≤ 350 cm ü. PNP.

Die Bezeichnung „ausgeprägt“ findet sich zuerst bei BAERENS (1998).

3.2.2 Klassifizierungsmöglichkeiten

Für die Wahl der Klassifizierungsmethode ist die Fragestellung von entscheidender Bedeutung. Definitionsbedingte Beeinflussungen der Untersuchungsergebnisse sollen möglichst gering ausfallen. Deshalb ist es sinnvoll, der Kollektivbildung je nach Untersuchungsschwerpunkt am besten geeignete und somit unterschiedliche Sturmflutdefinitionen bzw. -klassifikationen zugrunde zu legen. So ist es zum Beispiel bei der Untersuchung der zeitlichen Entwicklung des Sturmflutgeschehens und dessen mögliche Veränderungen als Folge von veränderten klimatologischen Ursachen zweckmäßig, den Einfluss des Meeresspiegelanstiegs zu eliminieren. Auf diese Weise können die Auswirkung direkt wirksamer sturm-

flutrelevanter Faktoren des Klimas auf das Sturmflutgeschehen erfasst und möglicherweise vorhandene zeitliche Trends identifiziert werden. Für die Kollektivbildung einer solchen Untersuchung bietet sich die Verwendung der Sturmflutklassifikation nach DIN 4049 an. Neben der Eliminierung des Einflusses des Meeresspiegelanstiegs auf die Kollektivbildung zeigt sich ein weiterer Vorteil dieser Klassifikation bezüglich der Ursachenforschung. Aufgrund der Definition nach Überschreitungshäufigkeiten werden, im Gegensatz zur Einteilung der Sturmfluten nach unveränderlichen Höhengrenzen, lokale Besonderheiten wie die Exposition der Küste (Auftreten von Buchteneffekten) und das submarine Relief mit einbezogen. Damit wird der Tatsache Rechnung getragen, dass gleicher Energieeintrag bei lokal unterschiedlichen geomorphologischen Verhältnissen zu verschiedenen hohen Wasserständen führen kann.

Entsprechend der in DIN 4049 festgelegten mittleren jährlichen Überschreitungszahl gelten in Warnemünde alle hohen Wasserstände als Sturmfluten, die 90 cm über Mittelwasser (hier 19-jährig übergreifendes Mittel für den Zeitraum 1884–1996) erreichen oder überschreiten (Abb. 3.8 und Tab. 3.4). Davon zählen alle Ereignisse als leichte Sturmfluten, deren Scheitelhöhen zwischen 90 cm und 133 cm ü. MW liegen. Als schwere (oder mittlere) Ereignisse werden solche mit Scheitelhöhen zwischen 134 cm und 159 cm gewertet, während die Scheitelhöhen sehr schwerer (oder schwerer) Sturmfluten 160 cm ü. MW erreichen oder überschreiten.

Tab. 3.4: Sturmflutklassifikation nach DIN 4049 und entsprechende Wasserstände in Warnemünde, nach MEINKE (1998)

Kategorie	Jährliche Überschreitungszahl von Wasserständen ü. MW ¹	Korrespondierende Wasserstandsintervalle cm ü. MW ¹
Leichte Sturmflut	2–0,2	90–133
Schwere bzw. mittlere Sturmflut	0,2–0,05	134–159
Sehr schwere bzw. schwere Sturmflut	< 0,05	≥ 160

¹ 19-jährig übergreifend gemittelte jährliche Mittelwasserwerte

Für die Untersuchung der Auswirkungen von Sturmfluten auf die Küste und den möglichen zeitlichen Veränderungen der Auswirkungen sind alle wasserstandserhöhenden Faktoren und somit auch der Einfluss des Meeresspiegelanstiegs von Bedeutung. Deshalb bietet sich für die Untersuchung der Auswirkungen die Sturmflutklassifikation des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) an. Sturmfluten werden nach unveränderlichen Höhen ü. NN definiert. Bei der Bestimmung einer geeigneten Sturmflutklassifikation zur Untersuchung der Auswirkungen auf die Küste zeigt sich jedoch, dass es, zumindest bezüglich der geomorphologischen Auswirkungen, einer Erweiterung bedarf. So stimmen HUPFER (1965) und STUEMUND (cit. HUPFER, 1965) sowie STERR (1985) darin überein, dass der Prozess der Küstenzerstörung im Bereich der südwestlichen Ostsee insbesondere durch die leichten Sturmfluten und durch die Hochwasser zwischen 50 cm und 99 cm ü. NN begünstigt wird (s. a. MEINKE, 1998). Die BSH-Klassifikation sollte deshalb um die Klasse dieser geomorphologisch besonders wirksamen Hochwasser von 50 cm bis 99 cm ü. NN erweitert werden (s. Abb. 3.9).

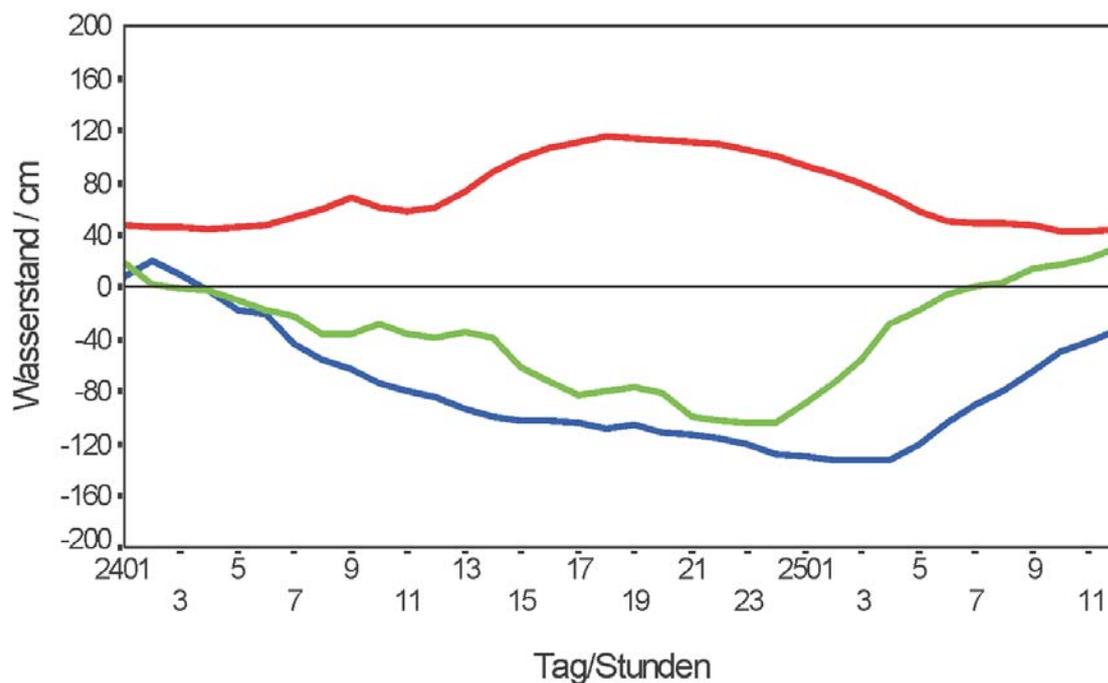


Abb. 3.10: Hoch- und Niedrigwasser an den Ostseeküsten. Der „Badewanneneffekt“ am 24./25.11.1981 mit den Pegelanomalie-Kurven für Helsinki (rot), Ystad (grün) und Warnemünde (blau), nach SCHMAGER (2001)

3.3 Ursachen und Besonderheiten

Die Ursachen für das Auftreten extremer Wasserstände an der deutschen Ostseeküste sind durch zahlreiche Untersuchungen weitgehend aufgedeckt, von denen hier nur KOHLMETZ (1967), SCHMAGER (1984), STIGGE (1994), BECKMANN (1997a), BAERENS (1998) und MEINKE (1999) genannt seien.

Für extreme Wasserstände gemäß der in Abschn. 3.2 erörterten Definitionen kommen folgende Ursachen in Betracht (vgl. auch Abschn. 2.1):

- Luftdruck- und Windverteilung an der Meeresoberfläche von Nord- und Ostsee, und damit verbunden
- Richtung und Geschwindigkeit der Verlagerung atmosphärischer Fronten sowie von Hoch- und Tiefdruckgebieten, insbesondere der Zugbahnen von Sturmtiefs,
- Beckenstruktur der Ostsee, Bathymetrie und Topographie des Meeresbodens sowie Küstenart und -verlauf,
- Füllungsgrad der Ostsee,
- Hydrodynamische Schwingungen (Eigenschwingungen, Seebär-Erscheinungen) und
- Gezeiten (Tidenhub in Wismar etwa 30 cm).

Sturmfluten, auch als Sturmhochwasser bezeichnet, werden in erster Linie durch Winde ausgelöst, die in Zusammenhang mit aus Richtung Nordatlantik oder Mittelmeerraum zum Baltikum ziehenden Zyklonen stehen. Auf deren Rückseite treten Nordostwinde mit hoher Geschwindigkeit und großer Windwirklänge (engl. fetch) und hinreichender Windwirkdauer über der zentralen Ostsee auf. Verdienst von SAGER u. MIEHLKE (1956) ist der Nachweis, dass sich die Ausprägung einer Sturmflut an der deutschen Ostseeküste in erster Linie durch die vorausgegangene Luftdruck- und Windentwicklung über bestimmten stauwirksamen Seegebieten ergibt, wobei auch die Windverhältnisse an der Küste und im vorgelagerten Seegebiet

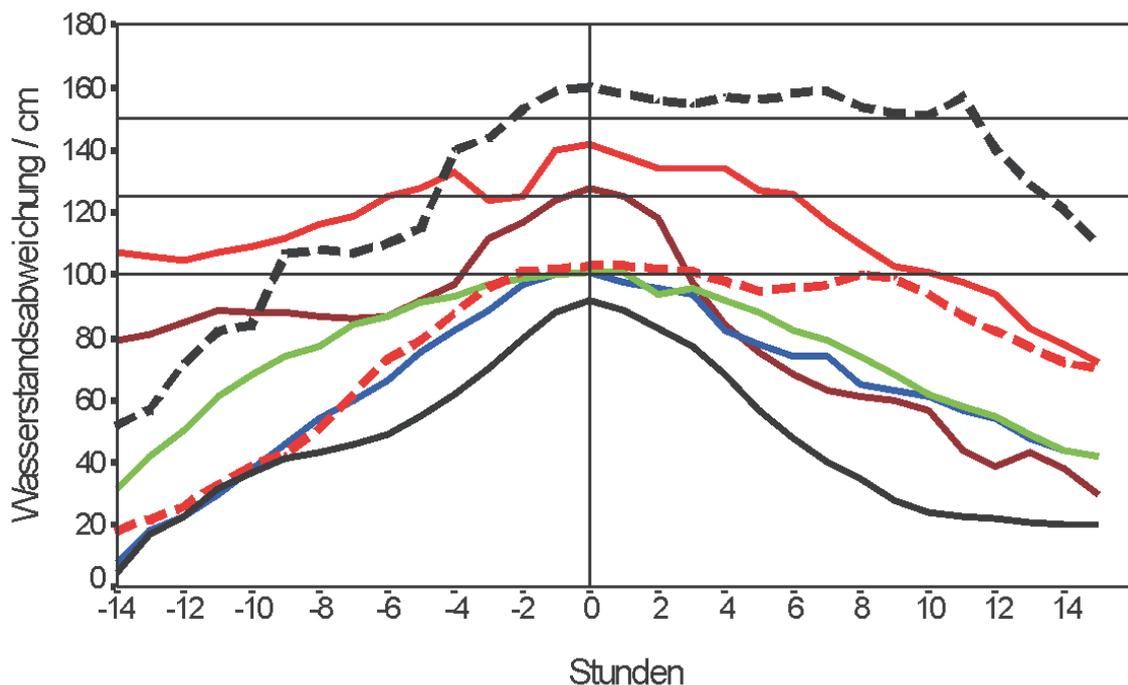


Abb. 3.11: Verlauf einiger Sturmfluten in Warnemünde je 14 Stunden vor und nach dem Zeitpunkt des Hochwasserscheitels, nach SCHMAGER (2001)
 Schwarz: 7.12.1986, 09.00; Grün: 6.1.1987, 17.00; Blau: 9.1.1987, 14.00; Rot: 12.1.1987, 23.00;
 Braun: 3.1.1995, 05.00; Schwarz, gestr.: 3.12.1995, 23.00; Rot, gestr.: 19.2.1996, 15.00. Zeiten in UTC

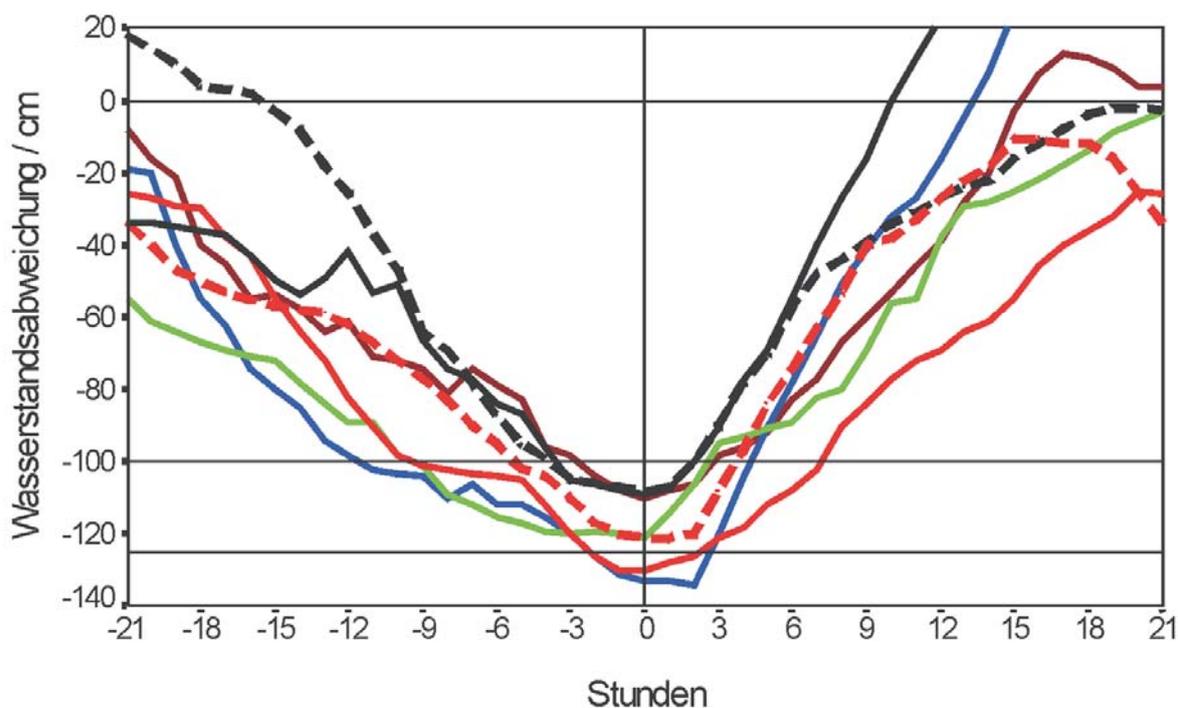


Abb. 3.12: Verlauf einiger Sturmniedrigwasser-Ereignisse in Warnemünde je 21 Stunden vor und nach dem niedrigsten Wasserstand, nach SCHMAGER (2001)
 Schwarz: 24.12.1977, 18.00; Rot: 7.1.1979, 18.00; Grün: 4.11.1979, 18.00; Blau: 26.11.1981, 02.00;
 Braun: 6.11.1985, 20.00; Schwarz, gestr.: 30.1.1987, 21.00; Rot, gestr.: 16.2.1996, 01.00. Zeiten in UTC

eine nicht zu vernachlässigende Rolle spielen. Das Erreichen des Schwellenwertes des Wasserstandes (100 cm ü. NN) hängt von der Stärke, Dauer und Wirklänge des Windes in Abhängigkeit von den Tiefenverhältnissen vor dem interessierenden Küstenabschnitt und von der jeweiligen Wasserfüllung der Ostsee vor und während des Ereignisses ab (vgl. Abschn. 2.1).

Die gegenseitige Bedingtheit der Wasserstandsverhältnisse an weit entfernten Küstenabschnitten der Ostsee verdeutlichen die in Abb. 3.10 dargestellten Wasserstandsgänge. Wenn an der finnischen Küste (in der Abb. durch den Wasserstandsverlauf am Pegels Helsinki dargestellt) Sturmflut herrscht, weisen die Wasserstände im südwestlichen und westlichen Bereich Tiefstände bei charakteristischen, von der Lage abhängigen Phasendifferenzen auf.

Neben dem Windstauereffekt können gleichfalls meteorologisch bedingte Eigenschwingungen der Ostsee zu hohen und niedrigen Wasserständen beitragen. Beispiele für den Ablauf von Sturmfluten in Warnemünde zeigt Abb. 3.11. Untersuchungen zur Genese von Sturmniedrigwasser-Ereignissen im interessierenden Gebiet sind nicht sehr zahlreich (MEWES, 1987; BAERENS et al., 1995; BAERENS u. HUPFER, 1999; HUPFER et al., 1998). Die SNW werden durch starke Südwestwinde über der Ostsee hervorgerufen, die auf der Vorderseite eines vom Atlantik kommenden, über Skandinavien ziehenden Tiefdruckgebietes auftreten. Diese Windverteilung bewirkt, dass das Wasser in die zentralen und nördlichen Teile der Ostsee strömt und an der deutschen Küste der Wasserstand sinkt („negativer Windstau“). Der in Abb. 3.10 erkennbare Wasserstandsfall an den Leeküsten der westlichen (Warnemünde) und südwestlichen Ostsee (Ystad) ist auf stürmische Südwestwinde zurückzuführen, während Stau und Hochwasser am anderen Ende des „Kanals“, im Westteil des Finnischen Meerbusens (Helsinki), registriert wird. In Abb. 3.12 sind Beispiele für den Ablauf von Sturmniedrigwasser-Ereignissen in Warnemünde dargestellt.

3.3.1 Meteorologische Prozesse

3.3.1.1 Luftdruck

In einem Luftdruckfeld stellt sich im nicht-beschleunigten Fall zwischen der Luftdruckgradientkraft und der ablenkenden Kraft der Erdrotation sowie der Zentrifugalkraft (nur im Fall gekrümmter Isobaren) als Gleichgewichtsströmung ein Wind ein, der längs der Isobaren so weht, dass auf der Nordhalbkugel der höhere Druck rechts, der tiefere Druck dagegen links von der Strömung liegt (Barisches Windgesetz, s. PETHE, 1998). Über dem Meer kann die Wirkung der Bodenreibung weitgehend vernachlässigt werden. Den Luftdruckverhältnissen kommt somit primär infolge der engen Koppelung zwischen Luftdruck- und Windfeld in Zusammenhang mit dem Auftreten extremer Wasserstandsereignisse an der Küste große Bedeutung zu, sekundär aber auch infolge des statischen Luftdruckeffektes (s. Abschn. 2.1).

3.3.1.1.1 Mittlere Entwicklung des Luftdruckfeldes

Für einen Zeitraum von 15 Tagen vor bis 10 Tagen nach jeder Sturmflut sowie nach jedem Sturmniedrigwasser wurde für den Zeitraum 1901–1990 das mittlere Bodenluftdruckfeld berechnet (BAERENS, 1998). Die Luftdruckfelder sind hier für die Tage –5, 0 und +5 in den Abb. 3.13 und 3.14 dargestellt.

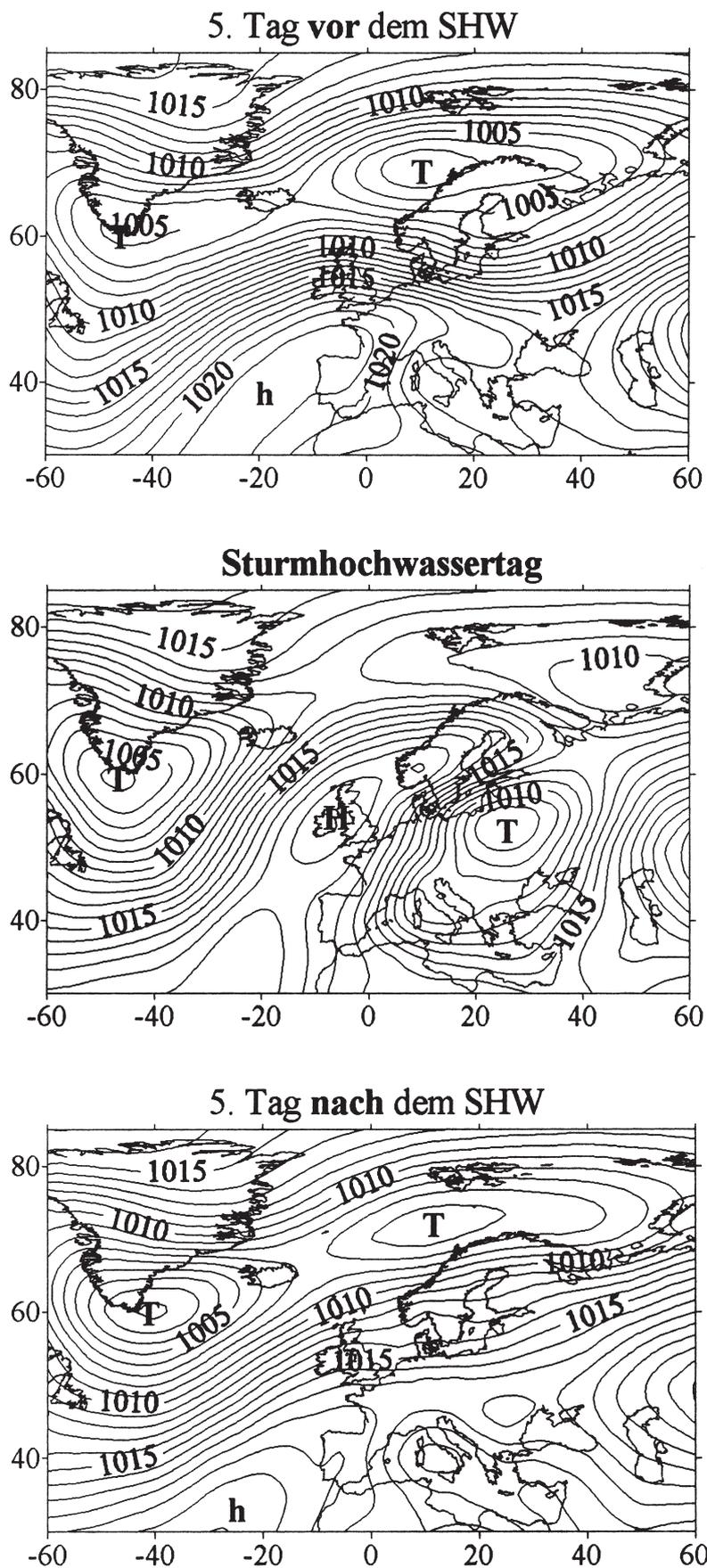


Abb. 3.13: Mittleres Bodenluftdruckfeld vor, während und nach Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste. Mittel über alle Ereignisse 1901–1990. Isobarenabstand 1 hPa, nach BAERENS (1998)

Das Initialstadium der zu einer Sturmflut führenden Luftdruckverteilung besteht im Mittel über alle untersuchten Fälle in einer straffen südwestlichen Strömung über dem atlantisch-europäischen Raum, die sich aus der Lage der Druckzentren (Tief bei Island, Hoch bei den Azoren) ergibt. Bis zum Tag 0 (Tag des SHW bzw. SNW) verlagern sich die Aktionszentren so, dass sich zwischen einem Hoch über England und einem Tief über dem Baltikum ein starker Nordostwind über dem Baltikum entwickelt (Abb. 3.13). Die Sturmflut erzeugende Luftdruckentwicklung ist mit der Wiederherstellung der Ausgangslage etwa fünf Tage nach dem Ereignis abgeschlossen. Die hier nicht dargestellten Ergebnisse von Berechnungen der zugehörigen Luftdruckanomaliefelder (Abweichungen vom langjährigen Mittelwert) zeigen am Tag 0 sowohl auf der Hochdruck- als auch auf der Tiefdruckseite mittlere Anomalien von 13 bzw. 10 hPa. Unter Berücksichtigung der Beziehungen zwischen Luftdruck- und Windfeld ergibt sich, dass die Hauptursache für die Schwere der Ereignisse die Geschwindigkeit des Nordostwindes über der zentralen Ostsee ist. Kennzahlen der gefundenen Verhältnisse können auch der Tab. 3.5 entnommen werden.

Wenn auch für das Auftreten von Sturmfluten die Luftdruck- bzw. Windverhältnisse am Boden wegen der unmittelbaren Wechselwirkung mit dem Wasserkörper von entscheidender Bedeutung sind, so werden jene doch durch die Verhältnisse in der Höhe gesteuert (vgl. Abschn. 3.3.1.3.4). Das mittlere Strömungsfeld wurde in einer Höhe von etwa 5,5 km (500 hPa-Niveau) für den Zeitraum 1946–1990 an Sturmfluttagen (135 Fälle) bestimmt. Danach liegt der östliche Atlantik unter dem Einfluss eines Höhenhochkeils, dessen Achse auf der Linie Azoren–Norwegisches Becken verläuft. Dieser drückt sich am Boden durch das Hoch über den Britischen Inseln aus. Von der Barentssee bis nach Mitteleuropa reicht ein Höhentrog. In der Bodenwetterkarte ist entsprechend ein Tief über dem Baltikum zu finden.

Die Ostsee befindet sich auf der Rückseite der Trogachse, die sich etwa von der Halbinsel Kola über das Baltikum bis nach Mitteleuropa erstreckt. Über der gesamten Ostsee besteht eine nordnordwestliche Höhenströmung. Somit sind die atmosphärischen Verhältnisse im 500 hPa-Niveau und die Luftdruck- und Windverhältnisse am Boden ähnlich.

In Abb. 3.14 sind die mittleren Luftdruckverteilungen vor und nach einem Sturmniedrigwasser enthalten. Schon 15 Tage vor einem SNW herrscht über dem Nordatlantik im Mittel eine gut ausgebildete Zonalzirkulation vor (positive Phase der Nordatlantischen Oszillation, NAO), die auch noch am Tag –5 anhält. Bis zum Tag 0 zieht das Tief unter Verstärkung nach Skandinavien (mittlerer Kerndruck 988,3 hPa). Das Azorenhoch verlagert sich indes nordostwärts zur Iberischen Halbinsel. Über der Ostsee bildet sich ein starker Luftdruckgradient aus, wobei der Wind über der südlichen Ostsee aus WNW kommt, wodurch gute Bedingungen für die Abdrift des Wassers entstehen. Schon fünf Tage später hat sich diese Wetterlage umgewandelt (Abb. 3.14), wobei nach 15 Tagen die Anfangssituation wiederhergestellt ist. Die zugehörigen Luftdruckanomaliefelder weisen aus, dass sich mit der Stärke der Aktionszentren des Luftdruckes auch der Grad des Wasserstandsereignisses erhöht.

Vergleicht man die kennzeichnenden Parameter der Luftdruckfelder, die zu besonders hohen oder besonders niedrigen Wasserständen an der deutschen Ostseeküste führen, miteinander (Tab. 3.5), sieht man, dass die Aktionszentren im mittleren Luftdruckfeld bei SNW stärker entwickelt und von geringerer Veränderlichkeit sind als die korrespondierenden Tiefs und Hochs bei den Sturmfluten. Die zu letzteren führenden Lagen variieren stärker. Das weist darauf hin, dass die mittleren Verhältnisse zwar die charakteristische und häufigste Situation für die Entstehung von Sturmfluten wiedergeben, dass aber auch andere Verteilungen zu den wirksamen Windfeldern führen können. Darauf wird in Abschn. 3.3.1.2 näher eingegangen.

Tab. 3.5: Mittlerer Kerndruck der beiden Luftdruckzentren und die dazugehörigen Luftdruckanomaliewerte (bezogen auf den jeweiligen mittleren täglichen Luftdruck 1901/1990) sowie die Standardabweichungen und Differenzen am Ereignistag für Sturmfluten und Sturmniedrigwasser. Luftdruckangaben in Hektopascal (hPa), nach BAERENS (1998)

	Alle SHW/SNW	Leichte SHW/SNW	Mittlere SHW/SNW	Schwere SHW/ausgeprägte SNW
Anzahl	188/244	116/158	45/60	27/26
Minimaler Luftdruck	1006,8/988,3	1009,3/990,6	1003,3/985,6	1004,4/980,1
Standardabweichung	13,8/13,8	13,7/15,1	15,0/12,0	10,4/14,3
Maximaler Luftdruck	1020,9/1022,8	1020,1/1022,3	1021,2/1023,9	1024,0/1024,4
Standardabweichung	12,5/8,3	13,4/8,5	11,5/7,8	10,1/6,9
Differenz	14,1/34,5	10,8/31,7	17,9/38,3	19,6/44,3
Maximale negative Anomalie	-10,1/-21,9	-7,7/-19,0	-15,2/-25,7	-14,2/-30,7
Standardabweichung	10,4/13,9	9,6/13,9	9,4/11,9	8,5/14,8
Maximale positive Anomalie	12,7/4,0	11,5/4,9	13,6/4,6	17,6/4,9
Standardabweichung	12,8/13,1	13,3/12,9	12,7/11,3	11,3/7,1
Differenz	22,8/25,9	19,2/23,9	28,8/30,3	31,6/35,6

3.3.1.1.2 Mittlerer Verlauf von Luftdruckindizes

Druckindizes sind Differenzen des Luftdruckes zwischen zwei Stationen bzw. Gitterpunkten, die bestimmte Eigenschaften der atmosphärischen Zirkulation beschreiben. Zur Untersuchung der mittleren Bedingungen, die zur Auslösung von Sturmfluten und SNW führen, wurden folgende Indizes des Bodenluftdruckes gebildet:

Baltischer Meridionalindex (BMI): 5 °W 55 °N minus 25 °O 55 °N. Dieser Index beschreibt die Nord-Süd-Komponente der Luftströmung über der Ostsee. Die Koordinaten entsprechen etwa der Lage der SHW-Druckzentren am Ereignistag.

Baltischer Zonalindex (BZI): 15 °O 50 °N minus 15 °O 65 °N. Die Größe dieser Druckdifferenz gibt die Stärke der vorherrschenden West-Ost-Strömung an. Die Lage des nördlichen Berechnungspunktes entspricht etwa der des Kerns des skandinavischen Tiefs, das mit der Auslösung von SNW verbunden ist.

Baltischer Nordostindex (BNI): 15 °O 60 °N minus 25 °O 50 °N. Mit Hilfe dieses Index kann das Umschlagen des Windes über der zentralen Ostsee auf Nordost in Zusammenhang mit der Entwicklung einer Sturmflut untersucht werden. Für jeden einzelnen Tag des Jahres wurden für die genannten Gitterpunkte die Mittelwerte des Luftdrucks über den gesamten Zeitraum von 1901–1990 gebildet. Die so erhaltenen mittleren Jahresgänge wurden von den täglichen Luftdruckwerten des Gesamtzeitraumes abgezogen. Die erhaltenen Anomalien bildeten die Grundlage für die Berechnung der genannten Indizes für alle extremen Wasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste in einem Zeitabschnitt von 100 Tagen vor bis 100 Tage nach einem Ereignis. Im Fall der Sturmfluten (Abb. 3.16a) zeigen die drei Indizes ausgeprägte, statistisch auf dem 95 %-Niveau signifikant von Null verschiedene, nadelförmige Anomalien um den Tag 0.

Der BMI steigt ab etwa zwei Wochen vor dem Ereignis an und erreicht am Ereignistag ein Maximum von 17,8 hPa (entsprechende Werte für leichte SHW 15,2, für mittlere 22,4 und

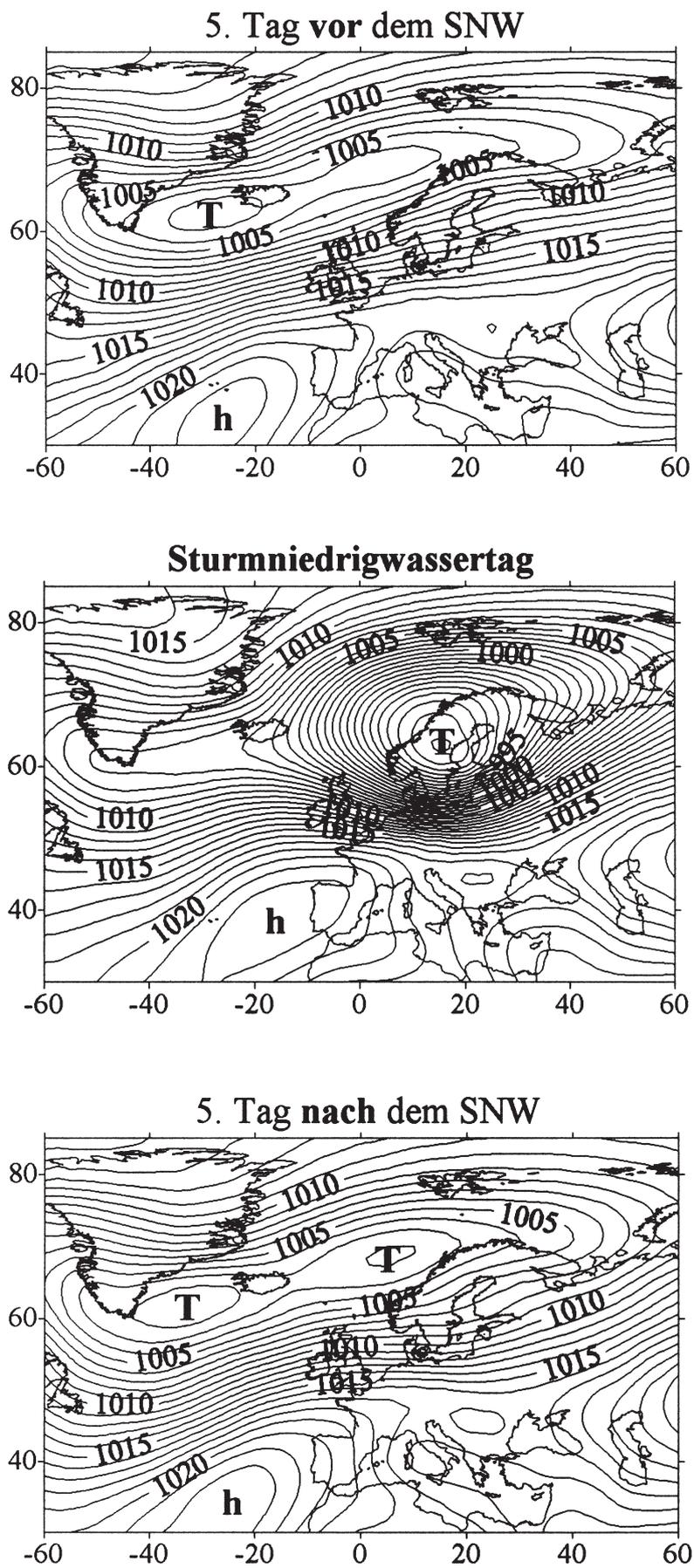


Abb. 3.14: Wie Abb. 3.13, jedoch für Sturmniedrigwasser

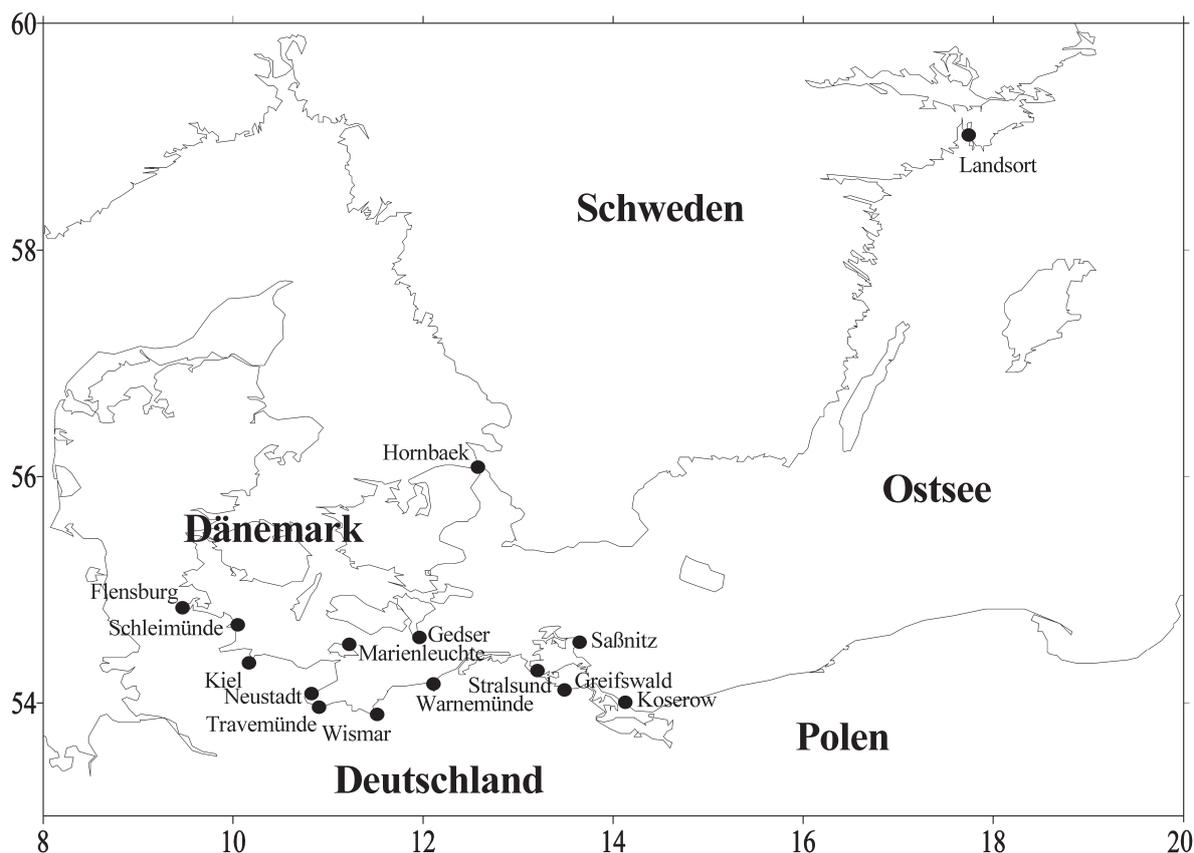


Abb. 3.15: Übersichtskarte mit den in Kapitel 3 herangezogenen Pegel-Stationen

für schwere 19,8 hPa). Der Zeitraum, in der die BMI-Anomalie signifikant von Null abweicht, liegt zwischen 13 (schwere Fälle) und 19 Tagen (Mittel über alle Fälle). Der BZI weicht im Mittel schon von etwa vier Wochen vor dem Tag 0 signifikant von den mittleren Verhältnissen ab. Die Abweichung ist zunächst positiv (westliche Strömung), und ab 2–3 Tage vor dem Ereignis markiert der Übergang zu hohen negativen Werten das Umschlagen auf eine östliche Strömungskomponente (Scheitelpunkt -17 hPa; bei leichten SHW $-14,5$, bei mittleren $-19,2$ und bei schweren $-24,9$ hPa). Die negativen Anomalien liegen nur 2–3 Tage im Signifikanzbereich. Schon kurz nach dem Ereignis nimmt dieser Index wieder normale Werte an. Der BNI verläuft während der gesamten Zeit vor der Sturmflut nur zwischen $-2,7$ und $1,1$ hPa. Erst zwei Tage vor dem Ereignis steigt der Index rasch und kräftig an (am Ereignistag $16,9$ hPa; bei leichten SHW $14,3$, bei mittleren $20,0$ und bei schweren $24,0$ hPa). Die Periode signifikanter Werte liegt bei 3–5 Tagen.

Im Fall von SNW schwankt der BZI bis zum Ereignis ca. 2 hPa um die Nulllinie (Abb. 3.16). Ab etwa 33 Tage vor dem Ereignis verläuft er überwiegend im negativen Bereich (Ostkomponente), bis der Index etwa eine Woche vor dem Tag 0 das Drehen der Strömung auf West und ihre Zunahme anzeigt. Am Ereignistag beträgt die Anomalie im Mittel 17 hPa (leichte Fälle $15,9$, mittlere $19,0$ und schwere $20,0$ hPa), wobei die statistisch gesicherte Dauer des wiederum im Zentrum nadelförmig anmutenden Anomaliebereiches 10–11 Tage beträgt. Auch der BNI (Abb. 3.16b) variiert vor und nach dem Ereignis nur wenig um die Nulllinie. Man erkennt jedoch, dass etwa sechs Wochen vor dem SNW eine Phase leicht positiver Werte beginnt (nordöstliche Windkomponente), die mit einem Ausstrom von Wasser aus der Ostsee einhergeht. Fünf Tage vor dem Ereignis beginnt der scharfe Abfall des BNI. Das Minimum fällt auch hier auf den Ereignistag mit $-18,9$ hPa (leichte SNW $-16,7$, mittlere $-22,3$ und

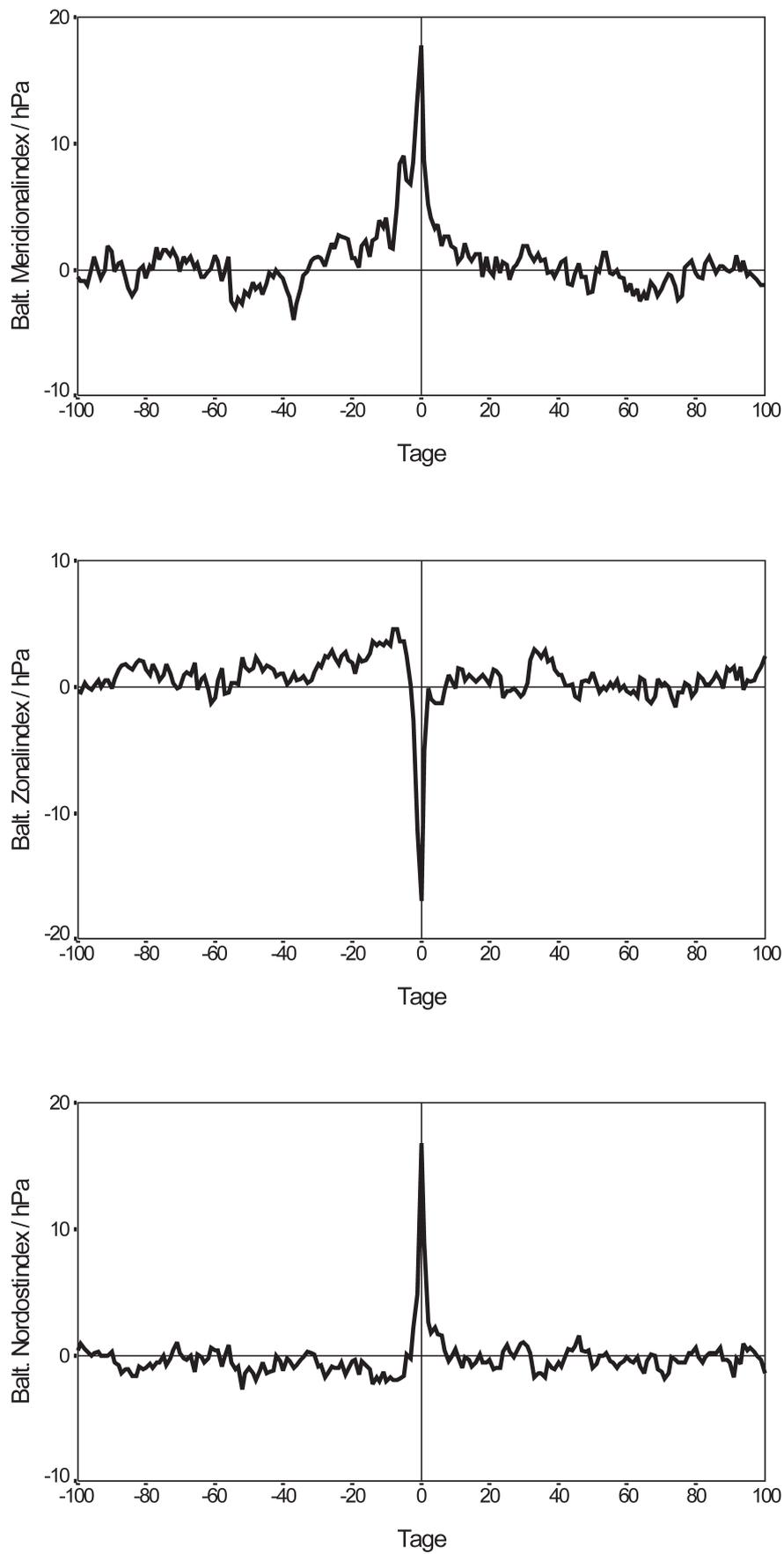


Abb. 3.16a: Verläufe der Luftdruckindizes BMI (oben), BZI (Mitte) und BNI (unten) vor und nach Sturmfluten, gemittelt für den Zeitraum 1901–1993, nach BAERENS (1998)

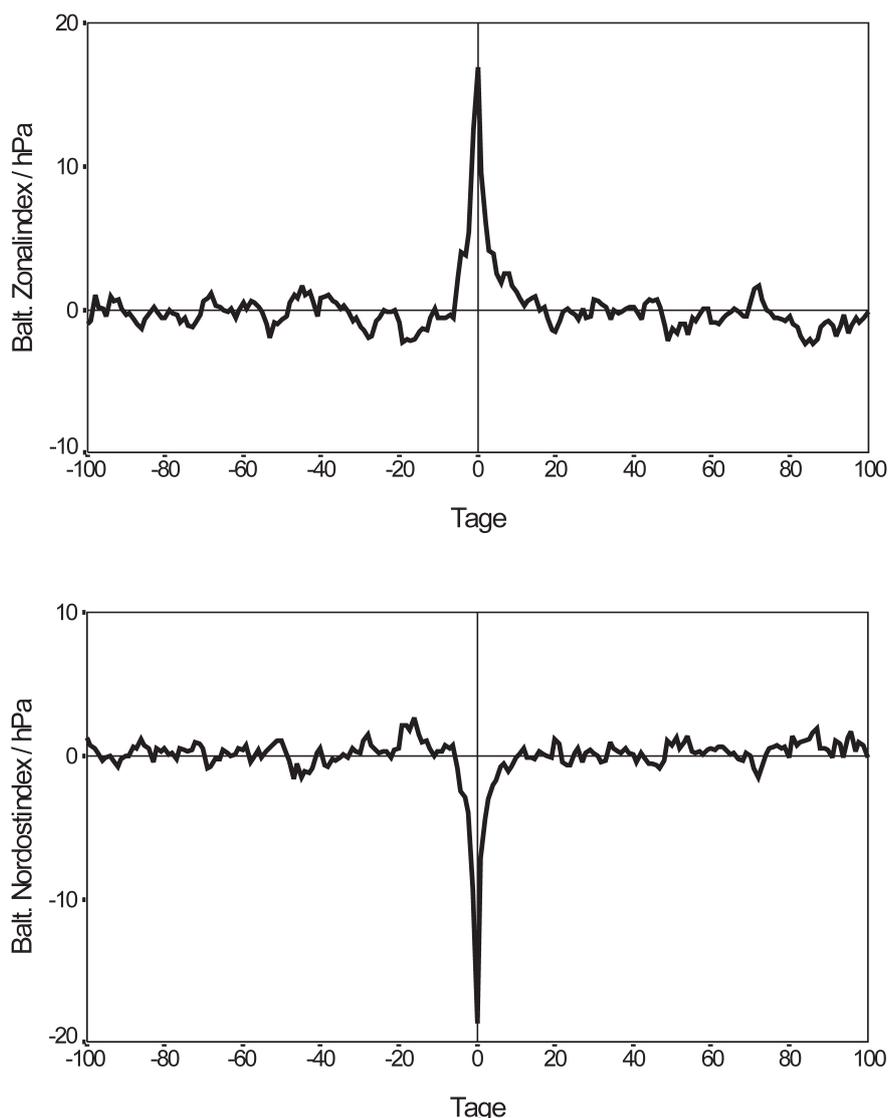


Abb. 3.16b: Verläufe der Luftdruckindizes BZI (oben) und BNI (unten) vor und nach Sturmflutwasser-Ereignissen, gemittelt für den Zeitraum 1901–1993, nach BAERENS (1998)

ausgeprägte $-22,8$). Die Signifikanzperiode schwankt zwischen sieben und zehn Tagen. Nach dem Ereignis nimmt dieser Index rasch zu und verläuft dann um die Nulllinie. Der BMI wurde für SNW nicht abgebildet, da er bei den dann herrschenden Luftdruckverhältnissen (Abb. 3.14) nicht relevant ist.

Es muss nochmals betont werden, dass es sich bei den Darstellungen der genannten Indizes um Mittelwerte über alle Sturmflut- oder SNW-Ereignisse zwischen 1901–1990 handelt. Dadurch bekommen die Kurven der Anomalien einen „idealen“ Verlauf, der im Einzelfall meist nur mehr oder weniger verdeckt zum Ausdruck kommt. Als Beispiel dienen die Verläufe, die in den Abb. 3.17 und 3.18 dargestellt sind. Die Abweichungen von den mittleren Verhältnissen lassen im aktuellen Fall eine prognostische Nutzung der Index-Verläufe nur eingeschränkt zu.

Es sei jedoch in diesem Zusammenhang auf zwei Algorithmen hingewiesen, die BAERENS (1998) mit dem Ziel entwickelt hat, aus der Entwicklung der Luftdruck- und Windverhältnisse mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit Rückschlüsse auf die Entstehung von SHW und SNW zu ziehen (Tab. 3.6 bis 3.8).

Tab. 3.6: Algorithmus 1a. Schwellenwerte von Luftdruck- und Windgrößen, die mit hohen Wasserständen in Warnemünde verbunden sind, vorausgesetzt, dass ein Tief mit seinem Kern (Kerndruck $p_{\text{Kern}} \leq 1005$ hPa) in das Baltikum zieht. Entwicklungszeitraum: 1.11.1977–31.12.1993, nach BAERENS (1998)

$p_{\text{Kern}}/\text{hPa}$	≤ 1005	≤ 1000	≤ 995	≤ 990	≤ 985	≤ 980
$v_{\text{geo}}/\text{m s}^{-1}$	$\geq 10,0$	$\geq 8,7$	$\geq 19,0$	$\geq 12,7$	$\geq 13,8$	$\geq 7,9$
φ/Grad	30–75	15–60	345–359	30–90	345–359	0–60
BZI/hPa	$\leq -1,6$	$\leq 2,8$		$\leq -4,8$		$\leq 5,2$
BMI/hPa	$\geq -5,5$	$\geq -7,1$		$\geq 10,7$	$\geq 20,0$	$\geq 11,4$
BNI/hPa	$\geq 6,5$	$\geq 6,0$		$\geq 3,4$		$\geq 3,7$
DIU/hPa	$\geq 11,2$	$\geq -0,9$		$\geq -0,1$	$\geq 15,0$	$\geq 12,1$
Zahl der Fälle	6	10	8	8	14	20
Wasserstands- bereich/cm	565–600	523–618	569–602	557–616	536–631	545–632
P (Wasser- stand) ≥ 70 cm ü. NN)/%	83	70	88	88	86	85

Abkürzungen: v_{geo} – geostrophischer Wind, φ – Windrichtung, BZI – Baltischer Zonalindex, BMI – Baltischer Meridionalindex, BNI – Baltischer Nordostindex, DIU – BNI-Differenz Ereignistag-Vortag, P – Wahrscheinlichkeit

Tab. 3.7: Algorithmus 1b. Schwellenwerte von Luftdruck- und Windgrößen, die mit hohen Wasserständen in Warnemünde verbunden sind, vorausgesetzt, dass das Tief *nicht* in das Baltikum zieht. Entwicklungszeitraum: 1.11.1977–31.12.1993, nach BAERENS (1998). Abkürzungen s. Tab. 3.6

	$v_{\text{geo}}/\text{m s}^{-1}$	$\geq 12,2$
UND	BZI	$\leq -11,5$
UND	BNI	$\geq 9,4$
ODER	BMI	$\geq 9,7$
ODER	DIU	$\geq 14,5$
Anzahl der Fälle		60
Wasserstands- schwankung /cm		504–642
P (Wasserstand) ≥ 70 cm ü. NN) /%		35

Tab. 3.8: Algorithmus 2. Schwellenwerte von Luftdruck- und Windgrößen, die mit niedrigen Wasserständen in Warnemünde verbunden sind, vorausgesetzt, dass das Tief *nicht* in das Baltikum zieht. Entwicklungszeitraum: 1.11.1977–31.12.1993, nach BAERENS (1998). Abkürzungen s. Tab. 3.6

$p_{\text{Kern}}/\text{hPa}$	995	900	985	980	975	970	965	≤ 960
$v_{\text{geo}}/\text{m s}^{-1}$	$\geq 10,8$	$\geq 7,7$	$\geq 13,8$	$\geq 13,1$	$\geq 12,9$	$\geq 20,0$	$\geq 11,2$	$\geq 16,3$
φ/Grad	255–340	205–280	238–295	207–310	200–315	245–275	220–315	230–300
BZI/hPa	$\geq 24,0$	$\geq 14,0$	$\geq 18,2$	$\geq 23,2$	$\geq 20,1$	$\geq 29,0$	$\geq 18,7$	$\geq 36,0$
BNI/hPa	$\leq -20,3$	$\leq -14,5$	$\leq -12,5$	$\leq -19,0$	$\leq -22,0$	$\leq -18,2$	$\leq -27,8$	$\leq -25,3$
Anzahl der Fälle	7	31	25	24	12	3	9	9
Wasserstands- bereich /cm	423–471	411–480	393–480	389–476	370–483	414–431	366–479	389–464
P (Wasserstand) ≤ 70 cm u. NN)/%	43	39	36	42	58	67	56	56

3.3.1.2 Wetterlagen

3.3.1.2.1 Großwetterlagen in Zusammenhang mit extremen Wasserständen

Ein erprobtes Hilfsmittel zur Bewertung der atmosphärischen Zirkulation über einem größeren Gebiet ist das Konzept der Großwetterlagen. Man versteht darunter eine charakteristische Luftdruck- und Strömungsverteilung, die in der Regel ≥ 3 Tage anhält (vgl. HUPFER, 1996). Für Mitteleuropa ist die Einteilung von HESS u. BREZOWSKY (1952) am bekanntesten, in der 29 Großwetterlagen (GWL) und 10 Großwettertypen (GWT) unterschieden werden (Tab. 3.9). Die Klassifikation liegt seit dem 1.1.1881 täglich fortlaufend vor (GERSTENGARBE et al., 1999). Der große Vorteil der GWL/GWT liegt in ihrer Übersichtlichkeit (komplexe Strömungsstrukturen werden durch einen Begriff erfasst) und leichten Verfügbarkeit, was allerdings häufig auch zu einer unkritischen Anwendung verleitet. Nachteile bestehen darin, dass die Stärke der Bewegungen nicht erfasst wird und dass die Zuordnung auf der Basis des Bodenluftdruckfeldes und der Strömungsverhältnisse im 500 hPa-Niveau (etwa 5,5 km Höhe in mittleren Breiten) subjektiv erfolgt, d. h., dass ein Ermessensspielraum bei der Klassifizierung vorhanden ist. Gegenwärtig werden objektive Wetterlagenklassifikationen nach numerischen Kriterien entwickelt (z.B. DITTMANN et al., 1995). Für alle praktischen Anwendungen, insbesondere für Langzeitstatistiken, sind diese im Allgemeinen jedoch noch nicht geeignet.

Die Untersuchung des Auftretens extremer Wasserstände an der deutschen Ostseeküste in Zusammenhang mit den GWL/GWT ist zusätzlich insofern kritisch zu beurteilen, da diese Klassifikation vor allem mit Blickpunkt Mitteleuropa aufgestellt worden ist. Dadurch kann sich die Zuordnung Wasserstandsereignis/Großwetterlage mitunter nicht eindeutig ergeben.

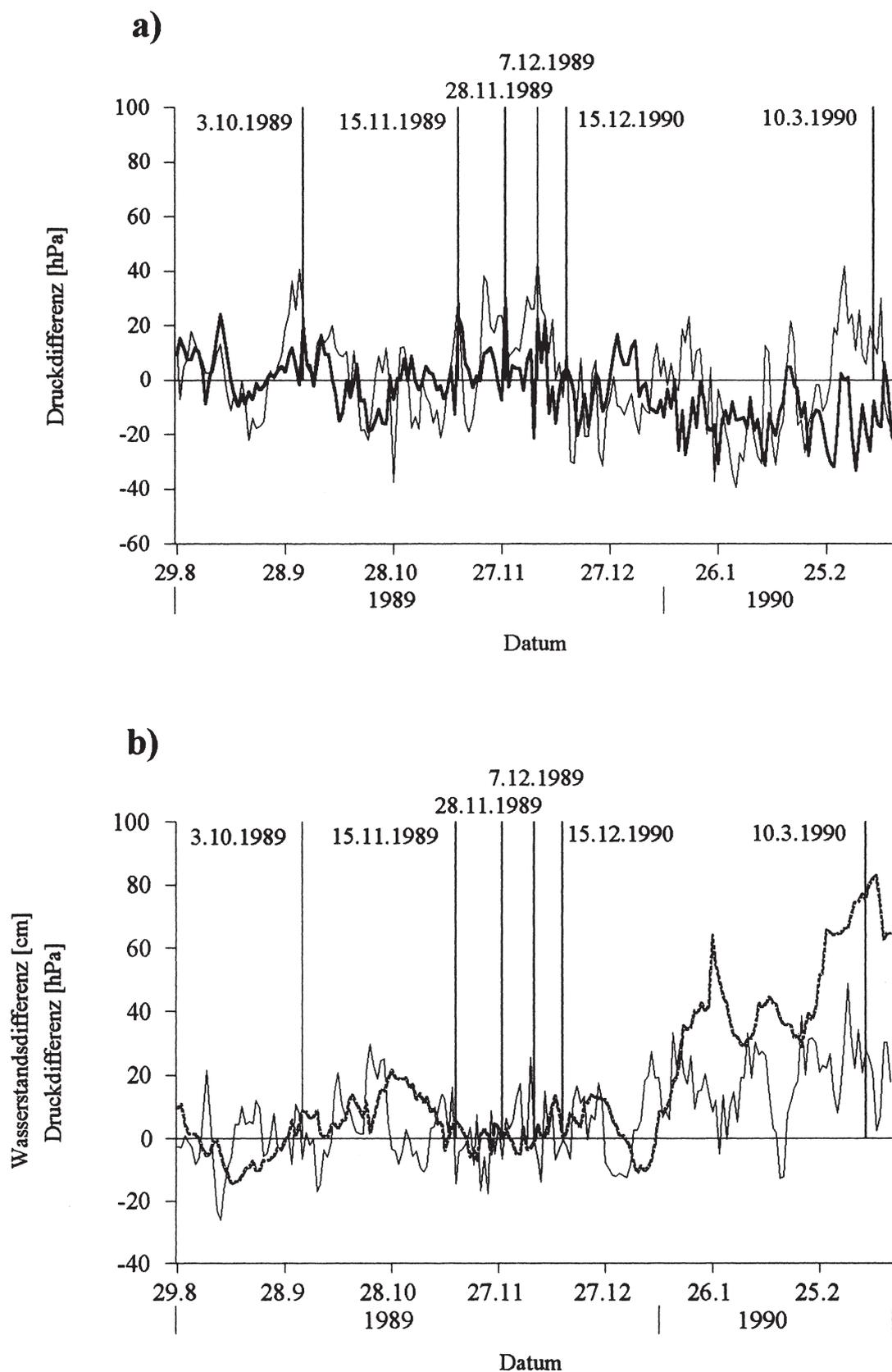


Abb. 3.17: Verlauf von BMI und BNI (a, dicke Linie BNI, dünne Linie: BMI) sowie des BZI und des Wasserstandes von Landsort (b, dicke Linie Landsort, dünne Linie BZI) in der Zeit vom 29.8.1989 bis zum 17.3.1990. Von den Werten wurde der mittlere Jahresgang, bezogen auf den Zeitraum 1901–1993, abgezogen. Die senkrechten Linien weisen auf die SHW-Termine hin. Zum Pegel Landsort s. Abschn. 3.3.3.1, nach BAERENS (1998)

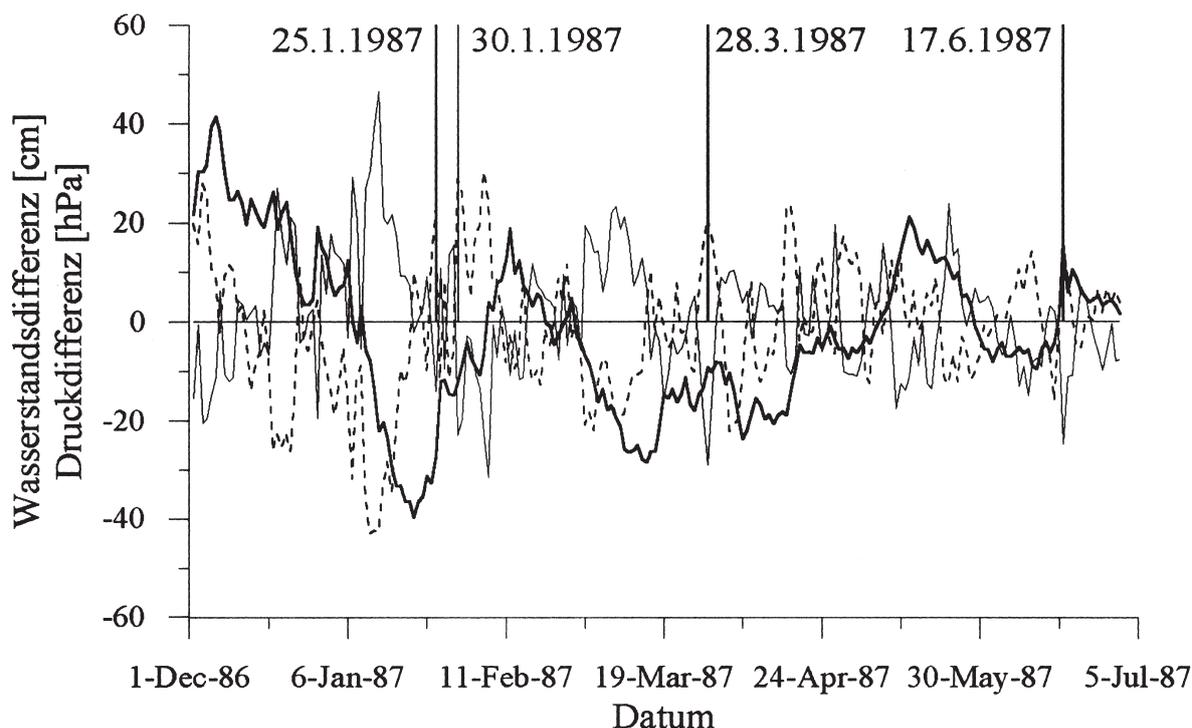


Abb. 3.18: Verlauf des BNI (dünn), des BZI (gestrichelt) und des Wasserstandes von Landsort (dick) in der Zeit vom 1.12.1986 bis zum 30.6.1987. Von den Werten wurde der mittlere Jahresgang, bezogen auf den Zeitraum 1901–1993, abgezogen. Die senkrechten Linien weisen auf die SHW-Termine hin. Zum Pegel Landsort siehe Abschn. 3.3.3.1, nach BAERENS (1998)

So ist die Aussagekraft der herangezogenen Klassifikation bezüglich kleinerer Teilräume, wie beispielsweise des Ostseeraumes, eingeschränkt. Im Gebiet der Ostsee können dieselben Zyklonenbahnen bei ganz verschiedenen Großwetterlagen auftreten (vgl. LÜKENGA, 1970), wodurch es zwangsläufig zu Ungenauigkeiten bzw. Unübersichtlichkeiten bei der Zuordnung kommt.

Sturmfluten: Um festzustellen, ob Sturmhochwasser bei bestimmten Großwetterlagen besonders häufig vorkommen, wurde für alle diese Fälle im Zeitraum 1901–1990 die Häufigkeiten der GWL ermittelt. Der Unterschied zwischen der relativen Häufigkeit einer bestimmten Großwetterlage (bzw. Großwettertyp) bei Sturmfluten und der relativen Häufigkeit dieser über den gesamten Untersuchungszeitraum aufgetretenen Großwetterlage (bzw. Großwettertyp) wurde mit einem Vierfeldertest auf Signifikanz geprüft (s. SCHÖNWIESE, 2000). Die 188 zwischen 1901 und 1990 aufgetretenen Fälle wurden dazu in zwei Gruppen unterteilt.

Eine Gruppe enthielt die Zahl der Fälle, bei denen eine bestimmte GWL (bzw. GWT) am Sturmfluttage auftrat. Die Komplementärgruppe beinhaltete die Zahl der Fälle, bei denen diese GWL (bzw. GWT) an solchen Tagen nicht existierte. Analog wurde mit den Großwetterlagen (bzw. GWT), die im gesamten Untersuchungszeitraum vorkamen, verfahren. In Tab. 3.10 sind alle diejenigen GWL aufgeführt, die mindestens fünfmal an Sturmflut-Tagen herrschten. Man sieht, dass Sturmfluten unter sehr verschiedenen Großwetterlagen vorkommen können. Nur die zyklonale Südlage (Sz) war in dem Zeitraum an keinem Ereignistage vertreten. Am häufigsten sind Sturmfluten mit zyklonalen Nordwestlagen (NWz) verbunden (etwa 12 % aller Ereignisse). Damit traten sie im Vergleich zur Häufigkeit dieser GWL im gesamten Zeitraum überdurchschnittlich auf. Dies gilt auch für eine Reihe anderer Groß-

wetterlagen, nicht jedoch für die zyklonale Westlage (Wz) sowie für die Großwetterlage Hochdruckgebiet über Mitteleuropa (HM). Mehr als ein Viertel aller Sturmhochwassertage kann dem GWT Nord zugeordnet werden (ebenfalls Tab. 3.10). Diesem folgt der GWT West mit einer relativen Häufigkeit von ca. 17 %.

Bei den vier am häufigsten bei Hochwasser aufgetretenen Großwettertypen herrschen im Meeresniveau nördliche bis östliche Luftströmungen über der Ostsee am Stichtag vor. Jedoch ist die Lage und Stärke der Druckzentren uneinheitlich. Die Luftdruckverteilung bei Auftreten des GWT Nord weist die stärkste Ähnlichkeit mit den mittleren Verhältnissen auf. Beim GWT Nordwest ist die Lage der Druckzentren ähnlich wie beim Nord-Typ, allerdings ist bei Ersterem das Baltische Tief stärker ausgeprägt, so dass ein schärferer Luftdruckgradient über der Ostsee besteht. Beim Großwettertyp West fehlt das Hoch über den Britischen Inseln völlig, nur ein Keil des Azorenhochs reicht bis nach Westeuropa. Wie beim Nord- und Nordwest-Typ liegt das die Sturmflut auslösende Tief über dem Baltikum. Im Gegensatz zu den GWT Nord, West und Nordwest herrscht beim GWT Ost eine straffe Ostströmung über der Ostsee, die durch ein mächtiges Hochdruckgebiet über Skandinavien mit einem Kerndruck > 1030 hPa und ein Tief, das mit seinem Kern über dem Ligurischen Meer liegt, verursacht wird.

Sturmniedrigwasser: Bei analoger Betrachtungsweise findet man für die GWT West und Nordwest signifikant größere Häufigkeiten an Sturmniedrigwasser-Tagen (Tab. 3.11). In über 92 % der Fälle kommen diese Lagen zusammen mit den GWT N und HM vor. Bei diesen vier Großwettertypen besteht eine straffe westliche bzw. südwestliche Strömung über der Ostsee. Die Bodenluftdruckverteilung bei Auftreten des GWT West zeigt die größte Ähnlichkeit mit dem mittleren Bodenluftdruckmuster für alle SNW-Fälle. Dies ist verständlich, da in mehr als der Hälfte aller Fälle dieser GWT bei Sturmniedrigwasser vorkam. Beim GWT NW ist das Zentrum des Hochs weit nach Norden verlagert, wodurch über Mitteleuropa eine nordwestliche Strömung besteht. Das Skandinavische Tief ist beim GWT NW etwa gleich stark entwickelt wie bei dem GWT W, der Kerndruck der Antizyklone ist jedoch höher, was zu einem stärkeren Druckgradienten über der Ostsee führt. Beim GWT N ist das Skandinavische Tief nach Osten verlagert und liegt mit seinem Kern über dem Bottnischen Meerbusen. Das Zentrum des Hochs befindet sich westlich der Britischen Inseln, so dass über der südwestlichen Ostsee die atmosphärische Strömung eine nordwestliche Richtung annimmt und weiter nördlich auf West dreht. Ganz anders ist die Lage der Druckzentren beim GWT HM. Das Sturmniedrigwasser auslösende Tiefdruckgebiet liegt mit seinem Kern über Nordskandinavien, das Hoch befindet sich über Südosteuropa. Damit ist die gesamte Ostsee von einer westlichen Strömung erfasst.

In den Tab. 3.10 und 3.11 sind zu den GWT korrespondierende Windgrößen enthalten. Die Beständigkeit des Windes drückt den Grad der Richtungskonstanz (Quotient aus dem Betrag des resultierenden Windvektors und der skalaren Windgeschwindigkeit, angegeben in Prozent) in dem Sinn aus, dass bei Werten von ~ 0 % alle Richtungen gleichmäßig vertreten sind, während bei 100 % nur eine Windrichtung herrscht. Die resultierende Windrichtung gibt die Richtung des Windvektors an, der nach vektorieller Addition der Windwerte erhalten wird.

Ein Zusammenhang zwischen stauwirksamer Windrichtung und Sturmflutvorkommen (Tab. 3.10) besteht für die GWT E, N, TM und N, während die vorherrschende Windrichtung bei allen anderen GWT erheblich von der stauwirksamen Windrichtung abweicht. Für SNW (Tab. 3.11) ist der Zusammenhang zwischen der wirksamsten Windrichtung und der resultierenden Windrichtung des jeweiligen GWT ausgeprägter als für die SHW.

Tab. 3.9: Klassifikation der Großwetterlagen Europas nach HESS u. BREZOWSKY (1952)

Zirkulationsform	Großwettertyp (GWT)	Großwetterlage	Abkürzung
Zonal	West (W)	1. West, antizyklonal	Wa
		2. West, zyklonal	Wz
		3. Südliche Westlage	Ws
		4. Winkelförmige Westlage	Ww
Gemischt	Südwest (SW)	5. Südwest, antizyklonal	SWa
		6. Südwest, zyklonal	SWz
	Nordwest (NW)	7. Nordwest, antizyklonal	NWa
		8. Nordwest, zyklonal	NWz
	Hoch Mitteleuropa (HM)	9. Hoch über Mitteleuropa	HM
	10. Hochdruckbrücke über Mitteleuropa	BM	
	Tief Mitteleuropa (TM)	11. Tief über Mitteleuropa	TM
Meridional	Nord (N)	12. Nord, antizyklonal	Na
		13. Nord, zyklonal	Nz
		14. Hoch Nordmeer-Island, antizyklonal	HNa
		15. Hoch Nordmeer-Island, zyklonal	HNz
		16. Hoch Britische Inseln	HB
		17. Trog Mitteleuropa	TrM
	Nordost (NE)	18. Nordost, antizyklonal	NEa
		19. Nordost, zyklonal	NEz
	Ost (E)	20. Hoch Fennoskandien, antizyklonal	HFa
		21. Hoch Fennoskandien, zyklonal	HFz
		22. Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal	HNFa
		23. Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal	HNFz
	Südost (SE)	24. Südost, antizyklonal	SEa
		25. Südost, zyklonal	SEz
Süd (S)	26. Süd, antizyklonal	Sa	
	27. Süd, zyklonal	Sz	
	28. Tief Britische Inseln	TB	
	29. Trog über Westeuropa	TrW	

Wie für die Sturmflutlage wurde der Unterschied zwischen der relativen Häufigkeit einer GWL (bzw. eines GWT) bei SNW und der relativen Häufigkeit dieser GWL (bzw. dieses GWT) auf Zufälligkeit bzw. Überzufälligkeit mittels eines Vierfeldertestes geprüft (s. o.). Wie schon erwähnt, trat im Beobachtungszeitraum von 1901–1990 an mehr als der Hälfte der SNW-Tage der GWT W auf (Tab. 3.11). Damit kam dieser Typ im Vergleich zur Häufigkeit im gesamten Zeitraum von 1901–1990 bei SNW doppelt so oft vor. Vor allem die Großwetterlage Wz bedingt die hohe Zahl des GWT West. Die zyklonale Westlage herrschte in neun Fällen vor. Sie und die zyklonale Nordwestlage, die zwar bedeutend seltener vorkommt (26 Fälle), sind bei SNW dominant. Bis auf den GWT Südwest ist die relative Häufigkeit aller anderen GWT bei SNW niedriger als für alle Tage des Gesamtzeitraumes 1901–1990. Noch nie gab es bei Sturmniedrigwasser GWL, die den Großwettertypen TM, NE bzw. E zuzuordnen sind.

Die Untersuchungen der Großwetterlagen an Tagen mit extremen Wasserständen an der deutschen Ostseeküste bestätigt die Erkenntnis, dass sehr unterschiedliche Zirkulationsverhältnisse zu Sturmhochwasser führen können, was aus den mittleren Verhältnissen nicht zu entnehmen ist (s. Abschn. 3.3.1.1).

Tab. 3.10: Relative Häufigkeiten ausgewählter Großwetterlagen (GWL) und der Großwettertypen (GWT) nach HESS u. BREZOWSKY im Zeitraum 1901–1990 für Sturmfluttage an der deutschen Ostseeküste im Vergleich mit den relativen Häufigkeiten an allen Tagen. Statistisch signifikante Unterschiede sind kenntlich gemacht (Signifikanzniveau: 95 %, 99 %, 99,9 %), nach BAERENS (1998) und METEOROLOGISCHER DIENST (1982). Ü = Übergangslage. Die Winddaten wurden aus Messungen am FS Fehmarnbelt, Arkona und Dueodde (Bornholm) gemittelt. H = Herbst (SON), W = Winter (DJF)

GWL	Relative Häufigkeit für Sturmflut-Tage	Relative Häufigkeit für alle Tage 1901/90	GWT	Relative Häufigkeit für Sturmflut-Tage	Relative Häufigkeit für alle Tage 1901/90	Beständigkeit des Windes H/W	Resultier. Windrichtung H/W
	%	%		%	%		
NWz	<u>11,6</u>	4,5	N	<u>28,6</u>	15,7	50/43	305/315
Wz	9,4	15,0	W	16,9	26,7	75/72	255/245
Nz	<u>9,4</u>	2,18	NW	13,2	8,4	80/76	285/285
HB	<u>8,8</u>	3,3	E	13,2	6,5	72/73	080/080
NEz	<u>7,7</u>	2,1	NE	9,0	4,5	57/74	030/030
TM	<u>7,7</u>	2,5	TM	<u>7,4</u>	2,5	35/45	050/065
HNFz	<u>5,5</u>	1,6	HM	<u>4,7</u>	16,7	49/60	250/250
HNz	4,4	1,5	SE	3,7	3,5	72/74	110/115
HM	4,4	9,2	S	<u>1,6</u>	8,6	52/67	160/150
Ws	4,4	3,3	SW	1,1	4,6	72/75	224/215
TrM	3,9	4,0					
Wa	3,3	5,8	Ü	0,5	0,9		
HNFa	<u>3,3</u>	1,2					
SEz	3,3	1,5					
NWa	2,8	3,9					
NWz	<u>2,8</u>	1,1					

Tab. 3.11: Relative Häufigkeiten ausgewählter Großwetterlagen (GWL) und der Großwettertypen (GWT) nach HESS u. BREZOWSKY im Zeitraum 1901–1990 für Sturmniedrigwasser-Tage an der deutschen Ostseeküste im Vergleich mit den relativen Häufigkeiten an allen Tagen. Statistisch signifikante Unterschiede sind kenntlich gemacht (Signifikanzniveau: 95 %, 99 %, 99,9 %), nach BAERENS (1998) und METEOROLOGISCHER DIENST (1982). Die Winddaten wurden aus Messungen am FS Fehmarnbelt, Arkona und Dueodde (Bornholm) gemittelt. H = Herbst (SON), W = Winter (DJF)

GWL	Relative Häufigkeit für SNW-Tage	Relative Häufigkeit für alle Tage 1901/90	GWT	Relative Häufigkeit für SNW-Tage	Relative Häufigkeit für alle Tage 1901/90	Beständigkeit des Windes H/W	Resultier. Windrichtung H/W
	%	%		%	%		
Wz	<u>39,9</u>	15,0	W	<u>52,4</u>	26,7	75/72	255/245
NWz	<u>10,6</u>	4,5	NW	13,8	8,4	80/76	285/285
BM	8,5	7,5	N	13,4	15,7	50/43	305/315
Wa	7,7	5,8	HM	12,6	16,7	49/60	250/250
Nz	4,9	2,8	SW	5,3	4,6	52/67	160/150
Ws	4,5	3,3	S	<u>1,2</u>	8,6	72/75	225/215
SWz	4,1	2,4	SE	0,8	3,5	72/74	110/115
HM	4,1	9,2	E	<u>0,4</u>	6,5	72/73	080/080
NWa	3,3	3,9					

3.3.1.2.2 Zugbahnen wasserstandsrelevanter Tiefdruckgebiete

Die meteorologischen Verhältnisse, die zu Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste führen, gehen mit den wandernden Zyklonen der atmosphärischen Westwinddrift einher. Dabei sind Wetterlagen von Bedeutung, bei denen die Zyklonen auf bestimmte Weise die Ostsee überqueren. Damit entscheidet sich, in welcher Form die wasserstandserhöhenden Faktoren (Füllungsgrad, Windstau und lange Wellen) zusammengeführt werden, was den Verlauf einer Sturmflut bestimmt. Deshalb ist die Art der Zyklonenzugbahnen über dem Ostseegebiet das entscheidende Kriterium zur Bestimmung spezifischer Sturmflutwetterlagen. In der neueren Literatur (so BAERENS et al., 1994; BAERENS, 1998; BECKMANN u. TETZLAFF, 1996; BECKMANN, 1997a; MEINKE, 1998, 1999) stützen sich die Angaben bezüglich der Sturmflutwetterlagen hauptsächlich auf die Untersuchungen von KOHLMETZ (1964, 1967). Im Rahmen seiner Dissertation bearbeitete er 39 Ostsee-Sturmfluten im Zeitraum von 1883–1961 sowie die extreme Sturmflut vom 12.–13.11.1872. Er untersuchte zunächst ausschließlich den Zugbahnverlauf der auslösenden Zyklonen über dem Ostseeraum. Dabei haben sich Zyklonen aus NW, aus W, aus S bis SW sowie Zyklonen aus NO als typische Zugbahnen sturmflutrelevanter Tiefs herauskristallisiert (Abb. 3.19 bis 3.22). Bei den Zyklonen aus S bis SW handelt es sich um Vb-Lagen (sprich: 5-b). Die Bezeichnung entstammt der klassischen Zyklonen-Zugbahnklassifikation von VAN BEBBER (1893). Sie sind besonders wegen der mit ihnen verbundenen starken Niederschläge bekannt.

Überqueren die Zyklonen die Ostsee aus Nordwest, so kommen sie vom östlichen Nordatlantik und ziehen südostwärts. In dieser Ausrichtung überqueren sie entweder die südliche Ostsee (Typ NW-a), die zentrale Ostsee (Typ NW-b) oder den Bottnischen Meerbusen (Typ NW-c) (vgl. Abb. 3.19). Dabei wirken zunächst südliche und westliche Winde auf die Wassermassen der Ostsee ein. Die südöstliche Verlagerung der Tiefdruckgebiete erfolgt mit dem Durchzug der Kaltfront und einem Kaltluftvorstoß auf der Rückseite, mit dem ein Windrichtungswechsel über West und Nordwest auf Nord bzw. Nordost über der Ostsee verbunden ist.

Zyklonen aus West wandern westlich von Großbritannien über die Deutsche Bucht bzw. über Holland nach Norddeutschland und ziehen an der südlichen Ostseeküste nach Nordpolen (Abb. 3.20). Damit wirken über der Ostsee zunächst östliche Winde, die über Nord auf westliche Richtungen drehen. Windverhältnisse, die mit dem südlichen Teil der Zyklonen in Zusammenhang stehen, haben auf die Wassermassen der Ostsee seltener Einfluss.

Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen ziehen in der Regel aus Südwesteuropa über Ungarn nordwärts nach Südpolen. Von hier verlaufen ihre Zugbahnen entweder in nordwestliche oder in nördliche bzw. östliche Richtungen (Abb. 3.21). Der Windrichtungswechsel ist je nach Verlauf recht heterogen. Südliche Winde sind bei dieser Zugbahn über den Wassermassen der Ostsee nicht sehr häufig

Die vierte Zugbahn sturmflutrelevanter Zyklonen führt aus dem Gebiet südwestlich Islands zunächst ost-, dann ost-südostwärts über den Nordatlantik und Mittelskandinavien zur östlichen Ostseeküste. Von dort aus verlagern sich die Tiefs südwärts und ziehen schließlich auf einer Nordost-Südwest-Achse in das Gebiet der südwestlichen Ostsee (Abb. 3.22). Die Winde drehen über der Ostsee von Süd über West auf nördliche und nordöstliche Richtungen.

Neben der hier wiedergegebenen ausführlichen Analyse gibt es auch Ansätze, nur zwei derartige Sturmflutwetterlagen zu unterscheiden. Dabei werden die Zyklonen aus Nordwest, aus West und aus Nordost zu einer Lage zusammengefasst und von den Vb-artigen Zugbahnen unterschieden (s. KANNENBERG, 1954; BAERENS et al., 1994; BAERENS, 1998; STIGGE, 1995).

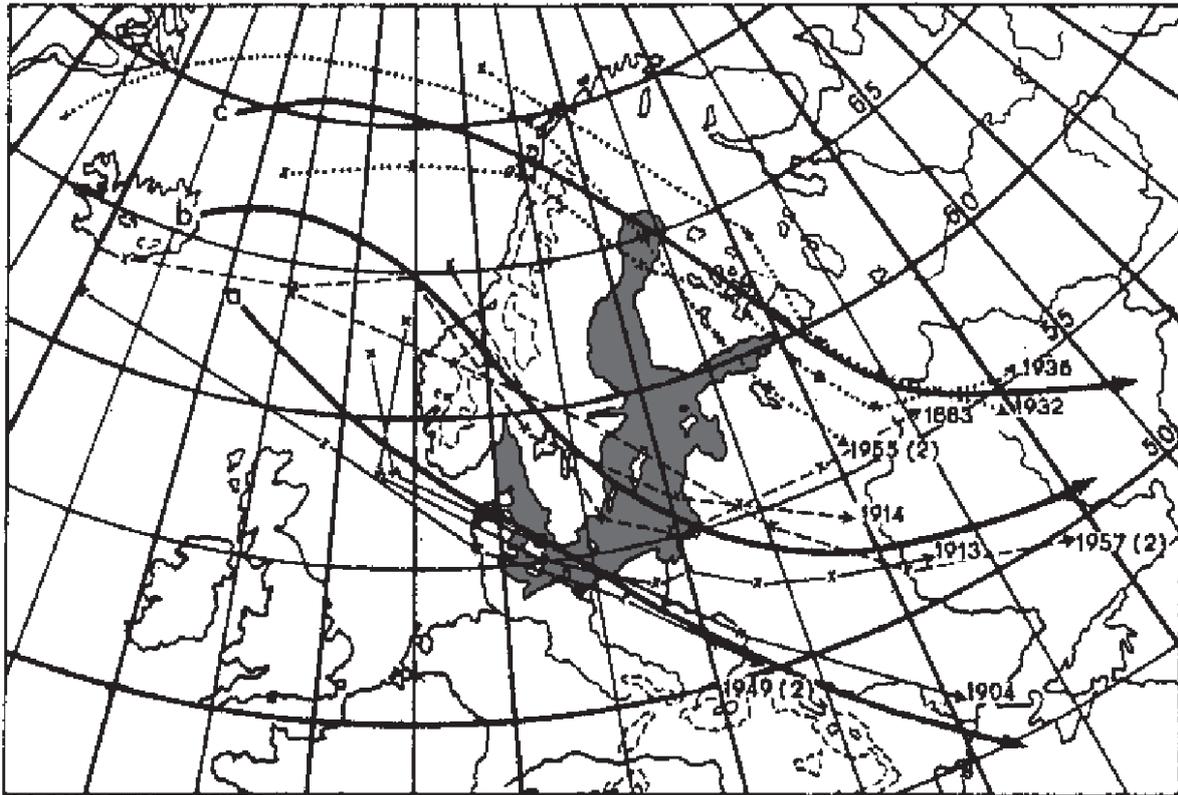


Abb. 3.19: Zyklonen aus Nordwest, nach KOHLMETZ (1967), verändert durch MEINKE (1998)

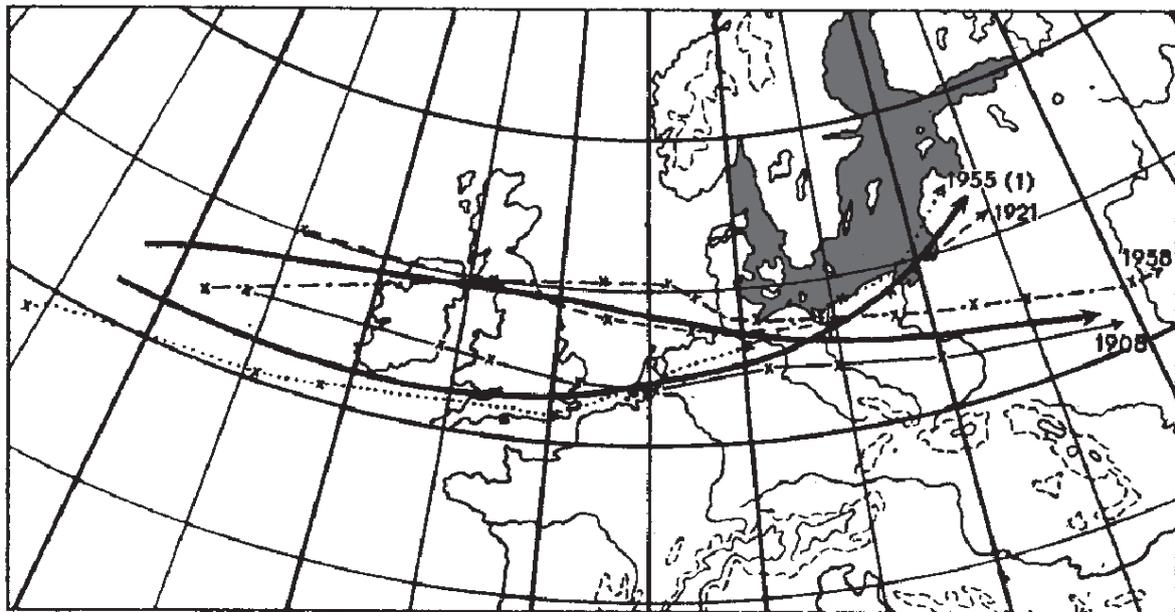


Abb. 3.20: Zyklonen aus West, nach KOHLMETZ (1967), verändert durch MEINKE (1998)



Abb. 3.21: Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen, nach KOHLMETZ (1967), verändert durch MEINKE (1998)



Abb. 3.22: Zyklonen aus Nordost, nach KOHLMETZ (1967), verändert durch MEINKE (1998)

Dabei muss jedoch weiterhin beachtet werden, dass bei den Tiefdruckgebieten aus West hauptsächlich die Winde des nördlichen Teils der Zyklonen die Wassermassen der Ostsee anregen, während bei der Nordwest-Lage zusätzlich die Winde des südlichen Teils des Tiefs von Bedeutung sind. So erfolgt bei den Zyklonen aus West ein anderer Windrichtungswechsel als es bei denen aus Nordwest der Fall ist. Windrichtungen und Windrichtungswechsel, die mit Sturmflut erzeugenden Tiefs auftreten, sind vor allem dann von entscheidender Bedeutung, wenn der zeitliche Verlauf von Sturmfluten Gegenstand der Untersuchung ist. Sturmfluten, bei denen der Wasserstand nur durch den Windstau auf ein höheres Niveau angehoben wird, treten hauptsächlich bei den Zyklonen aus West und denen auf Vb-artigen Zugbahnen auf, während Sturmfluten in Verbindung mit Eigenschwingungen, mit denen auch Sturmniedrigwasser verbunden sein können, am häufigsten bei den Zyklonen aus Nordwest entstehen (MEINKE, 1998).

Anhand von Bodenwetterkarten des täglichen Wetterberichtes des Deutschen Wetterdienstes (DWD) von 1953–1997 sind die Zugbahnen Sturmflut-relevanter Tiefdruckgebiete in Zusammenhang mit den nach DIN 4049 klassifizierten Sturmfluten (s. Abschn. 3.2.1) für den gleichen Zeitraum für Warnemünde untersucht worden (MEINKE, 1998). Alle Zugbahnen, die während der Ereignisse aufgetreten sind, können den vier oben beschriebenen Sturmflutwetterlagen zugeordnet werden. Weitere Sturmflutwetterlagen sind nicht festgestellt worden. Am häufigsten sind die Sturmfluten der südwestlichen Ostsee mit Zyklonen aus Nordwest, gefolgt von solchen aus West und auf Vb-artigen Zugbahnen verbunden. Am seltensten sind Tiefs aus Nordost (Tab. 3.12).

Eine aus der Praxis der täglichen Wasserstandsvorhersage stammende Einteilung der Zugbahnen von Tiefs, die Hochwasser auslösen, hat STIGGE (1995) vorgestellt. Hier werden die Tiefdruckgebiete und ihre Zugbahnen in Abhängigkeit davon unterteilt, ob die Zugbahnen der Zyklonen in der Nähe oder entlang der südlichen Ostseeküste (Typ a) oder weiter entfernt davon in der zentralen und nördlichen Ostsee (Typ b, s. Abb. 3.23) verlaufen. Wenn man die Hochwassergipfel vergleicht, so ist das Ergebnis auf den ersten Blick überraschend. Tiefs vom Typ (a) erzeugen in der Mehrheit der Fälle die höheren Wasserstände (Tab. 3.13).

Voraussetzung für die Entwicklung extremer Sturmflutwasserstände ist offensichtlich nicht notwendigerweise ein die gesamte Ostsee erfassendes Windfeld, sondern dessen Intensität in den stauwirksamsten Gebieten. Simulationsrechnungen von KOOP (1973) mit einem HN-Modell und weitere Untersuchungen von ENDERLE (1989) haben zur Klärung der Frage nach den stauwirksamsten Gebieten für die deutsche Ostseeküste beigetragen. Im KOOP-schen Modell wird die Ostsee in Stauräume aufgeteilt und der dem Windstau entspringende

Tab. 3.12: Häufigkeiten von Tiefdruckgebieten und Sturmfluten in Warnemünde für den Zeitraum 1953–1997, nach MEINKE (1998)

Zugbahn	Sturmflutklassifikation nach DIN 4049 Grenzwert 90 cm ü. Mittelwasser	
	Anzahl der Sturmfluten	Relative Häufigkeit %
Zyklonen aus Nordwest	60	62,5
Zyklonen aus West	19	19,8
Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen	14	14,6
Zyklonen aus Nordost	3	3,1

Tab. 3.13: Maximale Wasserstände in Warnemünde, die in Zusammenhang mit verschiedenen Zyklonen-Zugbahnen auftraten, nach STIGGE (1995)

Zyklonen-Zugbahn Typ a		Zyklonen-Zugbahn Typ b	
Maximaler Wasserstand cm ü. NN	Datum	Maximaler Wasserstand cm ü. NN	Datum
243	Nov. 1872	154	Jan. 1914
180	Dez. 1913	133	Nov. 1955
188	Dez. 1904	129	Jan. 1946
170	Apr. 1954	126	Nov. 1988
150	Nov. 1921	122	Dez. 1983
150	März 1949	121	Dez. 1971
150	Jan. 1968	117	Nov. 1957
148	Nov. 1890	115	Jan. 1949
140	Jan. 1987	115	Jan. 1983
135	Dez. 1957	114	Feb. 1962

Wasserstand an einem Ort ergibt sich als Summe der Teilstaus (Superpositionsprinzip). KOOP konnte zeigen, dass die Stauanteile des Gebietes südlich 56° N (Abb. 3.15 und 3.23) ca. 70 bis 90 % des Gesamtstaus für die Pegel zwischen Rügen und Kiel liefern. Dieser Befund wird durch die synoptische Praxis bestätigt. Denn Tiefs vom Typ a werden von einem stauwirksamen Windfeld begleitet, das sich in der Regel südlich von 56° N ausbildet und die südliche und westliche Ostsee bis zur polnischen und deutschen Küste erfasst.

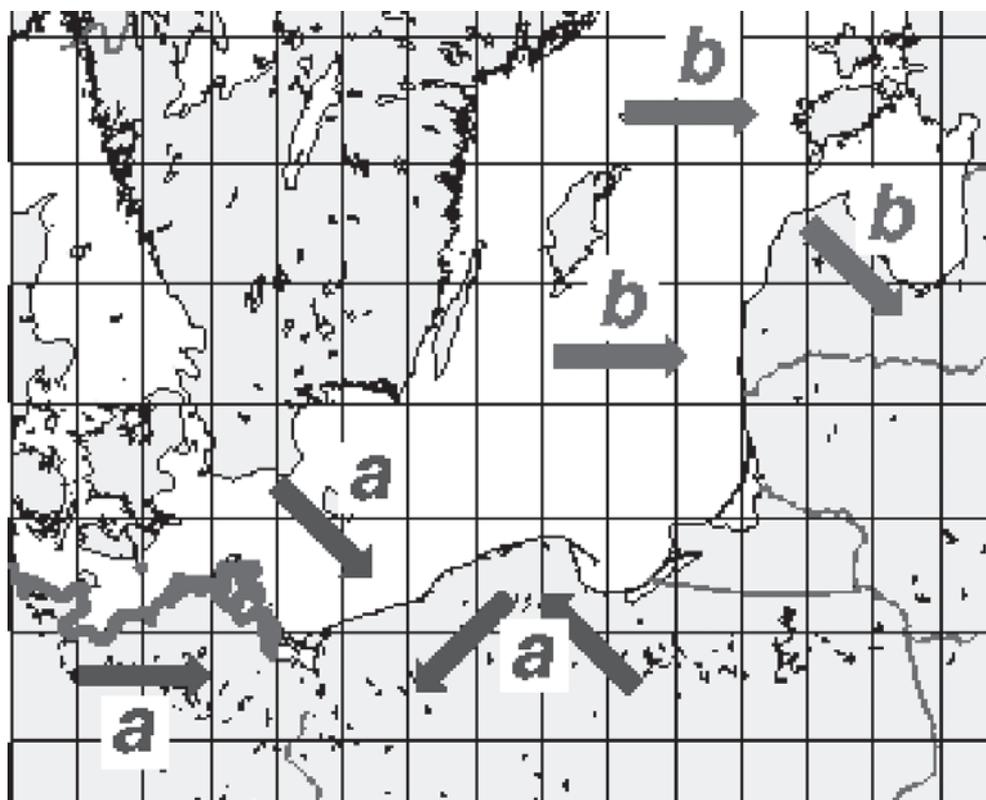


Abb. 3.23: Charakteristische Zugbahnen von Sturmtiefs, die an der deutschen Ostseeküste Hochwasser auslösen, nach STIGGE (1995)

Zu den Zyklonenzugbahnen, bei denen Sturmniedrigwasserereignisse auftreten, gibt es bisher nur wenig Auswertungen. Jedoch ist klar zu erkennen, dass solche Ereignisse häufig mit sturmflutrelevanten Zyklonen aus Nord-West auftreten (vgl. oben). MEWES (1987) hat Entstehungsgebiete und Zugbahnen von Sturmtiefs, die in Wismar und Warnemünde im Zeitraum 1952–1985 Sturmniedrigwasser auslösten, analysiert. Diese Tiefs entstehen überwiegend im Seegebiet zwischen Island und 50° N, in nur zwei Fällen im Nordmeer. Die Tiefs ziehen über die Nordsee und Skandinavien ost- bzw. nordostwärts Richtung Finnland/Finnischer Meerbusen. MEWES hat die Zugbahnen in drei Klassen eingeteilt, wobei bemerkenswert ist, dass die Tiefdruckzentren die Ostsee entlang des 60. Breitengrades überqueren. In nur zwei Fällen ist ein etwas südlicherer Verlauf beobachtet worden. Bei der Verlagerung dieser Tiefs bildet sich eine solche Luftdruckverteilung über weite Gebiete der westlichen, südlichen und zentralen Ostsee aus, die mit stürmischem Wind oder Sturm aus Südwest verbunden ist.

3.3.1.2.3 Zum Zusammenhang von Zyklonen-Zugbahnen und Großwetterlagen bei Sturmfluten

Die Betrachtung der Großwetterlagen (s. Abschn. 3.3.1.2.1) ist zwar zur Erfassung Sturmflut-relevanter Zyklonenzugbahnen nicht genau genug, sie kann aber Aufschluss über die Entstehung solcher Zugbahnen geben. Bei der Zuordnung Großwetterlage (GWL) und Sturmfluttag wurde hier berücksichtigt, dass sich in einigen Fällen am Tag des Sturmflutscheitels ein Wechsel der GWL vollzieht, nachdem eine bestimmte Wetterlage über einige Tage hinweg angehalten hat. Es ist davon auszugehen, dass die Ausrichtung der Zyklonenzugbahnen, mit denen die sturmfluterzeugenden Prozesse einhergehen, maßgeblich von der Großwetterlage bzw. der Zirkulationsform beeinflusst worden ist, die tagelang vor dem Eintrittszeitpunkt des Sturmflutscheitels angedauert hat. Deshalb wird bei einem Wechsel der GWL am Tag des Sturmflutscheitels nicht die Lage des Stichtages, sondern die der vorherigen Tage den Untersuchungen zugrunde gelegt (MEINKE, 1998).

Wie zuvor vermutet, zeigt sich eine starke Streuung der Zugbahnen Sturmflut auslösender Zyklonen bezüglich der verschiedenen GWL und Zirkulationsformen. Die vier oben erörterten Zugbahnen solcher Tiefs sind von 1953–1997 bei 21 von den insgesamt 29 GWL aufgetreten (Tab. 3.14). Am häufigsten sind in Übereinstimmung mit den Ergebnissen in Abschn. 3.3.1.2.1 Sturmflutwetterlagen bei den GWL Nordwest zyklonal (18,6 %), West zyklonal (17,4 %) und Nord zyklonal vorgekommen. Ausgehend von den Großwetterlagen zeigt sich, dass mit bestimmten GWL fast ausschließlich Zyklonen aus Nordwest und West einher gehen, während mit anderen außerdem Vb-artige Zugbahnen und Zyklonen aus Nordost vorkommen. Wesentlich deutlicher zeigen sich diese Zusammenhänge vor dem Hintergrund der Zugehörigkeit der GWL zu den Zirkulationsformen. Bei zonaler und gemischter Zirkulationsform erscheinen bis auf eine Ausnahme ausschließlich Zyklonen, die aus West oder Nordwest die Ostsee überqueren, während bei meridionaler Zirkulationsform alle Sturmflut-relevanten Zyklonenbahnen festzustellen sind. Die Wahrscheinlichkeit, dass Zyklonen auf Vb-artigen Zugbahnen und Zyklonen aus Nordost vorkommen, ist bei meridionaler Zirkulationsform am größten.

Zusätzlich wurden die sturmflutrelevanten Zyklonen bezüglich der Zuggeschwindigkeit und des Kerndruckes untersucht (MEINKE, 1998). Der durchschnittliche Kerndruck aller zwischen 1953 und 1997 analysierten Zyklonen beträgt 990 hPa (auf 5 hPa gerundet).

Tab. 3.14: Zugbahnen Sturmflut-relevanter Zyklonen in Abhängigkeit von Großwetterlagen (GWL) und Zirkulationsformen am Beispiel der Daten für Warnemünde aus dem Zeitraum 1953–1997, nach MEINKE (1998). Die Sturmfluten sind nach DIN 4049 klassifiziert.

Zirkulationsform	GWL	Zyklonen aus Nordwest		Zyklonen aus West		Vb-artige Zugbahnen		Zyklonen aus Nordost		Gesamt	
		Anzahl	Prozent	Anzahl	Prozent	Anzahl	Prozent	Anzahl	Prozent	Anzahl	Prozent
Zonal	Wa	1		0		0		0		1	1,2
	Wz	12		3		0		0		15	17,4
	Ws	0	13	5	8	0	0	0	0	5	5,8
Gemischt	SWa	1		0		0		0		1	1,2
	SWz	0		2		0		0		2	2,3
	NWa	1		0		0		0		1	1,2
	NWz	13		3		0		0		16	18,6
	HM	0		0		0		1		1	1,2
	BM	2	17	0	5	0	0	0	1	2	2,3
Meridional	Na	1		0		0		0		1	1,2
	Nz	8		1		0		1		10	11,6
	HNa	1		0		0		0		1	1,2
	HNz	1		2		0		0		3	3,5
	HB	7		0		0		0		7	8,1
	TrM	0		1		2		0		3	3,5
	NEa	2		0		0		0		2	2,3
	NEz	1		1		2		1		5	5,8
	HFz	0		0		1		0		1	1,2
	HNFa	1		0		0		0		1	1,2
	HNFz	1		0		4		0		5	5,8
	TM	1	24	0	5	2	11	0	2	3	3,5

Dieser Wert liegt deutlich unter dem Wert für die Tiefdruckgebiete, die aus der Mittelung aller Bodenluftdruckfelder an Sturmfluttagen im Zeitraum 1901–1990 resultieren (vgl. Tab. 3.5). Die durchschnittliche Zuggeschwindigkeit dieser Tiefs beträgt 920 km/Tag (auf fünf km/Tag gerundet).

3.3.1.3 Windklimatologie für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns

3.3.1.3.1 Zeitliche Veränderungen der Windgeschwindigkeit

Da die hier behandelten Prozesse ausgeprägter Wasserstandsänderungen sehr eng mit den Windverhältnissen zusammenhängen, ist es zweckmäßig, den von der unmittelbaren Küstennähe vorliegenden langen Windmessreihen verstärkte Aufmerksamkeit zu widmen. Allerdings stößt die Aufstellung zuverlässiger Windklimatologien auf spezifische Schwierigkeiten. Windmessungen unterliegen leider oft schleichend in Erscheinung tretenden Messfehlern. Gerätewechsel und Änderungen in der Höhe der Messungen beeinträchtigen die Homogenität der Messreihen. Schätzungen der Windgeschwindigkeit nach der Beaufort-Skala bedürfen einer aus verschiedenen Gründen nicht-trivialen Umrechnung. Dazu kommt,

dass die Windwerte empfindlich von der Art der Unterlage abhängen, was eine Reduktion der Daten auf Verhältnisse über See erforderlich macht.

Sorgfältig aufgestellte Windklimatologien sind nicht nur in Zusammenhang mit Wasserstandsschwankungen von Bedeutung, sondern auch zur Beurteilung von küstendynamischen Änderungen (SCHÖNFELDT u. STEPHAN, 2000).

3.3.1.3.1 Zeitliche Veränderungen der Windgeschwindigkeit

Um längere Windzeitreihen zu untersuchen, werden hier Bodenwindzeitreihen verwendet. Jedoch existieren für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns keine durchgehenden und homogenen Windzeitreihen, die der Länge der vorhandenen Zeitreihen der Sturmhoch- oder Sturmniedrigwasser entsprechen. Die einzige zur Verfügung stehende historische Bodenwindzeitreihe in unmittelbarer Küstennähe ist die von der Seefahrtsschule in Wustrow von 1876 bis 1920. Es handelt sich bei diesen Daten bereits um Zehnminuten-Mittelwerte, die mit einem Anemometer auf dem Dach des Schulgebäudes gemessen wurden. Für den Zeitraum 1920 bis 1945 sind lediglich geschätzte Daten nach der Beaufort-Skala für Warnemünde vorhanden. Diese Schätzwerte wurden mittels der Beaufort-Äquivalentskala von LINDAU (1994) in Windgeschwindigkeitsdaten transformiert. Seit 1946 werden Zehnminuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung von der Wetterstation in Warnemünde gemessen. Doch bedauerlicherweise veränderte sich des Öfteren die Bebauung rund um diesen Messstandort. Eine weitere längere Zeitreihe von Windmessungen existiert von Arkona (Insel Rügen), die ab 1950 zur Verfügung steht. Es muss erwähnt werden, dass eine gemeinsame Auswertung aller dieser Rohdaten ab 1880 nicht ohne Weiteres erfolgen kann, weil die gemessenen Bodendaten dem Einfluss der lokalen und regionalen Oberflächeneigenschaften unterliegen. Um aus den Messungen der verschiedenen Stationen eine gemeinsam zusammenhängende Zeitreihe zu bilden, ist es erforderlich, die Rohdaten zu homogenisieren und auf einheitliche Eigenschaften der Oberfläche zu normieren. Die Homogenisierung der Zeitreihen von Wustrow, Warnemünde und Arkona in Bezug auf die Orographie, die Bodenrauigkeit und die Hindernisse des umgebenden Messstandortes sowie die anschließende Normierung auf einheitlichen Untergrund und eine einheitliche Messhöhe erfolgten mittels eines kleinskaligen Modells (MORTENSEN et. al., 1993). Als einheitliche Oberfläche wurde eine Wasseroberfläche (Rauigkeitslänge von 0,0002 m) und eine Höhe über Grund von 10 m gewählt. Das kleinskalige Modell berechnet aus den Messwerten und der vorgegebenen Beschreibung des Messstandortes (Orographie, Rauigkeit und Hindernisse) die für die ausgewählte Wasseroberfläche entsprechend geltenden Weibull-Parameter. Die Weibull-Verteilung (s. SCHÖNWIESE, 2000) ist eine generell bewährte zweiparametrische Verteilungsfunktion.

Diese Funktionen dienen zur Beschreibung der Häufigkeitsverteilung von Windgeschwindigkeiten. Damit die empirischen Verteilungen möglichst gut durch die Weibull-Verteilungen approximiert werden, wurden Zeitreihenabschnitte von fünf Jahren als Stichproben gewählt. Von 1880 bis 1995 wurden dann für Perioden von fünf Jahren Weibull-Verteilungen bestimmt. Diese Verteilungen dienten zur Bildung von Zeitreihen der 1 %-, 10 %- und 50 %-Perzentile (s. Abb. 3.24).

Ein p %-Perzentil repräsentiert hier die Windgeschwindigkeit, welche mit einer Wahrscheinlichkeit von p % überschritten wird. Die zum p %-Perzentil zugehörige Windgeschwindigkeit kann bestimmt werden, wenn die Verteilung in der Form der Überschreitungswahrscheinlichkeit gegeben ist. Die Auswahl der 1 %-, 10 %- und 50 %-Perzentile gibt eine gute Information über die Verteilung.

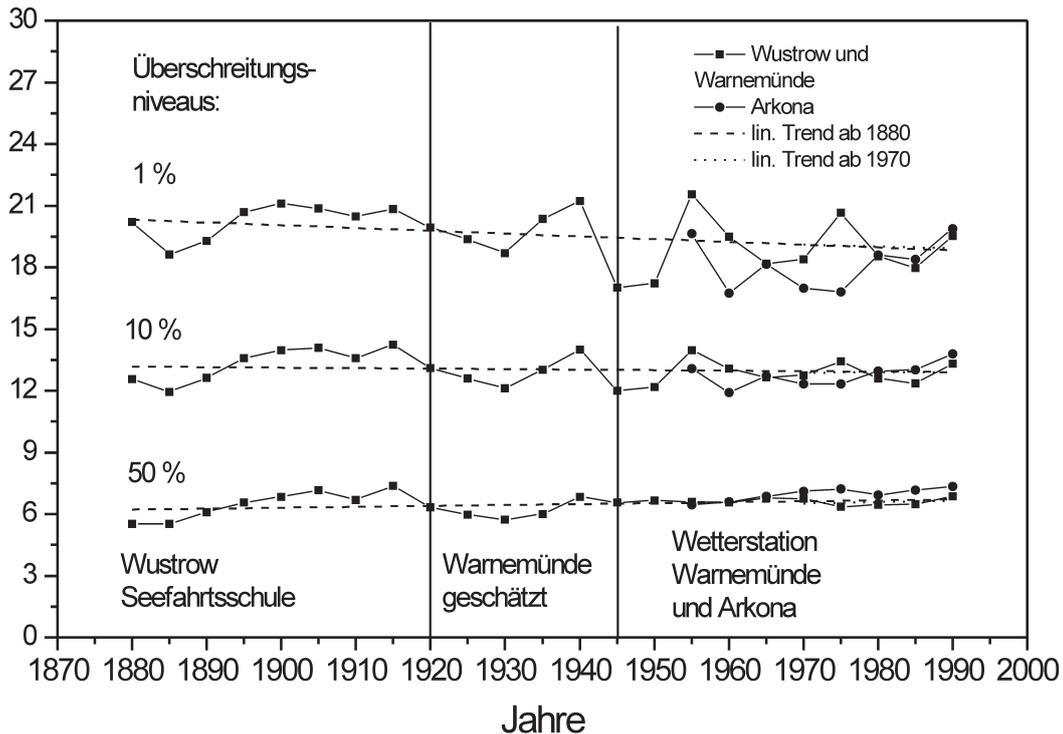


Abb. 3.24: Zeitreihen der 1%-,10%- und 50%-Perzentile, ermittelt aus den fünfjährigen, auf Meeressoberflächeneigenschaften normierten Weibull-Häufigkeitsverteilungen von Wustrow, Warnemünde und Arkona, nach BECKMANN (1997a) (Ordinate: Windgeschwindigkeit in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Die Trendanalyse zeigt für die drei Zeitreihen der Perzentile, gebildet aus Weibull-Verteilungen von Wustrow und Warnemünde, nur minimale Veränderungen. Der Trend der Zeitreihe des 1%-Perzentils ist $-0,014 \text{ m/s}$ in fünf Jahren mit 95% Signifikanz. Der Trend der 10%-Perzentil-Zeitreihe beträgt $-0,002 \text{ m/s}$ in fünf Jahren. Jedoch ist dieser Trend nicht signifikant ($p < 90 \%$). Der Trend der 50%-Perzentil-Zeitreihe ist $+0,005 \text{ m/s}$ in fünf Jahren und auf dem 90% Signifikanz-Niveau von Null verschieden. Es ist festzustellen, dass diese Trends kleiner sind als die aus den kürzeren aerologischen Zeitreihen abgeleiteten (s. Abschn. 3.3.1.3.4). Abb. 3.24 zeigt außerdem, dass die Zeitreihen der Perzentile, gebildet aus den korrigierten Weibull-Verteilungen von Warnemünde und Arkona, miteinander vergleichbar sind. Damit wird die hier angewendete Methode zur Korrektur von Bodenwindzeitreihen mittels eines kleinskaligen numerischen Modells bestätigt. Ein direkter Vergleich der beiden Originalzeitreihen von Warnemünde und Arkona ist unmöglich, weil die beiden Standorte sich sehr unterscheiden. Der Messstandort Warnemünde ist von einer dichten Bebauung umgeben, während die Wetterstation Arkona unmittelbar an einer 42 m hohen Steilküste liegt und durch eine hügelig gegliederte Orographie mit wenig Bebauung charakterisiert ist.

3.3.1.3.2 Mittlere Andauer von Windereignissen

Für viele Fragestellungen in der Küstenforschung sind neben den Häufigkeitsverteilungen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung die mittleren Andauerwerte verschiedener Windereignisse gefragt. Unter der Andauer eines Windereignisses ist die Verweildauer von Windgeschwindigkeit und Windrichtung in derselben Klasse der Geschwindigkeit und Richtung zu verstehen. Es bietet sich an, die mittleren Andauern aus der Markov-Matrix (KA-

MINSKY et al., 1991; KIRCHHOFF et al., 1989) zu berechnen, sofern das Autokorrelationspektrum der zu untersuchenden Zeitreihe rotes Rauschen zeigt und damit die Messungen einer Persistenz unterliegen. Die Elemente der Markov-Matrix geben die Übergangswahrscheinlichkeiten an, mit der Windgeschwindigkeit und Windrichtung vom Zeitpunkt t_n zum darauf folgenden t_{n+1} von einer Klasse in eine andere wechseln. Zur Berechnung der mittleren Andauer sind nur die Wahrscheinlichkeiten, die in der Hauptdiagonalen der Markov-Matrix stehen, von Bedeutung. Diese Matrixelemente geben die Wahrscheinlichkeit für den Klassenerhalt an. Die Häufigkeit des Klassenerhalts vom Zeitpunkt t_n zum darauf folgenden t_{n+1} der Windgeschwindigkeit in der Windgeschwindigkeitsklasse i und der Windrichtung in der Windrichtungsklasse j wird durch die Anzahl ausgedrückt. Die Häufigkeit der Messungen mit Windgeschwindigkeiten in der Windgeschwindigkeitsklasse i und mit Windrichtungen in der Windrichtungsklasse j zum gemeinsamen Zeitpunkt ist durch die Anzahl l_{ii}^j gegeben. Die Übergangswahrscheinlichkeit p_{ii}^j wird dann durch Gl. (3.1) angegeben:

$$p_{ii}^j = \frac{m_{ii}^j}{l_{ii}^j} \quad (3.1)$$

Die mittlere Andauer des Klassenerhalts der Windgeschwindigkeit und Windrichtung berechnet sich aus der Übergangswahrscheinlichkeit wie folgt:

$$D_{ii}^j = \frac{1}{1 - p_{ii}^j} \quad (3.2)$$

Im Zusammenhang mit der Küstenforschung sollen die Windereignisse nach Möglichkeit über der Meeresoberfläche repräsentativ sein. Die im Abschn. 3.3.1.3.1 vorgestellten korrigierten Weibull-Häufigkeitsverteilungen können jedoch nicht verwendet werden, da zur Berechnung der Markov-Matrixelemente Terminwerte erforderlich sind. Es wird ein Korrekturverfahren benötigt, welches jedes einzelne Zeitreihenelement auf die Eigenschaften der Meeresoberfläche transformiert. Für Boltenhagen existieren Korrekturfaktoren zur Transformation der Windgeschwindigkeit vom Messstandort auf die Unterlage Meer ($z_0 = 0,00025$ m), die vom Deutschen Wetterdienst in Hamburg (Geschäftsfeld Seeschifffahrt) berechnet wurden. Die Messwerte Boltenhagens sind als 10-Minuten-Mittelwerte stündlich von 1973 bis 1993 verfügbar. Die Korrekturfaktoren für Boltenhagen sind in der Tab. 3.15 angegeben. Sie sind lediglich windrichtungsabhängig. Näheres über das Homogenisierungsverfahren ist bei SCHMIDT u. PÄTSCH (1992) zu finden, wo nach dem gleichen Verfahren Übertragungsfaktoren für die Nordsee-Inselstation Norderney berechnet wurden. Mittels des logarithmischen Windgesetzes (vgl. Abschn. 3.3.2.1) wird die Zeitreihe von 18 m, der ursprünglichen Messhöhe, auf 10 m Höhe normiert. Zur Berechnung der mittleren Andauer werden Klassenbreiten der Windgeschwindigkeit von 5 m/s und der Windrichtung von 90° gewählt. Die Klassen der Windgeschwindigkeit n_i werden stufenweise um 1 m/s erhöht, d. h. die erste Klasse ist das Intervall von 0 m/s bis 5 m/s mit dem Mittelwert von 2,5 m/s, die zweite Klasse geht von 1 m/s bis 6 m/s mit dem Mittelwert von 3,5 m/s usw. Die Klassen der Windrichtungen erhöhen sich stufenweise um 10° , d.h. der erste Sektor liegt im Bereich zwischen 0° und 90° . Ihm wird die mittlere Windrichtung von 45° zugeordnet. Der zweite Sektor liegt dann im Bereich von 10° bis 100° mit dem Mittelwert von 55° . In 10° -Schritten geht es dann bis zum letzten Sektor mit dem Bereich von 350° bis 80° und 35° als mittlere Richtung weiter. Für jede Kombination aus Windgeschwindigkeitsklasse und Windrichtungssektor wird die Übergangswahrscheinlichkeit nach der Gleichung des Klassenerhalts bestimmt. Im Be-

reich der hohen Windgeschwindigkeiten im Nord- bis Südsektor sind in einigen Klassen die Aussagen aufgrund geringer Anzahl von Stichprobenelementen nicht signifikant. Aus diesem Grund wurden die Daten der mittleren Andauer mittels einer über drei Klassen der Windgeschwindigkeit übergreifenden Mittelwertbildung gefiltert.

In Abb. 3.25 sind die mittleren Andauerwerte von Windereignissen in Abhängigkeit von Richtung und Geschwindigkeit dargestellt. Auf diesem Bild ist zu erkennen, dass Maxima der mittleren Andauer von 3,8 Stunden (3 h 50 min) bei etwa 10 m/s und 55° sowie von 3,20 Stunden (3 h 12 min) bei etwa 255° liegen. Bei der zur graphischen Darstellung notwendigen Interpolation und bei der vorgenommenen Filterung der Ursprungsdaten der mittleren Andauerwerte kommt es in Abb. 3.25 zu bestimmten Unterschätzungen, u. a. der maximalen mittleren Andauerbeträge. Die tatsächlich ermittelten maximalen mittleren Andauerwerte betragen 4 Stunden und 20 Minuten für 9,5 m/s bei einer Windrichtung von 65° und 3 Stunden und 55 Minuten für 9,5 m/s bei einer Windrichtung von 255°.

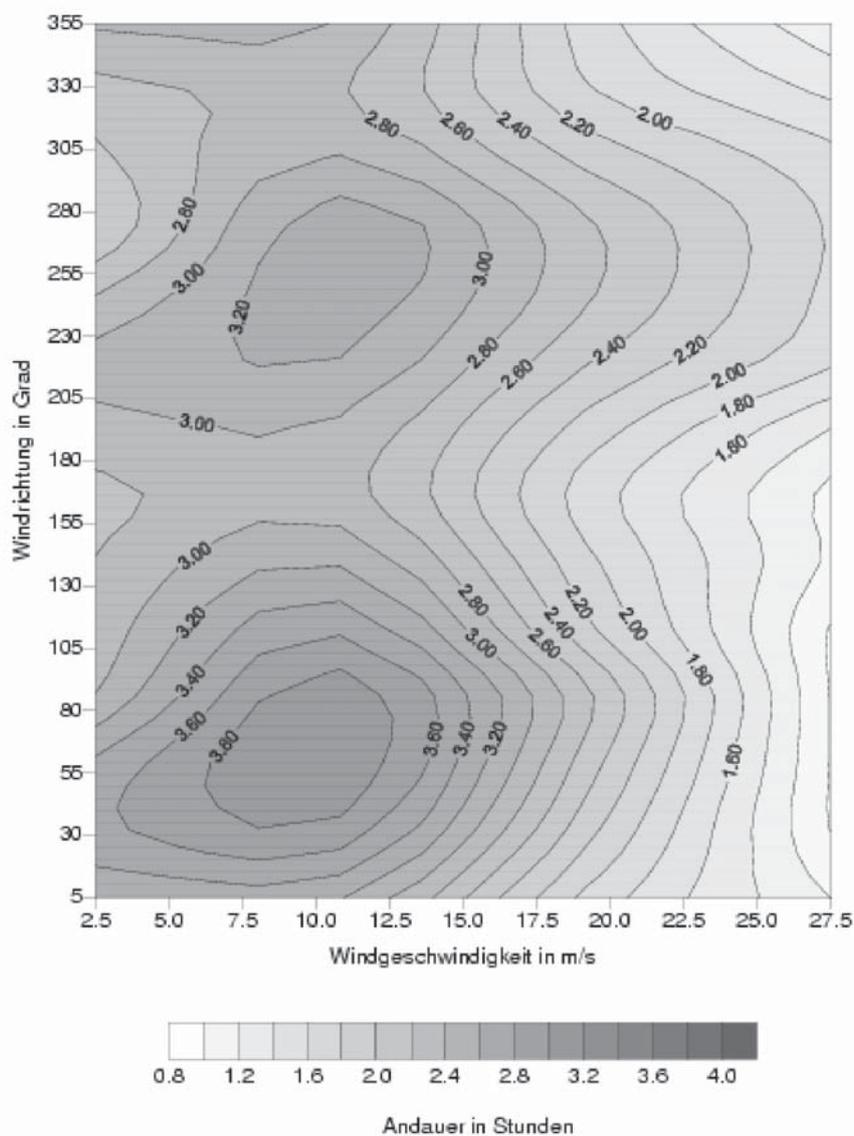


Abb. 3.25: Mittlere Andauer von Windgeschwindigkeit und -richtung in Stunden für eine homogene Wasseroberfläche (Rauigkeitslänge $z_0 = 0,00025$ m) in einer Höhe von 10 m ü. Gr. Die Angaben wurden aus der vom DWD Hamburg korrigierten Zeitreihe Boltenhagen ermittelt, nach BECKMANN u. TETZLAFF (1997)

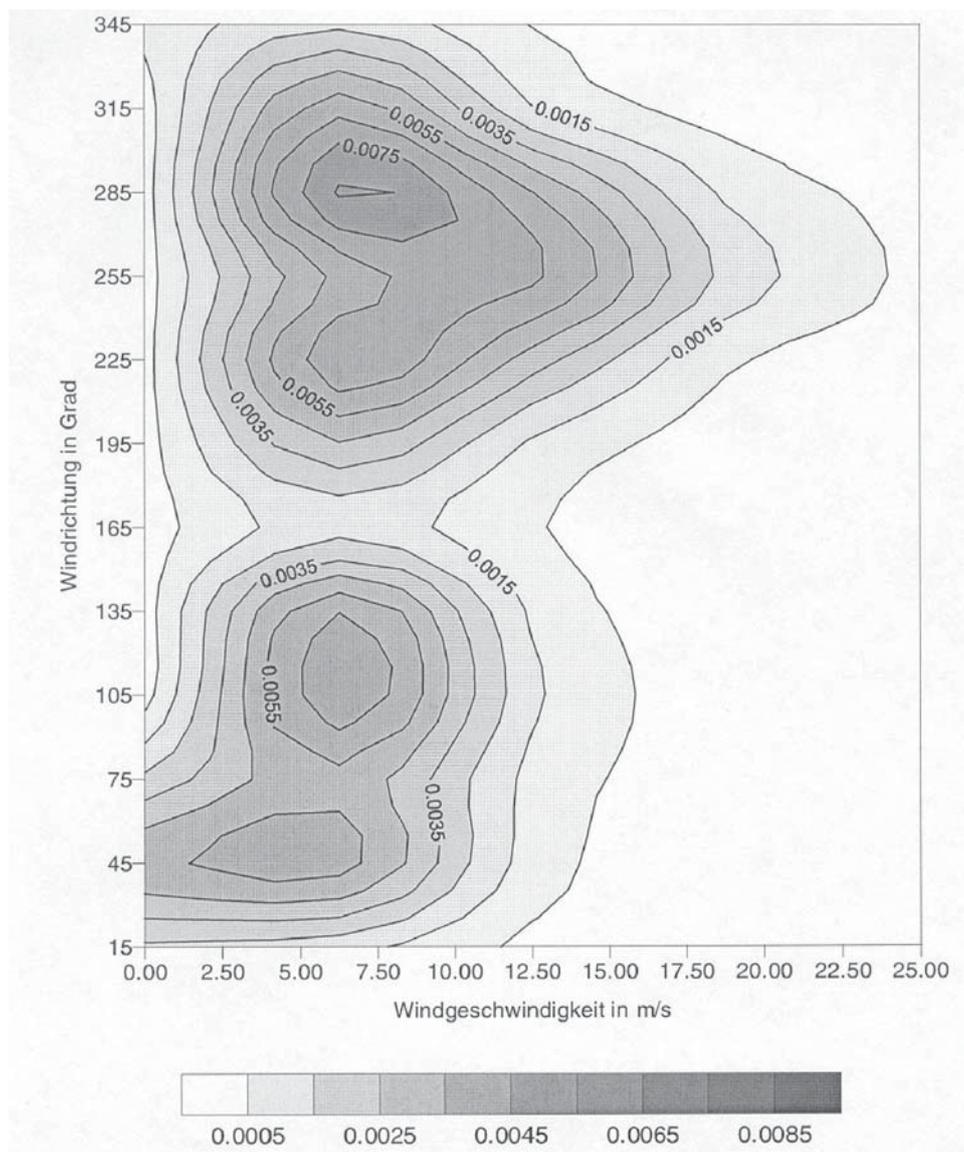


Abb. 3.26: Relative Häufigkeiten verschiedener Klassen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung ($\Delta v = 1 \text{ m/s}$ und $\Delta \varphi = 30^\circ$), bestimmt aus der auf die Bedingungen der Meeresoberfläche und 10 m Höhe ü. Gr. normierten Windzeitreihe Boltenhagens, nach BECKMANN (1997a)

Um zu zeigen, dass es einen Bezug zwischen den einzelnen Klassen der mittleren Andauern von Windgeschwindigkeiten und der Auftretswahrscheinlichkeit von Ereignissen in diesen Klassen gibt, werden die relativen Häufigkeiten verschiedener Klassen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung mit $\Delta v = 1 \text{ m/s}$ und $\Delta \varphi = 30^\circ$ aus der auf die Meeresoberfläche und 10 m Höhe normierten Zeitreihe Boltenhagens gebildet und in der Abb. 3.26 dargestellt. Es wird bei der Angabe der Windgeschwindigkeitsklassen die Windgeschwindigkeitsuntergrenze der jeweiligen Klasse gewählt (z. B. 0 m/s steht für das Intervall 0 m/s bis 1 m/s). Für den Windrichtungssektor wird der Mittelwert des Intervalls angegeben (z. B. 15° für den Sektor 0° bis 30°). Die Richtungssektoren laufen vom Sektor 0° bis 30° mit 15° als Mittelwert bis zum Sektor 330° bis 360° mit 345° als Mittelwert. Wie der Abb. 3.26 zu entnehmen ist, haben Windgeschwindigkeiten ab etwa 15 m/s im Nord-, Ost- und Südsektor eine derart geringe Auftretswahrscheinlichkeit, so dass sie aus der Darstellung herausfallen. Im Westsektor bei 255° wird noch eine von Null verschiedene Auftretswahrscheinlichkeit

bis zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 23 m/s ermittelt. Es ist aber zu beachten, dass es im Bereich von 45° bis 135° und bei etwa 6 m/s zu ebenso hohen relativen Häufigkeiten kommen kann wie im Westwindbereich.

Vergleicht man nun die Abb. 3.25 mit den mittleren Andauern in der Abb. 3.26, so ist festzustellen, dass Ereignisse mit relativ hoher Häufigkeit ebenfalls relativ lange mittlere Verweildauern besitzen. Dieses liegt daran, dass die Wahrscheinlichkeit geringer ist, eine Klasse zu verlassen, die relativ häufig vertreten ist, als Klassen, die seltener besetzt sind.

Tab. 3.15: Korrekturfaktoren zur Normierung der Boltenhagener Windzeitreihe auf Meeresoberfläche ($z_0 = 0,00025$ m) durch das Mesoskalenmodell des Deutschen Wetterdienstes in Hamburg (Geschäftsfeld Seeschifffahrt), nach BECKMANN (1997a)

Windrichtungssektor	Korrekturfaktor
0° bis 70°	1,00
70° bis 100°	1,15
100° bis 130°	1,30
130° bis 220°	1,55
220° bis 280°	1,50
280° bis 310°	1,30
310° bis 340°	1,25
340° bis 360°	1,00

3.3.1.3.3 Extremwertstatistik von Windgeschwindigkeiten

Für viele Fragestellungen wie z. B. Küstenschutz oder Bebauung sind Häufigkeiten extremer Windgeschwindigkeiten von Bedeutung. Mittels der Gumbel-Statistik (s. bspw. SCHÖNWIESE, 2000) sollen Wiederholungszeiten von Extremwerten der 10-Minuten-Mittelwerte für die Standorte Boltenhagen, Warnemünde, Arkona und der vom Deutschen Wetterdienst Hamburg auf die Meeresoberfläche normierten Zeitreihe Boltenhagens abgeschätzt werden.

Die Gumbel-Verteilung gibt die Verteilung der voneinander unabhängigen Jahresmaxima der Windgeschwindigkeit der zu untersuchenden Zeitreihe an.

Auf den Berechnungsgang wird in Abschn. 2.5.1.1 eingegangen. In Tab. 3.16 sind die Windgeschwindigkeiten, die sich nach 10, 30, 50 und 100 Jahren wiederholen, angegeben. Gleichzeitig findet man die zugehörigen Standardabweichungen, die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Jahresmaxima. Die Extremwerte aus der auf die Meeresoberfläche für Boltenhagen normierten Zeitreihe fallen etwa um den Faktor 1,5 höher aus als die Extremwerte aus der Originalzeitreihe.

Zur genaueren jahreszeitlichen Quantifizierung der Extremwerte wurden separate Wiederkehrzeiten für die Quartale Dezember–Januar–Februar (DJF), März–April–Mai (MAM), Juni–Juli–August (JJA) und September–Oktober–November (SON) berechnet. Quantitative Angaben sind bei BECKMANN (1997a) zu finden. Im Winterquartal DJF sind die Extremwerte in der Regel am größten und im Sommerquartal JJA am kleinsten. Nur für die homogenisierte Zeitreihe Boltenhagens ergeben sich für den Zeitraum März, April und Mai die größten Werte ab einer Wiederkehrzeit von 10 Jahren, für kleinere Wiederkehrzeiten sind auch in dieser Zeitreihe die größten Extremwerte im Quartal DJF zu erwarten. Der Mittelwert der Maxima vom Frühjahrsquartal MAM ist zwar kleiner als der vom Winterquartal

Tab. 3.16: Maximale Windgeschwindigkeiten mit Wiederkehrzeiten von 10, 30, 50 und 100 Jahren und die zugehörigen Stichprobenfehler, ermittelt aus der Gumbel-Statistik der 10-Minuten-Mittelwerte (Zeitraum 1973–1993) von Arkona, Warnemünde, Boltenhagen und der korrigierten Zeitreihe Boltenhagens, nach BECKMANN (1997a). v = Windgeschwindigkeit, s = Standardabweichung. Unter den Stationsnamen sind die mittleren jährlichen maximalen Windgeschwindigkeiten und die zugehörigen Standardabweichungen angegeben

Station	Wiederkehrzeit in Jahren							
	10		30		50		100	
	v m/s	s m/s	v m/s	s m/s	v m/s	s m/s	v m/s	s m/s
Arkona $v_{\text{Jahr}} = 25,3$ m/s $s_{\text{Jahr}} = 1,41$ m/s	27,5	0,7	28,9	1,1	29,6	1,2	30,5	1,4
Warnemünde $v_{\text{Jahr}} = 22,2$ m/s $s_{\text{Jahr}} = 2,15$ m/s	25,6	1,1	27,8	1,6	28,8	1,8	30,2	2,2
Boltenhagen $v_{\text{Jahr}} = 21,4$ m/s $s_{\text{Jahr}} = 2,08$ m/s	25,2	1,2	27,7	1,8	28,9	2,1	30,4	2,4
Boltenhagen (korr.) $v_{\text{Jahr}} = 29,7$ m/s $s_{\text{Jahr}} = 3,90$ m/s	35,9	1,9	39,9	2,8	41,7	3,3	44,2	3,8

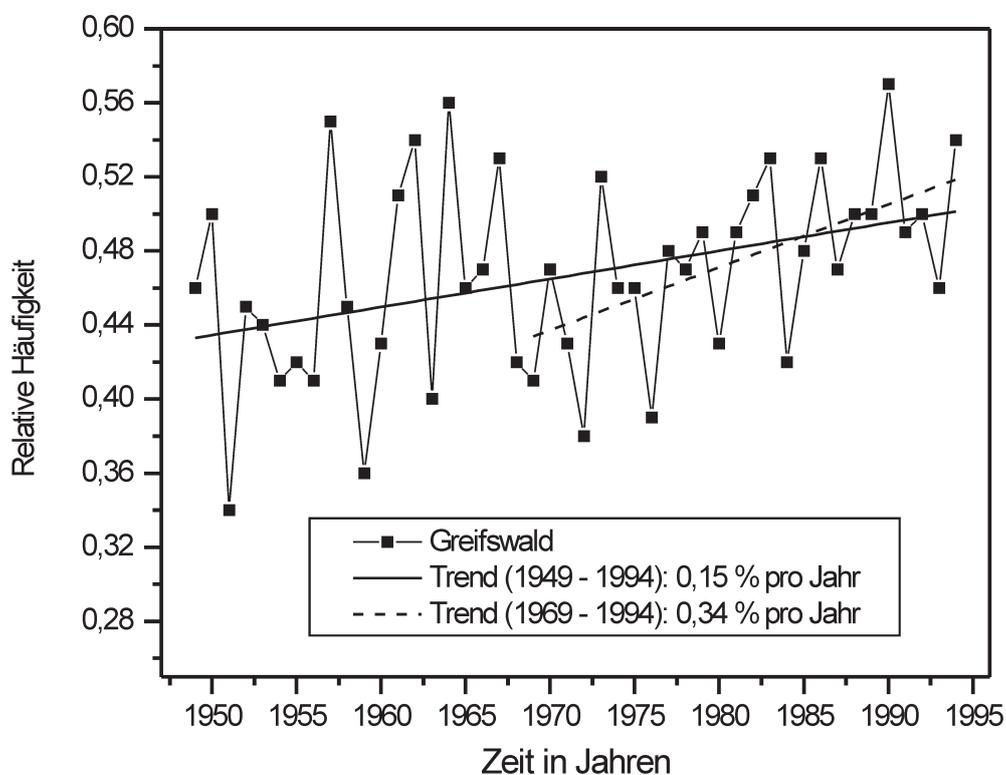


Abb. 3.27: Jährliche relative Häufigkeit von Windrichtungen zwischen 225° und 315° (Westsektor) im 850 hPa-Niveau (ca. 1,5 km Höhe) der Radiosondenaufstiegsstation Greifswald von 1949 bis 1994 mit linearen Trends für den Gesamtzeitraum und für 1969–1994, nach BECKMANN (1997a)

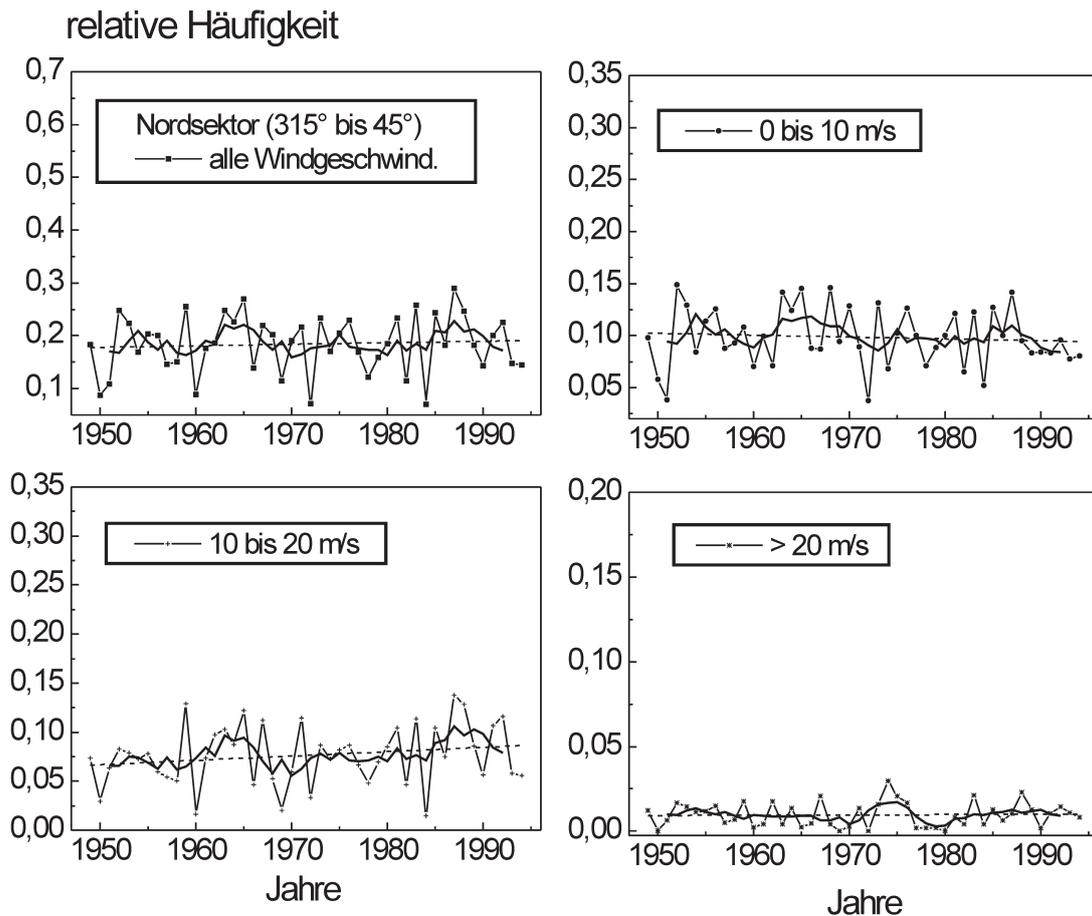


Abb. 3.28: Relative Häufigkeit aller Windgeschwindigkeiten und der Klassen der Windgeschwindigkeit für den Nordsektor (315° bis 45°) in Greifswald im 850 hPa-Niveau für die Monate November bis Februar (1949–1954), nach BECKMANN (1997a). Dünne Linie: jährliche relative Häufigkeit; dicke Linie: dasselbe, fünf Jahre übergreifend gemittelt; gestrichelte Linie: linearer Trend

DJF, aber die Standardabweichung der Maxima ist im Frühjahr größer als im Winter. Dieses anomale Verhalten der korrigierten Zeitreihe bzgl. des saisonalen Auftretens von Extremwerten muss aber nicht generell typisch für auf die Meeresoberfläche korrigierte Zeitreihen sein. Zum Beispiel für die ebenfalls im gleichen Zeitraum vorliegende und vom Deutschen Wetterdienst Hamburg auf die Meeresoberfläche korrigierte Zeitreihe der Nordseeinsel Norderney ergeben sich die größten Extremwerte im Quartal DJF und die kleinsten im Quartal JJA. Im Quartal MAM und SON sind über See vor der Küste Norderneys etwa gleich große Extremwerte zu erwarten.

Eine weitere Klassifizierung nach Windrichtungen soll genaueren Aufschluss über das Vorkommen extremer Windgeschwindigkeiten liefern. Für alle Standorte sind mit Windrichtungen aus dem Westsektor die höchsten und aus dem Südsektor die niedrigsten Extremwerte zu erwarten. Das liegt daran, dass die Mittelwerte der Jahresmaxima im Westwindsektor am größten und aus dem Südsektor am kleinsten sind. Anders verhält sich die auf die Meeresoberfläche normierte Zeitreihe Boltenhagens. Für Wiederkehrzeiten ab zehn Jahren ergeben sich auch hier die größten Extremwerte für westliche Winde. Für kleinere Wiederkehrzeiten kommen hier allerdings die größten Extremwerte aus südlichen Richtungen vor. Die geringsten Extremwerte treten bei Winden aus östlicher Richtung auf. Der Mittelwert der Jahresmaxima ist zwar auch bei der korrigierten Zeitreihe bei westlichen Winden am größten. Aber die zugehörige Standardabweichung der Jahresmaxima ist ziemlich klein,

so dass hier ab zehn Jahre Wiederholungszeit geringere Extremwerte als bei Winden aus südlichen Richtungen zu erwarten sind. Um zu überprüfen, ob das Verhalten der Extremwerte der korrigierten Zeitreihe Boltenhagens in den vier Richtungssektoren typisch für auf die Meeresoberfläche korrigierten Wind ist, wurde die gleiche Untersuchung für die korrigierte Zeitreihe Norderneys wiederholt. Es stellt sich heraus, dass für Norderney die höchsten Extremwerte aus Osten und die geringsten aus Norden zu erwarten sind. Für westliche Richtungen ergeben sich etwas höhere Extremwerte als für südliche Richtungen. Das Ergebnis zeigt, dass es kein typisches richtungsabhängiges Verhalten von Extremwerten der Windgeschwindigkeit verschiedener, auf gleiche Oberflächeneigenschaften normierten Zeitreihen im norddeutschen Küstengebiet gibt.

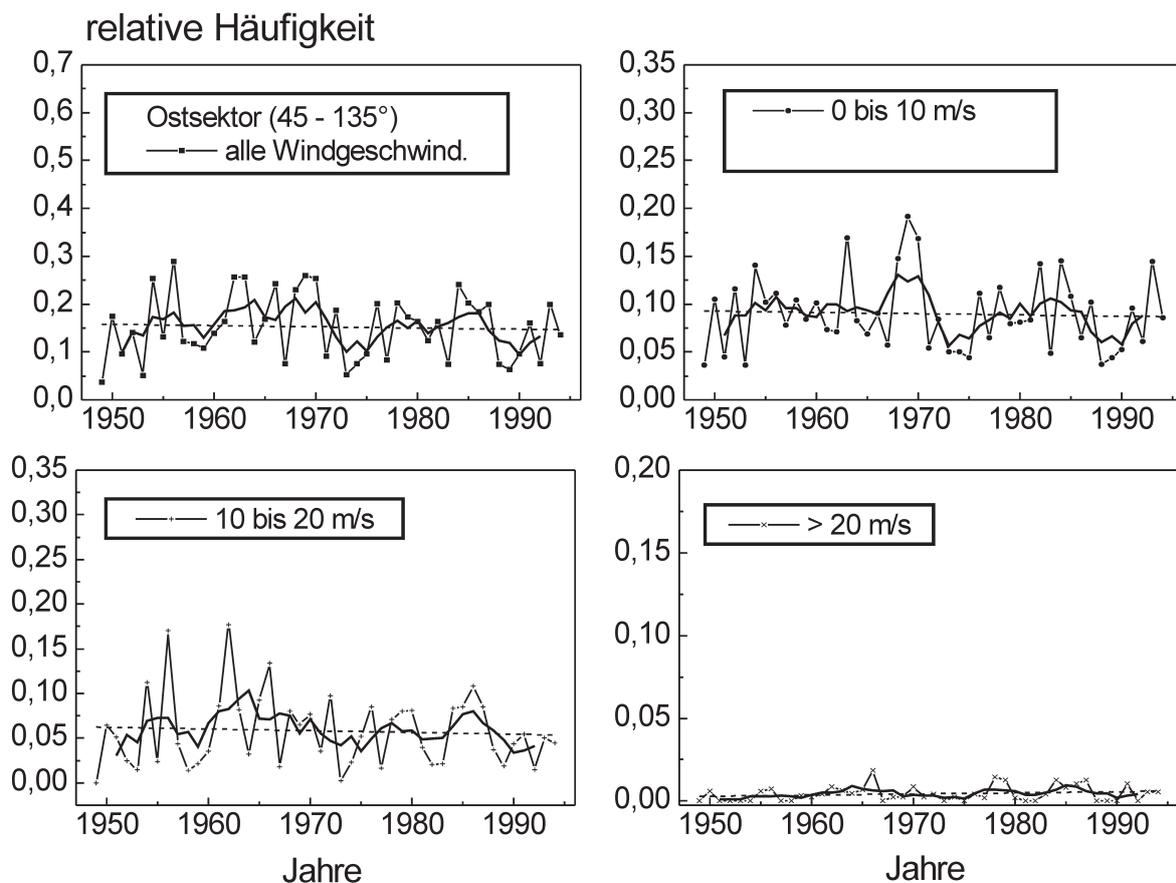


Abb. 3.29: wie Abb. 3.28 für den Ostsektor (45° bis 135°)

3.1.3.4 Zur Höhenwindentwicklung im Ostseeraum

Auf der Grundlage von vier Höhenwind-Zeitreihen im Ostseeraum wird in diesem Abschnitt versucht, die in den letzten Jahrzehnten eingetretenen Veränderungen der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste (s. Abschn. 3.4.3.1) mit der Windklimatologie in Einklang zu bringen. Der Analyse dienen Daten im 850 hPa-Niveau (etwa 1,5 km Höhe) der aerologischen Stationen Kopenhagen, Greifswald, Riga und Tallinn. Es ist anzumerken, dass Höhenwinddaten in diesem Niveau nicht mehr dem orographischen Einfluss des Messstandortes und seiner Umgebung unterliegen. Sie können somit im Gegensatz zu Bodenwindmessungen für ein größeres Gebiet als repräsentativ angesehen werden. Die

Greifswalder Zeitreihe stand für den Zeitraum 1949–1994, die anderen für 1969–1994 zur Verfügung (BECKMANN, 1997a).

Es sollen insbesondere die Windverhältnisse untersucht werden, die potenziell Sturmhochwasser verursachen. Dazu zählen, wie auch an anderer Stelle erläutert, neben den an der deutschen Küste Windstau erzeugenden Stürmen aus nordöstlichen Richtungen in der Regel mehrere Tage andauernde stärkere Winde aus westlichen Richtungen vor dem eigentlichen Sturmhochwasserereignis, die zur Erhöhung des Füllungsgrades der Ostsee führen. Um die Veränderungen in der Häufigkeit von westlichen Winden zu bestimmen, wurden die jährlichen relativen Häufigkeiten für Windrichtungen innerhalb des Sektors von 225° bis 315° für die vier verschiedenen Standorte bestimmt. Für alle Stationen kann mittels einer linearen Regression eine Zunahme der Häufigkeit dieser Windrichtungen nachgewiesen werden. Die Häufigkeit von Windrichtungen innerhalb dieses Sektors zwischen 225° und 315° hat zwischen etwa 8,5 % in Greifswald und etwa 2,5 % in Tallinn in den letzten 25 Jahren zugenommen.

Für die Greifswalder Zeitreihe ergibt sich zudem, dass es zu einer Zunahme der Häufigkeit westlicher Winde sowohl im Zeitraum von 1949–1994 als auch von 1969–1994 kam (s. Abb. 3.27). Dagegen konnte eine signifikante Veränderung in der Häufigkeit der gemessenen Windgeschwindigkeiten innerhalb des Nord- und Ostsektors zwischen 315° und 135° weder in den vier Zeitreihen von 1969–1994 noch in der gesamten Zeitreihe von Greifswald von 1949–1994 nachgewiesen werden. Die Untersuchung von länger andauerndem Winden innerhalb eines Windrichtungssektors zeigt, dass die jährliche Häufigkeit von westlichen Winden zwischen 225° und 315° für Windandauer-Zeiten von ≥ 5 Tagen zugenommen hat.

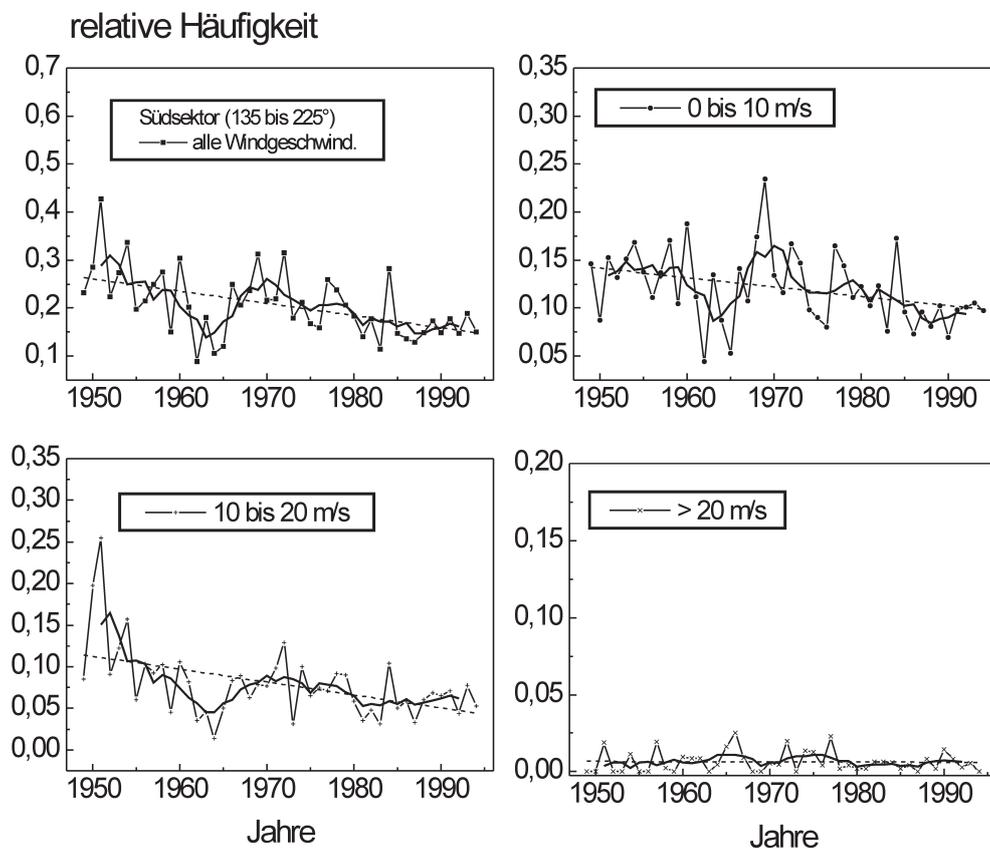


Abb. 3.30: wie Abb. 3.28 für den Südsektor (135° bis 225°)

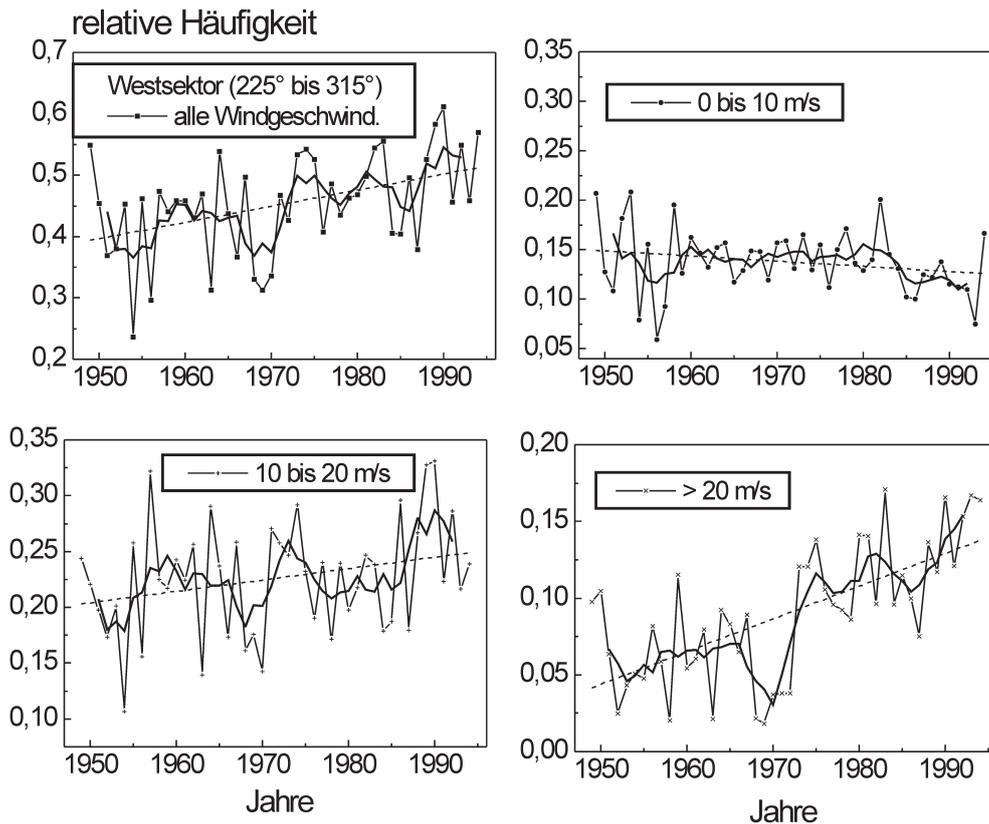


Abb. 3.31: wie Abb. 3.28 für den Westsektor (225° bis 315°)

Weiterhin werden hier für die Greifswalder Zeitreihe von 1949 bis 1994 die Veränderungen in der Häufigkeit von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit und verschiedenen Sektoren der Windrichtung für die Wintermonate November bis Februar vorgestellt (Abb. 3.28 bis 3.31).

Sturmhochwasser treten überwiegend während dieses Zeitraumes auf. Die Klassen der Windgeschwindigkeiten betragen 0 bis 10 m/s, 10 bis 20 m/s und >20 m/s. Die Sektoren der Windrichtung sind die vier Sektoren mit einer Breite von 90° um die Hauptwindrichtungen N, E, S und W. Die Signifikanz der Trends wurde mittels eines zweiseitigen t-Tests bestimmt (s. z.B. SCHÖNWIESE, 2000). In diesem Abschnitt soll ein Ergebnis als statistisch signifikant von Null verschieden gelten, wenn die angewendete Testmethode eine Irrtumswahrscheinlichkeit von $\leq 10\%$ ergibt. Die Abb. 3.28 bis 3.31 zeigen die relativen Häufigkeiten für die verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeiten und -richtungen für die Monate November bis Februar. Die Trendanalysen machen deutlich, dass es keine signifikanten Veränderungen in der Häufigkeit innerhalb des Nord- und des Ostsektors von 1949–1994 gab (s. Abb. 3.28 und 3.29).

Demgegenüber ist es im Südsektor und im Westsektor im Untersuchungszeitraum zu Veränderungen in der Häufigkeit gekommen (Abb. 3.30 und 3.31). Im Südsektor hat sich die Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten >20 m/s nicht signifikant verändert, während Windgeschwindigkeiten ≤ 20 m/s in der Häufigkeit ihres Vorkommens abnahmen. Im Westsektor dagegen haben Winde zwischen 10 und 20 m/s und >20 m/s in der Häufigkeit signifikant zugenommen, während Winde <10 m/s in diesem Sektor in ihrer Häufigkeit leicht zurückgingen. Die Zunahme westlicher Winde >20 m/s erfolgte in erster Linie auf Kosten von südlichen Winden zwischen 0 und 20 m/s. Die Zunahme in der Häufigkeit von Tagen mit star-

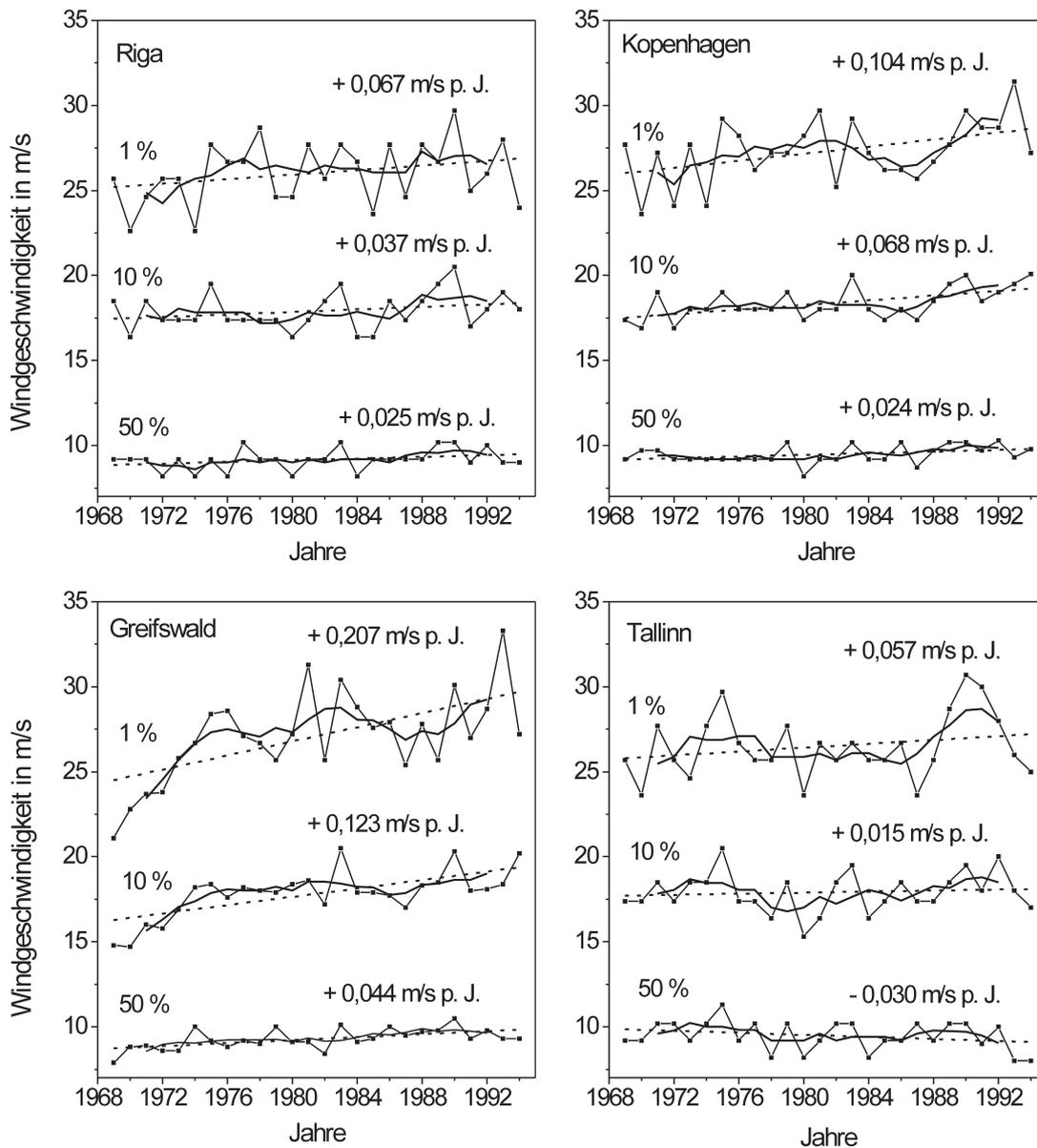


Abb. 3.32: Zeitreihen der aus den jährlichen Verteilungen der Windgeschwindigkeit ermittelten 1%- , 10%- und 50%-Perzentile im 850 hPa-Niveau (ausgezogen dünn) für die aerologischen Stationen Kopenhagen, Tallinn, Riga und Greifswald im Zeitraum 1969–1994, nach BECKMANN (1997a). Ausgezogen dick: 5-jährig übergreifendes Mittel; gestrichelt: linearer Trend

ken westlichen Winden beträgt etwa 0,75 Tage/Saison (Monate November bis Februar), was für den untersuchten Gesamtzeitraum etwa 34 Tage ausmacht. Eine Trendanalyse für die jährlichen Häufigkeiten ergibt gleiche Vorzeichen für die verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit und verschiedenen Sektoren der Windrichtung. Die anderen Stationen zeigen prinzipiell ähnliche Veränderungen der Windverhältnisse.

Als weitere Möglichkeit zur Analyse von Windzeitreihen wurden die Zeitreihen der 1%- , 10%- und 50%-Perzentile aus den jährlichen Häufigkeitsverteilungen der vier aerologischen Windzeitreihen für den Zeitraum von 1969–1994 bestimmt (s. Abb. 3.32). Das 1%-Perzentil gilt als extrem. Die Zunahme der Trends der 1%-Perzentile variiert zwischen + 0,06 m/s pro Jahr in Tallinn (1,5 m/s im Gesamtzeitraum) und + 0,2 m/s pro Jahr in Greifswald (5 m/s). Die Trends der 50%-Perzentile sind am geringsten ausgeprägt und nicht signi-

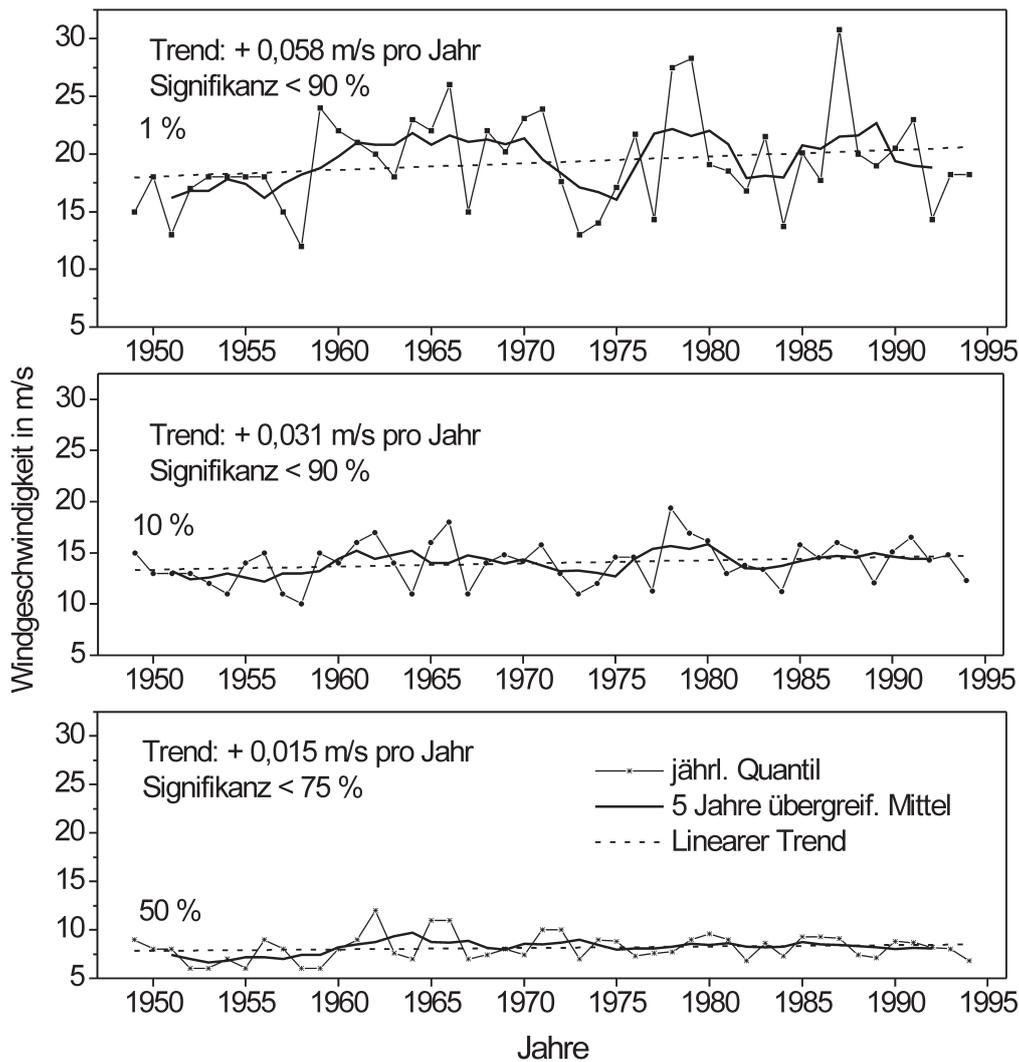


Abb. 3.33: Zeitreihen der 1%-, 10%- und 50%-Perzentile ermittelt aus Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit für Windrichtungen zwischen 0° und 90° (Windstausektor) an der aerologischen Station Greifswald für die Monate November bis Februar, nach BECKMANN (1997a)

fikant. Alle ermittelten Trends sind bis auf die 50%-Reihe von Tallinn positiv. Dieses Trendverhalten ist auf eine zunehmende Häufigkeit von stärkeren Winden im Untersuchungszeitraum zurückzuführen. Wie die Untersuchungen für Greifswald zeigen, lässt sich dieser Sachverhalt mit der Zunahme stärkerer westlicher Winde zugunsten einer Abnahme schwächerer südlicher Winde erklären. Für die Greifswalder Zeitreihe von 1949–1994 betragen die entsprechenden Trends +0,1 m/s pro Jahr für die 1%-Perzentile (im Gesamtzeitraum 4,5 m/s), +0,08 m/s pro Jahr für die 10%-Perzentile (3,6 m/s) und +0,03 m/s pro Jahr für die 50%-Perzentile (0,75 m/s).

Zusätzliche Informationen von möglichen Veränderungen in der Häufigkeit extremer Windgeschwindigkeiten vermittelt Abb. 3.33. Jedoch zeigen die Kurven keine signifikanten Veränderungen in der Häufigkeit von mittleren wie auch von extremen Windgeschwindigkeiten für den dargestellten Sektor. Das steht in Übereinstimmung mit der oben diskutierten Analyse von Häufigkeiten verschiedener Windgeschwindigkeitsklassen im Nord- und Ostsektor während der genannten Wintermonate.

3.3.2 Windstau

3.3.2.1 Die tangentielle Schubkraft des Windes an der Meeresoberfläche

Alle größeren Wasserstandsschwankungen an der deutschen Ostseeküste sind in erster Linie windbedingt. Der Übergang von Bewegungsenergie von der Atmosphäre zum Meer erfolgt durch den Prozess der Reibung zwischen Schichten verschiedener Geschwindigkeit. Die Reibungskraft pro Flächeneinheit, die sowohl in der untersten Atmosphäre als auch im Meer wirkt, wird besonders augenfällig an der Meeresoberfläche ausgeübt und als tangentielle Schubkraft des Windes τ (in $\text{kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$) bezeichnet. Sie ist entscheidend für die Generierung von Windwellen und Triftströmungen. Der mit den letzteren verbundene Wassertransport führt bei Anwesenheit von Küsten (oder variablen Windfeldern) zur Schiefstellung der Meeresoberfläche. Dadurch werden Strömungen ausgelöst, und an Küsten kommt es zu Windstau.

Die Reibungskraft/Flächeneinheit [$\text{kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$] („Newtonsche Reibung“) ergibt sich allgemein zu

$$\tau_{sn} = \mu (\delta u_s / \delta n) \quad (3.3)$$

mit μ = dynamische Viskosität [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$], u_s = horizontale Geschwindigkeit [m s^{-1}] in die Richtung s , n = Länge auf der zur Strömungsrichtung senkrechten Richtung [m]. Der Index n bezeichnet dem entsprechend die zur Strömungsebene senkrechte Richtung.

Im Fall der turbulent strömenden Kontinua Luft und Wasser wird die jeweilige dynamische Viskosität durch das Produkt der Dichte (für Wasser ρ_w [kg m^{-3}]) und des Koeffizienten der turbulenten Diffusion („Turbulenzkoeffizient“) K_{sn} [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] ersetzt, so dass

$$\tau_{sn} = \rho_w K_{sn} (\delta u_s / \delta n). \quad (3.4)$$

Die effektive Reibungskraft, die auf ein Wasservolumen $dx dy dz$ in einem kartesischen Koordinatensystem ausgeübt wird, ist die Differenz zwischen den an gegenüberliegenden Seiten eines Volumenelementes angreifenden Reibungskräften. Bei Betrachtung der Reibungskraft in x -Richtung ergibt sich

$$[\tau_{xz} + (\delta \tau_{xz} / \delta z)] dx dy - \tau_{xz} dx dy = (\delta \tau_{xz} / \delta z) dx dy dz. \quad (3.5)$$

Der erste Term ist die Schubspannung an der unteren Fläche des Volumenelementes, bestehend aus der Schubspannung an der oberen Begrenzung zuzüglich der Änderung der Größe entlang dz und der zweite Term die Schubspannung an der unteren Fläche.

Die Reibungskraft/Masseneinheit, wie sie in die Bewegungsgleichungen Eingang findet, ist dann für das gewählte Beispiel unter Beachtung von Gl. (3.4)

$$(\delta \tau_{xz} / \delta z) / \rho_w = [\delta (K_{xz} \{ \delta u_x / \delta z \}) / \delta z] \quad (3.6)$$

mit u_x = Geschwindigkeitskomponente in x -Richtung.

Die an der Meeresoberfläche ausgeübte Reibungskraft geht in Modelle der windbedingten Meeresströmungen als Randbedingung ein (so in der Triftstromtheorie von V. W. EKMAN s. DEFANT, 1961).

Betrachtet man stark vereinfachend die Ostsee als einen von West nach Ost (x -Richtung) verlaufenden Kanal, so lautet die Bewegungsgleichung für die x -Richtung unter Vernachlässigung der ablenkenden Kraft der Erdrotation und äußerer Kräfte (außer der Schwerebeschleunigung)

$$du_x/dt = -1/\rho_w (\delta p/\delta x) + 1/\rho_w (\delta \tau_x/\delta z). \quad (3.7)$$

Der Kanal habe eine konstante Tiefe (= 50 m) und der Wasserkörper sei homogen. Dann gilt für den Druckgradienten in x -Richtung

$$\delta p/\delta x = \delta p_a/\delta x + \rho_w g (\delta \zeta/\delta x) \quad (3.8)$$

mit p_a = Luftdruck [Pa] (= [kg s⁻² m⁻¹], praktische Einheit ist hPa) g = Schwerebeschleunigung [m s⁻²] und ζ = Abweichung des Meeresspiegels von der Bezugsfläche (z. B. NN) [m].

Der erste Term beschreibt den Einfluss von Luftdruckunterschieden auf die horizontale Druckverteilung im Kanal, während der zweite Term den Einfluss der Auslenkung des Meeresspiegels auf den horizontalen Druckgradienten ausdrückt. Um diesen Term zu erhalten, wurde die statische Grundgleichung in der Form

$$\delta p = -g \rho_w \delta \zeta \quad (3.9)$$

angewendet und Gl. (3.7) in Gl. (3.8) eingesetzt; es folgt

$$du/dt = 1/\rho_w [(\delta p_a/\delta x) + \rho_w g (\delta \zeta/\delta x)] + 1/\rho_w (\delta \tau_x/\delta z). \quad (3.10)$$

Wird schließlich angenommen, dass der Wind mit konstanter Geschwindigkeit längere Zeit weht, so kann der unbeschleunigte Bewegungszustand $du/dt = 0$ angenommen werden. Aus Gl. (3.10) erhält man nach wenigen Umformungen

$$\delta \zeta/\delta x = 1/(\rho_w g) [(\delta \tau_x/\delta x) - (\delta p_a/\delta x)]. \quad (3.11)$$

Nach Integration und Übergang zu Differenzen folgt

$$\zeta = 1/(\rho_w g) [(\tau_x/\Delta z)(\Delta x - \Delta p_a)]. \quad (3.12)$$

Der erste Term in der Klammer beschreibt den windbedingten Anteil, der zweite Term den statischen Luftdruckeffekt an der Auslenkung der Meeresoberfläche von der Ruhelage.

Bevor die sich in dem Modellkanal einstellende Größe ζ abgeschätzt werden kann, muss die tangentielle Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche berechnet werden. Diese Größe hängt eng mit dem vertikalen Windprofil in der untersten Atmosphäre über dem Meer zusammen. Bei neutraler vertikaler Dichteschichtung in der wassernahen Luftschicht nimmt die Windgeschwindigkeit logarithmisch mit der Höhe zu:

$$v(z) = (u_*/k) \ln (z/z_0) \quad (3.13)$$

mit $v(z)$ = horizontale Windgeschwindigkeit in der Höhe z (meist v_{10} für $z = 10$ m), z_0 = Rauigkeitslänge, ausgedrückt als die Höhe, in der $v(z) = 0$, $k = 0,4$ (dimensionslose Karman-Konstante) und u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit (= $(\tau/\rho_a)^{0,5}$, s. GARRAT, 1992). Die Rauigkeitslänge z_0 besitzt über Wasser Werte der Größenordnung 10^{-4} m und kleiner.

Aus Gl. (3.13) ergibt sich so für die tangential Schubspannung an der Oberfläche für die Bezugsfläche $z = 10$ m

$$\tau = \rho_a k^2 v_{z10}^2 / \{\ln(z_{10}/z_0)\}^2. \quad (3.14)$$

Zur praktischen Anwendung werden die parametrisierten Beziehungen

$$\tau_x = \rho_a C_{D10} v_{x10} |v_{10}|$$

$$\tau_y = \rho_a C_{D10} v_{y10} |v_{10}|$$

bzw.
$$\tau = \rho_a C_{D10} |v_{10}|^2 \quad (3.15)$$

herangezogen. v_y bezeichnet die Windgeschwindigkeit in y -Richtung und der Index 10 wiederum die Bezugshöhe 10 m ü. Meeresspiegel. C_D ist der dimensionslose Spannungskoeffizient (engl. drag coefficient), der sich nach Gl. (3.14) rechnerisch zu etwa $1,2 \cdot 10^{-3}$ ergibt.

Über die Ergebnisse der experimentellen Bestimmung des jedoch von der Windgeschwindigkeit und von der Stabilität der Dichteschichtung abhängigen Spannungskoeffizienten kann man zahlreiche Arbeiten in der Literatur finden (GEEMAERT, 1999). Als mittlerer Wert dieses Koeffizienten kann nach GARRAT (1992)

$$C_{D10} = (a + b \cdot v_{10}) 10^{-3}$$

mit $a = 0,75$ und $b = 0,067$ für Windgeschwindigkeiten $3,5 \text{ m s}^{-1} < v < 20 \text{ m s}^{-1}$ angenommen werden. Bei niedrigeren Windgeschwindigkeiten kann mit $C_{D10} = 1 \cdot 10^{-3}$ gerechnet werden.

Zu beachten ist auch, dass bei kurzen Windwirklängen (bspw. in der ufernahen Zone des Meeres bei ablandigem Wind) die Beziehung (3.15) durch einen von der Windwirklänge abhängigen Korrekturterm ergänzt werden muss (HUPFER, 1978a). In Küstennähe variiert C_{D10} zudem stark in Abhängigkeit von der Windrichtung (RAABE, 1978).

Für die Auslenkung des Meeresspiegels gilt schließlich Gl. (3.16), in der der erste Term den Windstau, der zweite den Luftdruckeffekt beschreibt:

$$\zeta = (\rho_a C_{D10} / \rho_w g) v_{10}^2 (\Delta x / \Delta z) - \Delta p_a / \rho_w g \quad (3.16)$$

Zur Abschätzung eines möglichen Wertes von ζ für das einfache Modell der Ostsee wird die aus Gl. (3.12) und Gl. (3.15) hervorgehende Beziehung (3.16) genutzt, in die folgende Größen eingesetzt werden: $\Delta z = 50$ m (mittlere Tiefe), $\Delta x = 1,5 \cdot 10^6$ m (maximale Windwirklänge, engl. fetch), $C_{D10} = 2 \cdot 10^{-3}$, $v_{10} = 20 \text{ m s}^{-1}$ (angenommene konstante Windgeschwindigkeit), $\rho_a = 1,225 \text{ kg m}^{-3}$ (Luftdichte), $\rho_w = 1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (Wasserdichte) und $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ (Schwerebeschleunigung). Für die Luftdruckänderung über dem Kanal wird $\Delta p_a = 50 \text{ hPa}$ angenommen (über das Meer ziehende Starkzyklone).

Die Auswertung der Gl. (3.16) ergibt für den Windterm einen Windstau von etwa 2 m und für den Luftdruckterm eine Wasserstandsänderung von knapp 0,51 m. Der Luftdruckterm ist Ausdruck für die bekannte Relation, dass ein hPa Luftdruckänderung etwa 1 cm Wasserstandsänderung entspricht (unter einem Tief Zunahme, unter einem Hoch Abnahme des Wasserstandes).

Wenn das Sturmhochwasser mit dem Durchzug eines Tiefs korrespondiert, verringert der Luftdruckterm die windbedingte Wasserstandsänderung. Das erfolgt allerdings nur,

wenn das Luftdruck- und Wasserstandsfeld sich über eine hinreichend lange Zeit angleichen können. Das ist meist nicht der Fall, so dass in unserem Beispiel ein Wasserstand an der deutschen Küste zwischen 2 m und 1,50 m ü. NN erreicht würde. Dieser Wert entspricht einer schweren Sturmflut. Es ist jedoch stets zu berücksichtigen, dass das zugrunde liegende Modell sehr stark vereinfacht ist. Bei der Beurteilung dieser Abschätzung muss aber berücksichtigt werden, dass diese auf der Grundlage eines nichtbeschleunigten, stationären Zustandes erfolgt ist. Gerade bei rasch wandernden Starkwindgebieten und entsprechenden stark veränderlichen Einwirkungen auf die Meeresoberfläche ist diese zur vereinfachten Ableitung erforderliche Voraussetzung nicht gegeben. Daher muss mit größeren Windstauwerten gerechnet werden.

In der ozeanographischen Literatur ist die Relation zwischen der tangentialen Schubspannung des Windes und dem Windstau an einer Küste wiederholt diskutiert worden, genannt seien hier NEUMANN (1948), DEFANT (1961) und ERTEL (1973). Bereits 1881 hat A. COLDING (cit. DEFANT, 1961) die Formel

$$\zeta = a_1 (L/H_{\max})v^2 \quad (3.17)$$

für die Berechnung des Windstaus vorgeschlagen. Der empirische Koeffizient a_1 entspricht nach der obigen Ableitung dem Ausdruck $\rho_a C_D / \rho_w g$, H_{\max} der maximalen Tiefe des Seegebietes und L der Windwirklänge. Mit den oben genannten Zahlenwerten und der Annahme, dass die maximale gleich der mittleren Tiefe ist, erhält man identische Werte für die windbedingte Wasserstandsänderung.

ERTEL (1973) hat die empirische Formel von COLDING unter ganz allgemeinen Voraussetzungen theoretisch abgeleitet und eine Ungleichung gefunden, die besagt, dass der Windstauereffekt (ζ) größer oder mindestens gleich dem Quotienten Fetch/maximale Tiefe multipliziert mit dem Quotienten $\tau/\rho_w g$ ist. Bei Zutreffen dieser Ungleichung kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die nach Gl. (3.16) bestimmte Wasserstandsänderung die erreichbare Mindesthöhe darstellt.

3.3.2.2 Stauwindrichtungen und Windwirkzeit an der deutschen Ostseeküste

Für die praktische Wasserstandsvorhersage, insbesondere für den Warndienst ist die Frage von Interesse, bei welcher Windrichtung Hochwassergefahr besteht und wie lange eine Windsituation (Mindestwindwirkzeit) andauern muss, bis sich annähernd quasistationäre Wasserstände einstellen.

Sowohl empirisch (SCHMAGER, 1984) als auch von ENDERLE (1989) auf der Grundlage der Modelloutputs des HN-Modells von KOOP (1973) bestimmt, sind stauwirksame Windrichtungen in Abhängigkeit vom Wind in Arkona (s. Abb. 2.25) bzw. über der gesamten Ostsee (ENDERLE) bestimmt und in der Tab 3.17 für die Pegel von Warnemünde und Wismar bzw. Travemünde gegenübergestellt worden.

Die stauwirksamsten Windrichtungen vom HN-Modell und empirisch-statistischem Ansatz weichen nur unerheblich voneinander ab. Beide Modelle zeigen ein Rechtsdrehen der stauwirksamen Windrichtung mit zunehmender Windgeschwindigkeit.

Eine weitere interessante Schlussfolgerung aus dem Vergleich von HN-Modell und empirischem Ansatz lautet, dass die Windverhältnisse an der Wetterstation Arkona repräsentativ sind für die Beurteilung der Wasserstandsentwicklung an der deutschen Ostseeküste!

Tab. 3.17: Stauwirksamste Windrichtung in Grad am Pegel Warnemünde in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, nach SCHMAGER (2001)

Autor	Windgeschwindigkeit/m s ⁻¹								
	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0
SCHMAGER (1984)	0,0	10,0	16,5	21,0	24,5	27,0	29,0	30,5	31,5
ENDERLE (1989)	0,8	7,8	12,7	16,4	19,3	21,6	23,6	25,3	26,7
Differenz	-0,8	2,2	3,8	4,6	5,2	5,4	5,4	5,2	4,8

Tab. 3.18: Stauwirksamste Windrichtung in Grad für Wismar und Travemünde, nach SCHMAGER (2001)

Pegel	Windgeschwindigkeit/m s ⁻¹								
	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0
Wismar (SCHMAGER, 1984)	3,5	13,5	20,5	25,0	28,5	31,0	33,0	35,0	36,0
Travemünde (ENDERLE, 1989)	11,9	18,9	23,8	27,3	30,1	32,2	34,0	35,5	36,7
Differenz	-8,4	-5,4	-3,3	-2,3	-1,6	-1,2	-1,0	-0,5	-0,7

Mit dem HN-Modell der Ostsee von KOOP (1973), das in einer weiterentwickelten Version Kattegat und Skagerrak und damit den Wasseraustausch mit der Nordsee einbezieht, sind zahlreiche Modellrechnungen zur Beantwortung der Frage nach der Mindestwindwirkzeit durchgeführt worden, um ein stationäres Wasserstandsregime zu erzeugen. Über Ergebnisse berichtet ENDERLE (1989). Mit einer stationären Windverteilung ist die Entwicklung des Wasserstandes für einen Zeitraum von fünf Tagen simuliert worden. Erwartungsgemäß verschiebt sich der Zeitpunkt für das Erreichen quasistationärer Verhältnisse mit Zunahme der Windgeschwindigkeit und hängt von der Windrichtung ab. Ein stationärer Endzustand ist nur schwer zu definieren, da der „stationäre“ Wasserstand von Schwingungen überlagert ist und nach einer bestimmten Zeit wieder zu fallen beginnt.

Aus ENDERLES Untersuchungen kann man ableiten, dass der Wind mindestens acht Stunden wehen muss, damit sich die aus statistischen Beziehungen abgeleiteten Windstauwerte an den Pegeln einstellen.

3.3.2.3 Beispiel: Windstauverhältnisse in der Mecklenburger Bucht

Aufgrund der relativ geringen Wassertiefen der Mecklenburger Bucht fällt der Windstau hier, beispielsweise im Vergleich zu den tiefen Fjord-Schären-Küsten Schwedens bei Winden gleicher Geschwindigkeit und Windrichtungen gleicher Stauwirksamkeit, höher aus. In flachen Gewässern kann die winderzeugte Wasserbewegung oft bis zum Meeresgrund reichen. Somit ist die Wasserschicht, die dem Rückstrom zur Verfügung steht, nicht mächtig genug bzw. gar nicht vorhanden. Außerdem unterliegt der Rückstrom der Bodenreibung. Aus diesen Gründen kommt es in flachen Küstenmeeren zu höheren Windstauwerten als an steil abfallenden (vgl. Gl. 3.16 im Abschn. 3.3.2.1).

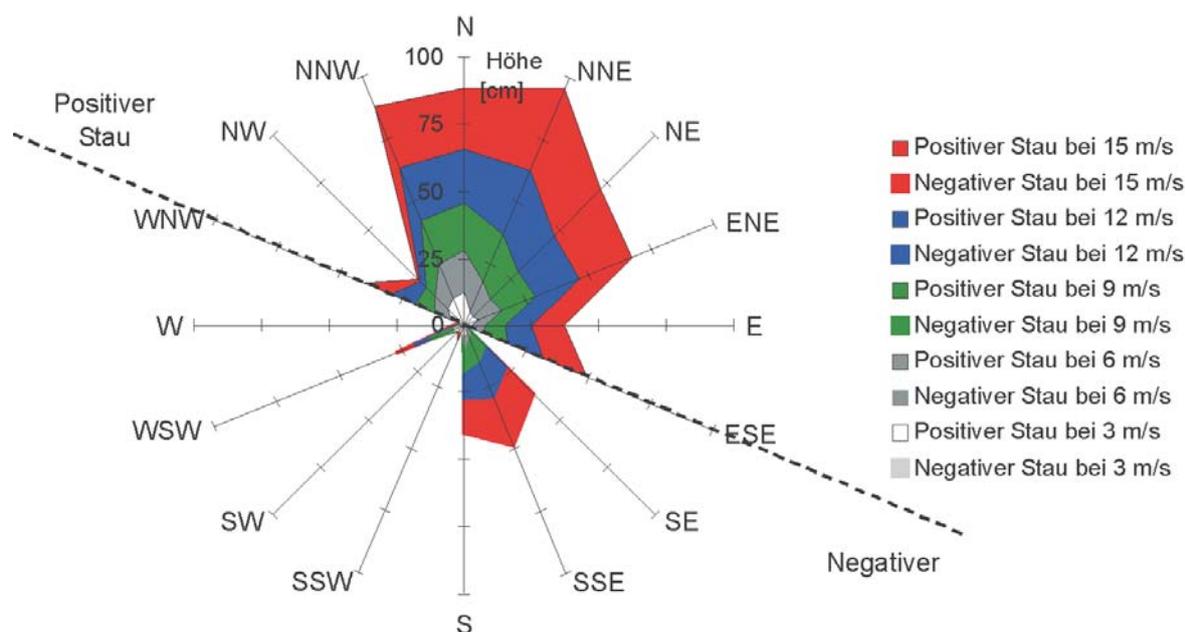


Abb. 3.34: Mittlere Windstauwerte in cm für Warnemünde in Abhängigkeit von den lokalen Windverhältnissen (Warnemünde), nach MEINKE (1998)

Bei Winden aus nordöstlichen und südwestlichen Richtungen weisen die Streichlängen die höchsten Werte auf (vgl. SAGER, 1972). Das ist auf die Längserstreckung der Ostsee von Südwest nach Nordost und die Lage der Mecklenburger Bucht im südwestlichen Teil der Ostsee zurückzuführen. Die Streichlängen können bis zu 800 km betragen. Zur Abschätzung des Windstaus kommt es weiterhin darauf an, möglichst alle stauwirksamen Gebiete der Ostsee zu betrachten (ENDERLE, 1981). SAGER u. MIEHLKE (1956) berücksichtigen drei Seegebiete der Ostsee, und zwar die Beltsee, die Arkona- und Bornholmsee sowie die Gotlandsee und berechnen für einige Fälle den Anteil, den die Windfelder über diesen drei Seegebieten zur Erhöhung bzw. zur Erniedrigung des Wasserstandes in Warnemünde beitragen. Die Untersuchung zeigt, dass man für Wasserstandsänderungen am Pegel Warnemünde schon zufriedenstellende Werte erhält, wenn man ihre Abhängigkeit lediglich vom Windfeld über der zentralen Ostsee (Gotlandsee) betrachtet. Die von den Winden über den beiden anderen Seegebieten verursachte Stauwirkung (südwestliche und südöstliche Ostsee) sei demgegenüber relativ gering. STIGGE (1995) verweist dagegen auf die große Bedeutung der lokalen Windverhältnisse für die Wasserstände der südwestlichen Ostseeküste. Die Abb. 3.34 und 3.35 zeigen die Zusammenhänge zwischen Windstau in Warnemünde und den lokalen Windverhältnissen sowie den Windverhältnissen über der zentralen Ostsee (vgl. dazu Abschn. 2.4.1.3). Durch die äußere Begrenzung der Flächen gleicher Windgeschwindigkeiten werden, je nach Windrichtung, die jeweiligen mittleren Windstauwerte angezeigt. Alle Flächen treffen im Koordinatenmittelpunkt aufeinander. Hier wechseln die Vorzeichen der Windstauwerte. Für beide Windfelder lässt sich deutlich eine Achse erkennen, an der sich dieser Vorzeichenwechsel von positivem zu negativem Windstau vollzieht. Bei den Windstauwerten in Abhängigkeit von den lokalen Windverhältnissen (Abb. 3.34) verläuft diese Achse von Westnordwest nach Ost-südost. Die höchsten positiven Windstauwerte treten hier bei nördlichen Winden auf. Das Maximum des positiven Windstaus tritt bei Winden aus Nordnordost auf. Die höchsten negativen Windstauwerte werden hingegen von südlichen bis südöstlichen sowie west-südwestlichen Winden hervorgerufen. Das Maximum befindet sich hier bei Winden aus Südsüdost. Der Windstau in Abhängigkeit von den Windverhältnissen über der zentra-

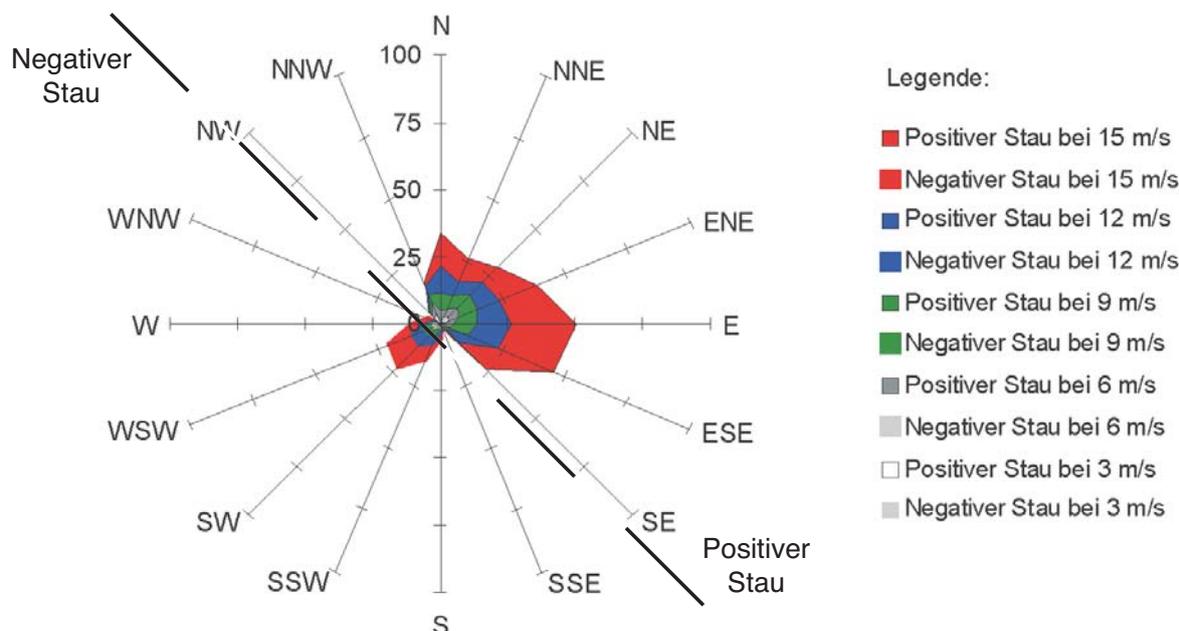


Abb. 3.35: Mittlere Windstauwerte in cm für Warnemünde in Abhängigkeit von den Windverhältnissen über der zentralen Ostsee (Gotlandsee), nach MEINKE (1998)

len Ostsee weist einen Vorzeichenwechsel an einer von Nordwest nach Südost verlaufenden Achse auf (Abb. 3.35). Die höchsten positiven Windstauwerte gehen mit Winden aus nördlichen und östlichen Richtungen einher, wobei die maximalen Werte von Winden aus Ost hervorgerufen werden. Winde aus dem westlichen und südwestlichen Sektor bewirken negativen Windstau. Ein Maximum tritt hier bei südwestlichen Winden auf.

Aus diesen Befunden ergibt sich die Schlussfolgerung, dass die Ergebnisse von STIGGE (1995) bestätigt werden können, dass die lokalen Windverhältnisse für den Windstau sehr wichtig sind.

Im Wesentlichen verhalten sich die Windstauwerte in Warnemünde bei gleicher Windgeschwindigkeit proportional zur Streichlänge der jeweiligen Windrichtung. Bei den Windstauwerten des lokalen Windes hat es den Anschein, dass zusätzlich die Öffnung des Ostseebeckens zur Nordsee eine besondere Bedeutung besitzt. Trotz verhältnismäßig kurzer Streichlängen sind bei Winden aus Nord und Nordwest sowie Süd und Südost große mittlere Windstauwerte vorhanden, was die Bedeutung der Wasseraustauschdynamik unterstreicht. Sowohl bei den lokalen Winden als auch bei den Winden über der zentralen Ostsee überwiegt der positive Windstauwert gegenüber dem negativen. Dieses muss im Zusammenhang mit der Vielfalt hydrodynamischer Prozesse in der Ostsee, die gleichzeitig auf dasselbe Gebiet einwirken, gesehen werden. So ist eine häufige Folge negativen Windstaus in der südwestlichen Ostsee der Einstrom von Nordseewasser, mit dem die Wirkung des negativen Windstauwertes reduziert wird. Aus diesem Grund gibt es Windrichtungen, bei denen sich weder eindeutig positiver noch eindeutig negativer Windstau ausprägt. Je nach den Verhältnissen in den übrigen stauwirksamen Gebieten der Ostsee prägt sich das eine oder andere aus. Sind also für manche Windrichtungen keine Windstauwerte angegeben, so bedeutet das nicht, dass der Wind aus dieser Richtung keinen Einfluss auf den Wasserstand in Warnemünde hat. Vielmehr handelt es sich um die Summe verschiedener Faktoren, die sich gegenseitig aufheben (Abb. 3.35).

Es ist jedoch zu beachten, dass die Korrelation zwischen höchstem Windstau und dem Wind zum gleichen Termin nicht immer maximal ist. Wie die Erfahrung zeigt, liegt zwischen

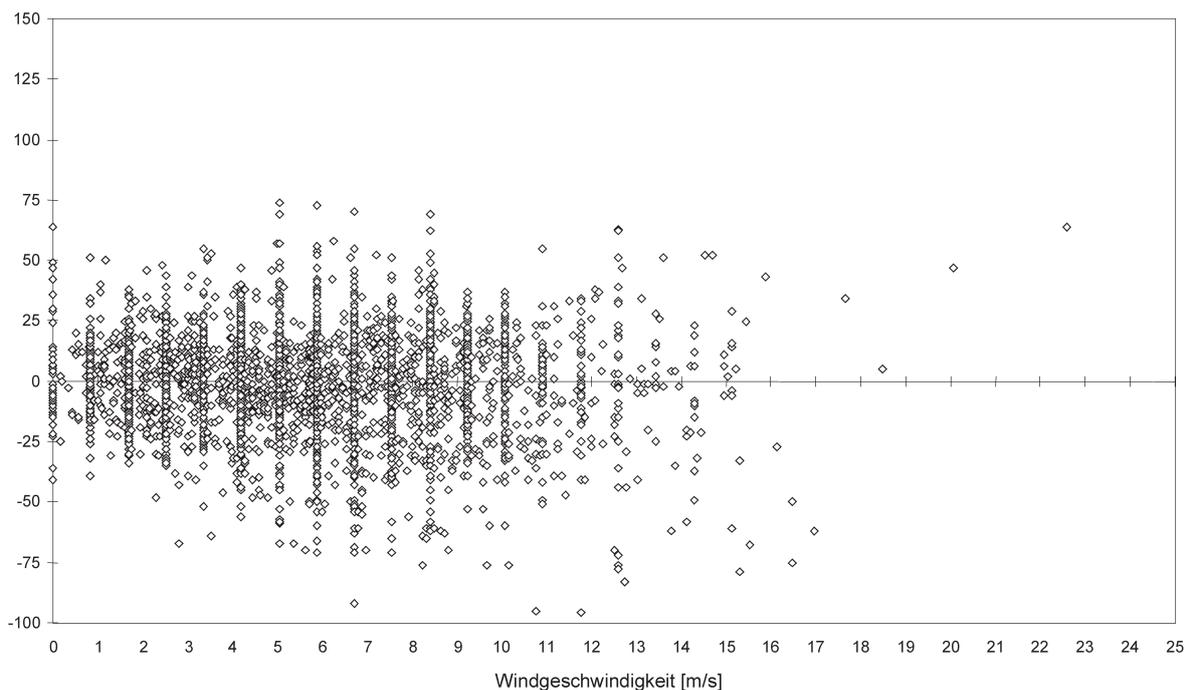


Abb. 3.36: Stau in cm bei Westwind in Warnemünde. Die verschiedenen Effekte heben sich im Mittel auf, nach MEINKE (1998)

einem Windereignis über der westlichen und südlichen Ostsee und dem Hochwasser im allgemeinen eine Phasenverschiebung von etwa sechs Stunden. In diesem Zeitraum kann sich ein Tief im Mittel um 200–250 km verlagern. Dadurch wird die Bestimmung des lokalen Bezugs von Wind und Hochwasser eingeschränkt.

Bei der Beurteilung von Einzelheiten der für dieses Beispiel gefundenen Beziehungen zwischen Wind und Wasserstand ist zu beachten, dass, wie schon in den Abschnitten 3.3.1.3 und 3.3.2.2 erwähnt, die Windmessungen an der meteorologischen Station Warnemünde infolge der orographischen Bedingungen und der wechselnden Bebauung im Umfeld je nach Windrichtung unterschiedlich repräsentativ sind. Nach einjährigen Vergleichsmessungen 1989/90 zwischen den Messstationen Hohe Düne (östlich von Warnemünde) und Seewetterdienststelle (Seestraße) ergeben sich stark richtungsabhängige Differenzen der Windgeschwindigkeit. Bei im Mittel um $0,7 \text{ m s}^{-1}$ höheren Geschwindigkeit an der Station Hohe Düne ist dieser Effekt bei Südost-, Süd- und Südwest-Winden mit bis zu $2,6 \text{ m s}^{-1}$ im Mittel am stärksten, während die Windgeschwindigkeit bei Winden aus West bis Nord an der Seewetterdienststelle bis über 2 m s^{-1} im Mittel der Messperiode höher gewesen ist. Aus diesem Beispiel ist zu ersehen, dass auch in unmittelbarer Nähe der Küstenlinie befindliche Windmessstationen erhebliche Inhomogenitäten aufweisen können. Daher werden für die Berechnung belastungsfähiger Windstau-Diagramme für den östlichen Teil der deutschen Ostseeküste (s. Abschn. 2.4.1) meist Winddaten der Station Arkona bevorzugt.

3.3.3 Ozeanographische Faktoren

3.3.3.1 Der Füllungsgrad der Ostsee

Als ozeanographische Größe spielt sowohl der über einen längeren Zeitraum (Jahre und mehr) gemittelte Wasserstand der Ostsee, der als mittlerer Füllungsgrad des Meeres (Abschn. 2.1) angesehen werden kann, als auch der über einen kürzeren Zeitraum (Tage) vor einem ex-

tremen Wasserstandsereignis an der deutschen Ostseeküste gemittelte Wasserstand des Meeres für die Ausprägung von Sturmfluten und Sturmniedrigwasser eine wichtige Rolle. Infolge von Änderungen der Wasserhaushaltskomponenten des Meeres, insbesondere von Variationen des Ein- und Ausstromes durch Belte und Sund, kann der mittlere Wasserstand des „Kanals“ Ostsee ansteigen oder absinken. Dabei sind Abweichungen von 50 bis 60 cm sowohl nach oben (hoher Füllungsgrad nach einer intensiven Einstromperiode) als auch nach unten (geringer Füllungsgrad nach einer Periode lange anhaltenden Ausstromes) möglich. Hinsichtlich der Entwicklung von Hochwasser leuchtet ein, dass die „Badewanne“ Ostsee bei hohem Füllungsgrad schneller zum Überlaufen kommt bzw. die Extreme höher ausfallen als bei geringem Füllungsgrad, wenn gleiche Windeinwirkung vorausgesetzt wird.

Als Indikator für den mittleren Wasserstand der Ostsee werden die Änderungen am schwedischen Pegel Landsort (südlich Stockholm) herangezogen (s. Abschn. 2.1). Um diese Schwankungen in Zusammenhang mit dem Auftreten extremer Wasserstandsereignisse an der deutschen Küste darzustellen, wurden Daten der Periode 1899–1993 verwendet, die von dem durch Landhebungsprozesse verursachten Trend befreit worden sind (SCHINKE, 1996). Die herangezogenen Tagesmittel können als Anomalien des mittleren Wasserstandes der Ostsee betrachtet werden. Als Anhaltspunkt für den Wassertransport durch Belte und Sund wurde die Wasserstandsdifferenz Hornbæk (nördliches Seeland) minus Gedser (Südfalster) trendbereinigt genutzt (s. Abb. 3.15).

Bei Sturmhochwasser zeigt der Wasserstand von Landsort (Abb. 3.37) ähnlich wie die in Abschn. 3.3.1.1.2 erörterten Luftdruckindizes einen markanten mittleren Verlauf. Ab dem 24. Tag vor dem SHW weichen die Anomalien signifikant positiv von der mittleren Füllung ab, da die Windverhältnisse einen Einstrom in die Ostsee begünstigen. Das zeigt sich auch am Verlauf der Wasserstandsdifferenz Hornbæk–Gedser, die etwa ab dem 30. Tag vor dem Hochwasser (mit einer sehr kurzen Unterbrechung) positiv ist und bis fünf Tage vor dem Ereignis ansteigt. Der Füllungsgrad erreicht am Sturmflut-Tag das Maximum (für alle Fälle 14,4 cm, für leichte 12,2, für mittlere 15,6 und für schwere 18,1 cm). Die Wasserstandsdifferenz Hornbæk–Gedser weist an diesem Tag einen nadelförmig anmutenden Verlauf (Scheitelwerte für alle Sturmfluten –49,6 cm, für leichte –40,8, für mittlere –60,5 und für schwere –85,7 cm) auf. Das bedeutet, dass im Mittel kurzzeitig Wasser aus der Ostsee zum Kattegat strömt. Der Gang des Wasserstandes von Landsort ist bei individuellen Sturmfluten mehr oder weniger von den mittleren Verhältnissen verschieden (s. Abb. 3.17 und 3.18).

Im Fall von Sturmniedrigwasser beginnt im Mittel ab dem 30. Tag vor dem Ereignis in Landsort eine Abnahme des Wasserstandes (Abb. 3.37). Diese Abnahme korrespondiert mit der Wasserstandsdifferenz Hornbæk–Gedser, die einen Ausstrom aus der Ostsee anzeigt. Die vor dem Ereignis erreichten Minimalwerte betragen im Mittel –4,0 cm (leichte Fälle –5,6, mittlere –5,3 cm, ausgeprägte SNW nicht anzugeben). Erst drei Tage vor dem SNW beginnt der Wasserstand in Landsort wieder anzusteigen. Bis zum Tag 0 erreicht er im Mittel 9,8 cm (leichte SNW 6,8, mittlere 13,9 und ausgeprägte 23,6 cm). Dem raschen Anstieg folgt ein langandauerndes Sinken des Wasserstandes auf ein mittleres Niveau. Die Periode eines signifikant überhöhten Wasserstandes der Ostsee dauert vier Wochen an. Im Einzelfall differiert der Wasserstandsverlauf von Landsort von den mittleren Verhältnissen. Die Wasserstandsdifferenz Hornbæk–Gedser (Abb. 3.37) zeigt im Wesentlichen um die Nulllinie schwankende Werte, die durch einen starken Anstieg vor, zum und nach dem Ereignis unterbrochen werden, was entsprechend der mittleren Luftdruckverteilung an diesen Tagen auf einen starken Einstrom hindeutet. Die maximale Differenz beträgt im Mittel 74,2 cm, bei leichten SNW 65,4, bei mittleren 85,5 und bei ausgeprägten sogar 98,8 cm, wobei die Signifikanzperiode der erhöhten Differenzwerte nur zwischen sechs und neun Tagen liegt.

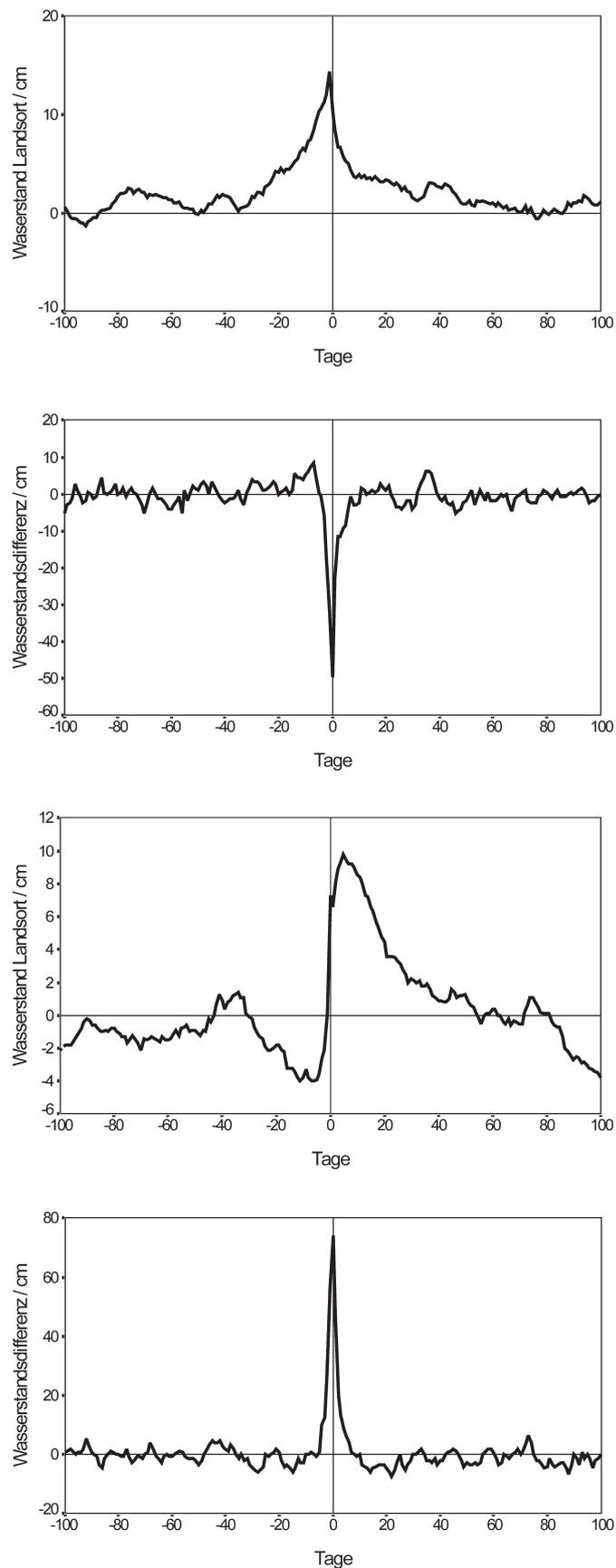


Abb. 3.37: Mittlere Verläufe der Wasserstands anomalien des Pegels Landsort und der Wasserstands differenz Hornbæk–Gedser vor und nach Sturmflut- (erstes und zweites Bild von oben) und SNW-Ereignissen (drittes und viertes Bild von oben) im Zeitraum 1901–1990, nach BAERENS (1998)

In quantitativer Weise hat JACOBSEN (1980) die Volumenbilanz und damit den Füllungsgrad der Ostsee abgeschätzt, wobei angenommen wird, dass die Strömung beschleunigungsfrei ist sowie nur durch die Druckgradientkraft und ablenkende Kraft der Erdrotation ausbalanciert wird (geostrophisches Gleichgewicht):

$$V_B(t) - V_B(0) = F_B \cdot (b_B(t) - b_B(0)) = B \cdot H \cdot \int_0^t (U(t') - U_f) \cdot dt' \quad (3.18)$$

mit:

- V_B = Volumen der Ostsee,
- F_B = Fläche der Ostsee ($\approx 4 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$),
- b_B = mittlerer Wasserstand der Ostsee,
- $U(t')$ = mittlere Strömung in einem Querschnitt der Beltsee (Warnemünde–Gedser),
- U_f = durch Süßwasserüberschuss bedingter Strömungsanteil,
- B = mittlere Breite des Beltseekanals (= 36114 m),
- H = mittlere Tiefe des Beltseekanals (= 16,5 m),
- f = Coriolisparameter ($2\omega \sin\varphi = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$),
- φ = geographische Breite,
- ω = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation,
- g = Schwerebeschleunigung ($\approx 9,81 \text{ m s}^{-2}$),
- t = Zeit,
- b = Wasserstand und
- y = nach Norden positiv gerichtete Koordinate.

Mehr als 70 % des Wasseraustausches mit der Nordsee erfolgen über die Belte, d. h. der Wasseraustausch kann durch die Wasserstandsdifferenz zwischen Warnemünde (WDE) und Gedser (GED) kontrolliert werden (LASS, 1988). Die mittlere Strömung lässt sich durch den geostrophisch approximierten Strom wie folgt berechnen:

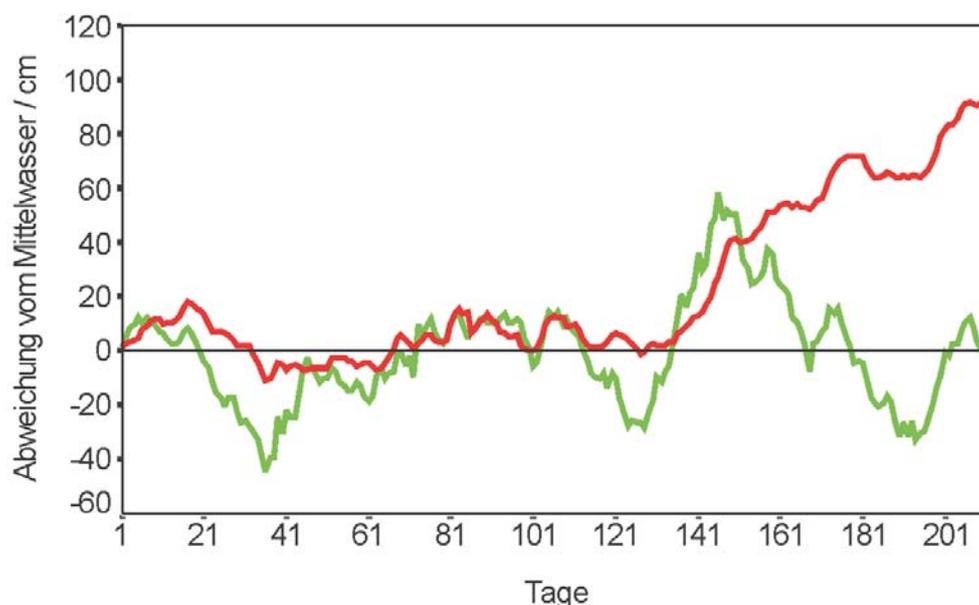


Abb. 3.38: Tagesmittel des Ostseewasserstandes nach Messungen von Landsort (grün) und Berechnungen gemäß Gl. 3.22 (rot) für den Zeitraum vom 1.9.1992 bis zum 28.2.1993 (= 212 Tage), nach SCHMAGER (2001)

$$U(y, z = H) = \frac{g}{f} \cdot \frac{(h_{WDE} - h_{GED})}{B} \quad (3.20)$$

$$U(t) = \int_0^L dy \int_{-H(y)}^0 dz \cdot u(y, z, t) = \frac{g \cdot H}{f} \cdot (h_{WDE} - h_{GED})$$

Nach entsprechenden Integrationen und Umformungen erhält man folgende Beziehung für die Änderung des mittleren Wasserstandes der Ostsee:

$$h_B(t) - h(t=0) = \frac{g \cdot H}{F_B \cdot f} \int_0^t (h_{WDE} - h_{GED}) dt' \quad (3.21)$$

Für die Wasserstandsdifferenz zwischen Warnemünde und Gedser hat SCHMAGER (2001) folgende empirische Beziehung abgeleitet:

$$\delta h_{WDE-GED} = \sin \alpha (-0.225V^2 - 0.605V) + 0.085V^2 \cos \alpha \quad (3.22)$$

mit

$\delta h_{WDE-GED}$ = Wasserstandsdifferenz Warnemünde minus Gedser/cm,

α = Windrichtung /Grad in Arkona und

V = Windgeschwindigkeit/m s⁻¹ in Arkona.

Setzt man diese Beziehung in das Integral ein und wertet diese Beziehung für Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in Arkona aus, so ergibt sich das in Abb. 3.38 dargestellte Beispiel für den Verlauf des mittleren Wasserstandes der Ostsee.

Bis Ende Dezember 1992 ist die Übereinstimmung von Modell und Beobachtung befriedigend, aber der kräftige Einstrom und der anschließende Ausstrom lassen sich mit einem stationären Modell nicht hinreichend erfassen.

3.3.3.2 Eigenschwingungen

3.3.3.2.1 Sturmfluten als Windstauereignis und als Ergebnis hydrodynamischer Schwingungen

Hinsichtlich der allgemeinen Bedeutung von Eigenschwingungen des Wasserkörpers der Ostsee wird auf die Ausführungen im Abschn. 2.1 verwiesen.

Nachfolgend soll auf Sturmfluten eingegangen werden, die unter Beteiligung von Eigenschwingungen (Seiches), Seebärerscheinungen (s. Abschn. 3.3.3.3) und gegebenenfalls auch Gezeiten ablaufen und von den reinen Windstauereignissen zu unterscheiden sind. Die genannten Phänomene werden unter dem Begriff „hydrodynamische Schwingungen“ zusammengefasst.

Die meteorologischen Verhältnisse, die für die Entstehung von Sturmfluten von Bedeutung sind, unterscheiden sich je nach den ozeanographischen Begleiterscheinungen. Daher werden die Sturmfluten hinsichtlich ihrer Genese unterschieden und anschließend im Hinblick auf die vorherrschenden Wind- und Zirkulationsverhältnisse untersucht. Grundsätz-

lich wird dabei zwischen Windstauereignissen einerseits und Sturmfluten unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen andererseits unterschieden (Abb. 3.39). Die Unterscheidung dieser beiden Sturmfluttypen ist sinnvoll, da es in ihrer Entstehung entscheidende Unterschiede gibt. Ausgehend vom jeweiligen Füllungsgrad der Ostsee (s. Abschn. 3.3.3.1) wird der Sturmflutgrenzwert bei Windstauereignissen allein durch den Anstau von Wassermassen unter Einwirkung der oben erörterten Windfelder erreicht. Demgegenüber besteht bei den Sturmfluten, die unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen entstehen, die Möglichkeit, dass der Sturmflutgrenzwert auch ohne Präsenz stauwirksamer Winde erreicht wird. Hier können allein rückschwingende Wassermassen eines zu Schwingungen angeregten Beckensystems den Wasserstand auf Sturmflutniveau anheben. Dieser Vorgang ist prinzipiell auch für die Unterschreitung der Grenzwerte für Sturmniedrigwasser möglich, er wurde jedoch noch nicht näher untersucht.

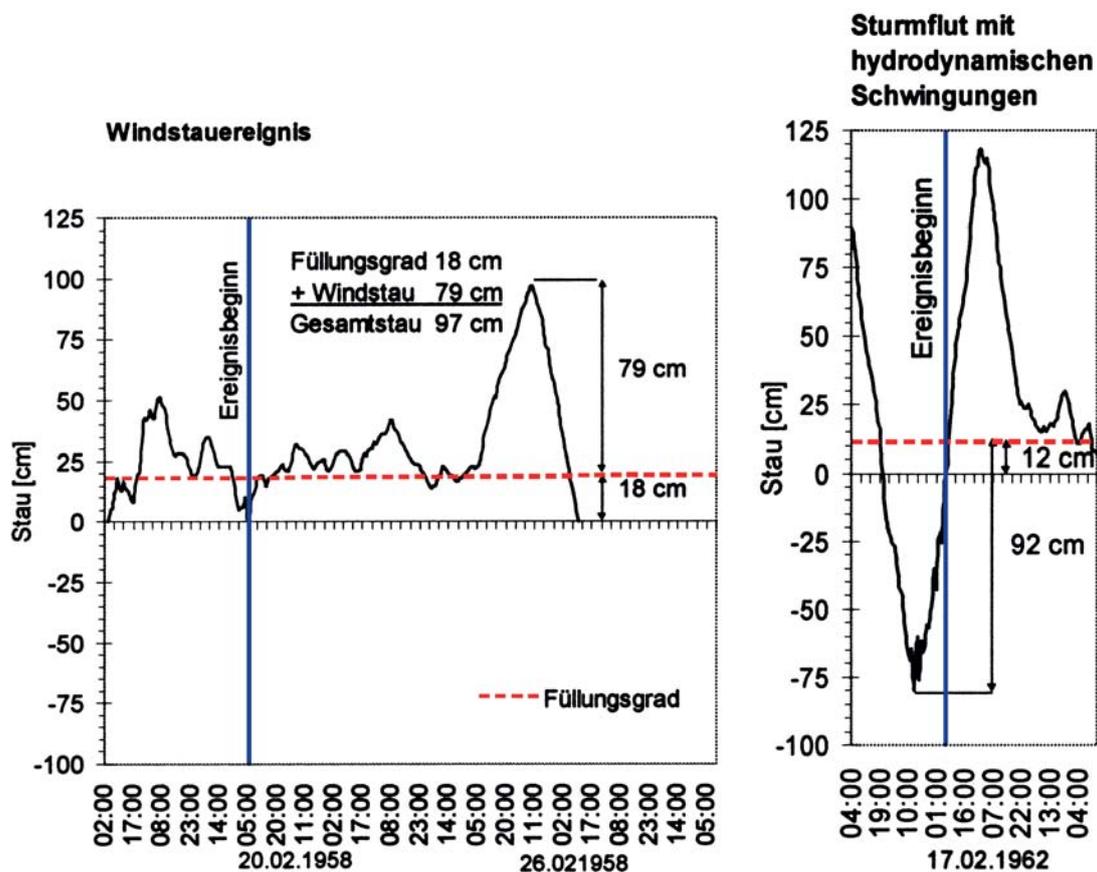


Abb. 3.39: Sturmfluttypen unterschiedlicher Genese, dargestellt am Beispiel für Warnemünde, nach MEINKE (1999)

3.3.3.2.2 Unterscheidungsmöglichkeiten

Entscheidend ist zunächst die Ausgangssituation einer Sturmflut, das heißt, der mittlere Wasserstand, der zu Ereignisbeginn vorhanden war. Ereignisbeginn sei der Zeitpunkt der ersten Erhebung des Wasserspiegels über den 19-jährig übergreifend gemittelten Mittelwert des Wasserstandes vor dem Sturmflutscheitel (ausgeführt für Warnemünde). Das Ereignisende wird dementsprechend mit dem Zeitpunkt des Wiedererreichens des 19-jährig übergreifend gemittelten Mittelwasser-Wertes nach dem Sturmflutscheitel definiert. Folgen zwei

Sturmfluten direkt aufeinander, werden sie zum Zeitpunkt des niedrigsten Wasserstandes, der zwischen den beiden Scheiteln auftritt, voneinander getrennt. Die Ausgangslage zu Ereignisbeginn wird im Wesentlichen durch den Füllungsgrad der Ostsee beeinflusst. Nennenswerte Ein- und Ausstromsituationen, durch die der Füllungsgrad im Winter maßgeblich gesteuert wird, dauern im Mittel 15 Tage an (BECKMANN, 1997a; BECKMANN u. TETZLAFF, 1996; MATTHÄUS, 1996; s. auch vorausgegangener Abschnitt). Zur Erfassung der Ausgangssituation wird deshalb ein 15-tägiger Zeitraum vor dem Tag, an dem der Sturmflutscheitel auftritt, im Hinblick auf die füllungsgradbedingten Wasserstandsänderungen untersucht. Solche mittelfristigen füllungsgradbedingten Wasserstandsänderungen können kurzfristig durch direkt wirksame meteorologische Faktoren beeinflusst werden. Um diese Einflüsse zu reduzieren, werden jeweils Tagesmittelwerte der Wasserstände gebildet. Unter Annahme eines linearen Verlaufs der Ein- und Ausstromvorgänge werden die zeitlichen Veränderungen dieser Tagesmittelwerte nach der Methode der kleinsten quadratischen Abweichungen durch eine lineare Regression angenähert. Mit Hilfe der Regressionsanalysen kann der mittlere Wasserstand am Tag des jeweiligen Ereignisbeginns ermittelt werden. Alle Wasserstände, die diesen so ermittelten Ruhewasserstand überschreiten, haben weitgehend andere Ursachen. Zwar ist nicht auszuschließen, dass sich die füllungsgradbedingte Abweichung vom Mittelwasser nach Ereignisbeginn weiterhin verändert. Es ist jedoch anzunehmen, dass nach Ereignisbeginn andere Sturmflut erzeugende Faktoren in ihrer Wirksamkeit bei weitem überwiegen. Innerhalb der 15-tägigen Ein- und Ausstromvorgänge wurden Abweichungen von 45 cm vom Mittelwasserstand seit 1953 nicht überschritten (MEINKE, 1998). Auf der Grundlage dieser Beobachtungen beträgt die maximale mittlere Zunahme der füllungsgradbedingten Abweichung pro Tag durchschnittlich drei cm. Im Mittel wird der Sturmflutscheitel, ausgehend vom Ereignisbeginn, nach etwa 1,5 Tagen erreicht. Demzufolge ist eine Ungenauigkeit der füllungsgradbedingten Abweichung von höchstens ± 5 cm zu erwarten. Dennoch kann auf diese Weise die jeweilige Ausgangssituation von Sturmfluten recht gut angenähert werden. Dieses wäre bei Zugrundelegen des 19-jährig übergreifenden Mittelwertes nicht der Fall. Die möglichen Ungenauigkeiten von maximal ± 5 cm müssen deshalb in Kauf genommen werden.

Das eigentliche Kriterium zur Sturmfluttypisierung ist der Wasserstandsgang, der sich ein bis zwei Tage vor Ereignisbeginn vollzogen hat. Ausgehend von dem zuvor ermittelten Ausgangswasserstand einer Sturmflut wird untersucht, ob die Ganglinie in diesem Zeitraum vor Ereignisbeginn ein Minimum aufweist, das um 20 cm den Ausgangswasserstand unterschreitet. Ist dieses der Fall, können gezeitenbedingte Wasserstandserniedrigungen als Ursache ausgeschlossen werden, weil der Springtidenhub in Warnemünde 20 cm kaum überschreitet. Da es sich um ein Minimum größeren Ausmaßes handelt, dessen Periodenlänge außerdem in das Spektrum der möglichen Periodenlängen hydrodynamischer Schwingungen fällt, ist es naheliegend, diese als Ursache anzunehmen. Deshalb werden im Folgenden alle Sturmfluten, die ein bis zwei Tage vor Ereignisbeginn ein Wasserstandsminimum aufweisen, das 20 cm unter dem Ausgangswasserstand unterschreitet, zum Typ „*Sturmflut mit hydrodynamischen Schwingungen*“ gezählt. Liegt ein solches Minimum nicht vor, wird die Sturmflut als *Windstauereignis* gewertet (MEINKE, 1998; 1999).

Es ist naturgemäß schwierig, auf der Datengrundlage eines einzigen Pegels auf solche Schwingungen zu schließen, die im Fall von Eigenschwingungen großräumig in der Ostsee wirksam sind. Da zur Unterscheidung der Sturmfluttypen jedoch nicht in erster Linie von Bedeutung ist, welches Beckensystem zu Schwingungen angeregt wurde, sondern ob hydrodynamische Schwingungen überhaupt, gleichgültig in welcher Form, stattgefunden haben, ist das Zugrundelegen nur eines Pegels in diesem Rahmen ausreichend.

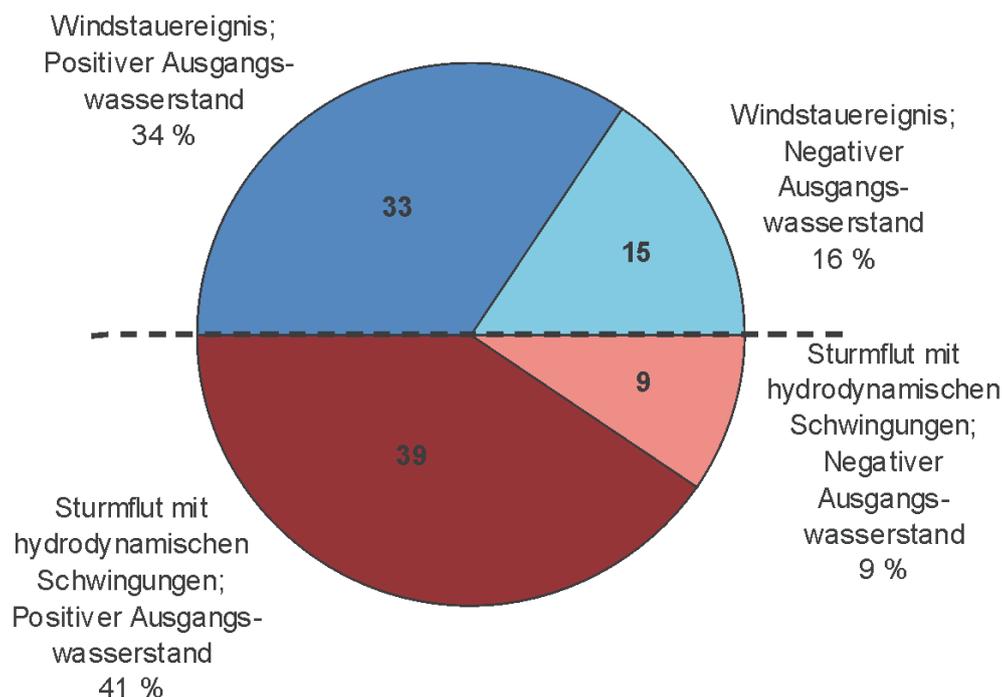


Abb. 3.40: Sturmfluttypen und Ausgangssituationen seit 1953. Im Kreis: Absolute Häufigkeit. Die Angaben der relativen Häufigkeit in % sind auf die Gesamtzahl bezogen, nach MEINKE (1998)

3.3.3.2.3 Ergebnisse der Sturmfluttypisierung

Nach Untersuchung des Verlaufs aller Sturmfluten in Warnemünde im Zeitraum von 1953 bis 1997 hinsichtlich der jeweiligen Ausgangssituation und des Sturmfluttyps zeigt sich, dass von den 96 Ereignissen 72 Sturmfluten eine Ausgangssituation mit positiver füllungsgradbedingter Abweichung vom Mittelwasser vorausging. Das entspricht einem Anteil von 75 %. In diesem Beobachtungszeitraum wurden Ausgangswasserstände mit positiven füllungsgradbedingten Abweichungen vom Mittelwasser mit einem maximalen Ausmaß von 45 cm erreicht. Besonders häufig erfolgten die positiven Abweichungen in einem Ausmaß von 11 bis 30 cm über Mittelwasser (65 % der Sturmfluten mit positivem Ausgangswasserstand).

Ausgangssituationen mit negativer füllungsgradbedingter Abweichung vom Mittelwasser weisen insgesamt 24 Sturmfluten auf. Das entspricht 25 % aller Sturmfluten. Die maximale negative Abweichung von 1953 bis 1997 beträgt 39 cm unter Mittelwasser und liegt damit betragsmäßig unter dem maximalen Ausmaß positiver Abweichungen. Auch insgesamt sind die Abweichungen im negativen Bereich geringer als im positiven. Bei 79 % aller Ausgangswasserstände mit negativen Abweichungen (das entspricht 19 Ereignissen), liegt das Ausmaß zwischen 0 und 14 cm unter Mittelwasser.

Bezüglich der Sturmfluttypen sind exakt 50 %, in absoluten Zahlen also 48 der 96 Sturmfluten, den Windstauereignissen zuzuordnen, während die übrigen 50 % (das sind ebenfalls 48 Ereignisse) zu den Sturmfluten unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen zählen (vgl. Abb. 3.39, s. MEINKE, 1999).

Die Ausgangslagen der Sturmfluten unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen weisen in 39 Fällen eine erhöhte füllungsgradbedingte Abweichung vom Mittelwasser auf. Das entspricht 41 % aller Sturmfluten. Neun Ereignisse dieses Sturmfluttyps, also etwa 9 % der Sturmfluten insgesamt, zeigen eine negative füllungsgradbedingte Abweichung

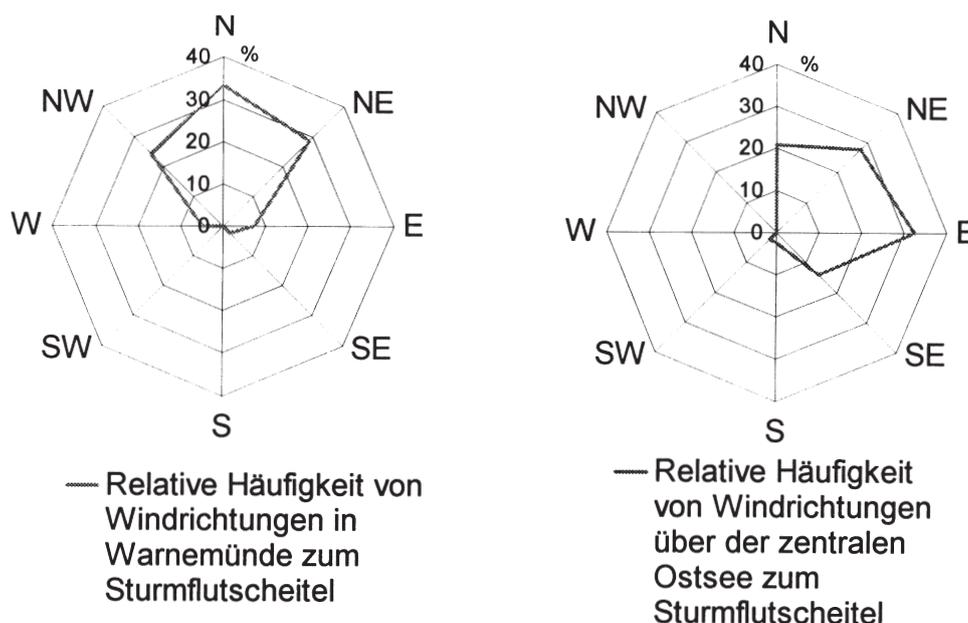


Abb. 3.41: Windrichtungen bei Windstauereignissen zum Zeitpunkt des Sturmflutscheitels für Warnemünde, nach MEINKE (1999)

zu Ereignisbeginn. Von den Windstauereignissen haben sich 33 Sturmfluten (34 % aller Sturmfluten) nach Ausgangssituationen ereignet, die sich durch positive füllungsgradbedingte Abweichungen vom Mittelwasserstand auszeichneten. Ausgangssituationen mit negativen Abweichungen dieser Art sind bei 15 Windstauereignissen (16 % aller Sturmfluten) aufgetreten.

Für die Entstehung der Windstauereignisse sind in erster Linie die Windverhältnisse entscheidend, die zum Sturmflutscheitel vorherrschen. Hier sind, wie zuvor beschrieben, sowohl die Windverhältnisse über der zentralen Ostsee als auch im näheren Küstenvorfeld von Bedeutung. In Warnemünde kommen die sturmflutrelevanten Winde hauptsächlich aus nördlichen Richtungen, während über der zentralen Ostsee zu dieser Zeit größtenteils östliche und nordöstliche Richtungen vertreten sind (vgl. Abb. 3.41).

Bei den Sturmfluten unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen ist nicht in erster Linie der direkte Windeinfluss der wasserstandserhöhende Faktor. Die Windverhältnisse, die zum vorausgegangenen Wasserstandsminimum vorherrschen, haben durch Schrägstellung der Wassermassen die Ausgangssituation für hydrodynamische Schwingungen geschaffen. Durch einen plötzlich erfolgenden Windrichtungs- bzw. Windgeschwindigkeitswechsel oder auch schnelle, starke Luftdruckänderungen werden die Eigenschwingungen ausgelöst. Die Windverhältnisse zum Wasserstandsmaximum verweisen einerseits im Vergleich zu den Windverhältnissen zum Minimum auf den impulsauslösenden Windrichtungswechsel.

Andererseits können hydrodynamische Schwingungen durch direkten Windeinfluss (Windstau) verstärkt werden. Die Windrichtung solcher direkt auf das Wasser einwirkenden Winde ist ebenfalls die, die zum Wasserstandsmaximum herrscht. Für diesen Sturmfluttyp sind also sowohl die Windverhältnisse zum Wasserstandsminimum als auch zum Wasserstandsmaximum relevant (vgl. Abb. 3.42).

Dabei herrschen in Warnemünde zum Wasserstandsminimum am häufigsten Winde aus südwestlichen Richtungen und zum Wasserstandsmaximum in den meisten Fällen nördliche Winde vor. Über der zentralen Ostsee standen nur tägliche geostrophische Windwerte zur

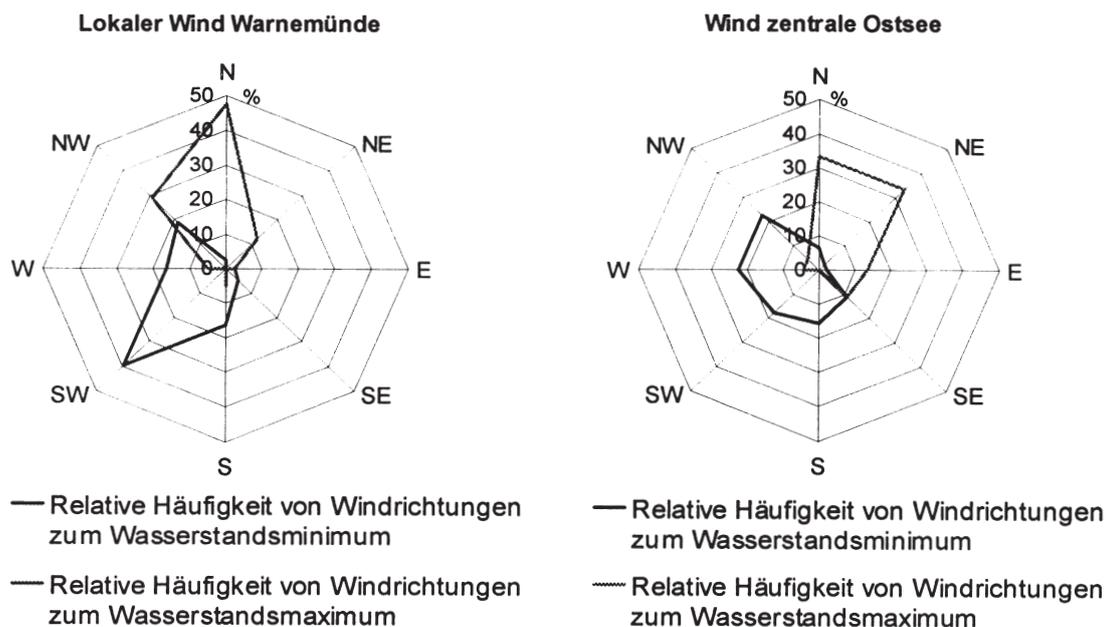


Abb. 3.42: Windrichtungen bei Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen in Warnemünde, nach MEINKE (1999)

Verfügung, die aus dem $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitterpunktnetz des täglichen Bodendrucks vom National Center for Atmospheric Research in Boulder, USA, entnommen wurden. Nach diesen Daten besteht eine stärkere Verteilung der Winde auf die Richtungssektoren. So sind es gleichermaßen westliche und nordwestliche Winde, die am häufigsten zum Wasserstandsminimum auftreten. Ebenfalls mit gleicher Häufigkeit sind zum Wasserstandsmaximum in den meisten Fällen nördliche und nordöstliche Winde vertreten (Abb. 3.42). Der Zusammenhang plötzlich wechselnder Windverhältnisse während einer Sturmflut mit den Scheitelhöhen der Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen kann anhand der maximalen Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsänderung pro Stunde in Warnemünde dargestellt werden (Abb. 3.43). Entsprechend der relativ hohen Datendichte dieser Winddaten können plötzliche Veränderungen der Windverhältnisse mit stundengenauer Auflösung erfasst werden. Gleiches ist bei den Windverhältnissen über der zentralen Ostsee nicht möglich, da die berechneten Daten nur einmal täglich zur Verfügung stehen, so dass plötzliche Änderungen hier nicht erfasst werden können. Es ergibt sich, dass mit zunehmender Stärke der maximalen Veränderungen der Windverhältnisse innerhalb einer Stunde, sei es bei den Windgeschwindigkeiten oder bei den Windrichtungen, im Mittel höhere Scheitelhöhen entstehen (Abb. 3.42).

Die relativ hohen Standardabweichungen der Scheitelhöhen von 9,7 cm bei den Windgeschwindigkeitsänderungen und von 8,4 cm bei den Windrichtungsänderungen sind ein Indiz dafür, dass neben der bloßen Intensität der Veränderung der beiden Windparameter Geschwindigkeit und Richtung noch andere Faktoren für die Höhe der Sturmflutscheitelwerte von Bedeutung sind. Bessere Korrelationen könnten bei zeitversetzten Wind- und Pegeldaten erzielt werden. Diesbezüglich ist außerdem zu bedenken, dass hier der Einfluss der Windverhältnisse über der zentralen Ostsee völlig unberücksichtigt bleibt. Zudem ist von Belang, in welcher Form sich der Wechsel der Windverhältnisse vollzieht. Weht der Wind zum Minimum beispielsweise aus einer wenig stauwirksamen Richtung, vermag er eine geringere Schrägstellung der Wassermassen hervorzurufen als es bei stauwirksameren Winden gleicher Stärke der Fall wäre. Bei diesen unterschiedlichen Ausgangssituationen werden die Scheitel-

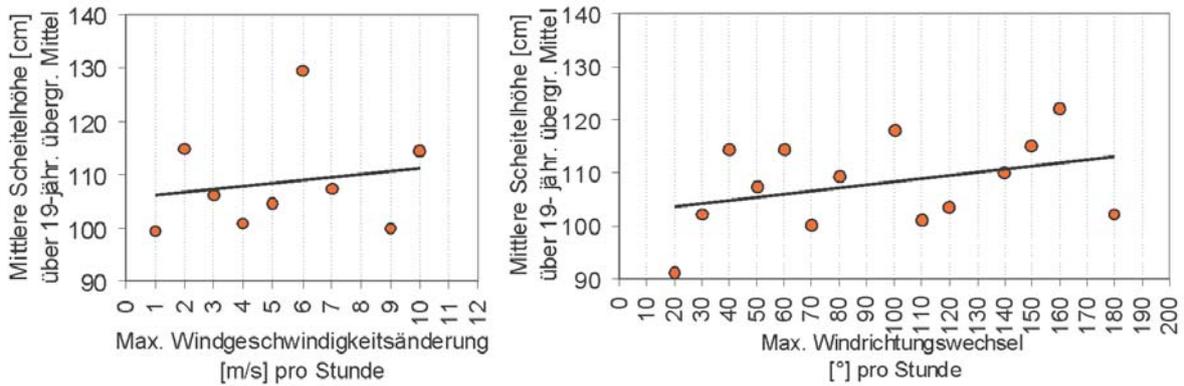


Abb. 3.43: Maximale Änderungen der Windverhältnisse pro Stunde in Warnemünde und diesen entsprechende mittlere Scheitelhöhen, nach MEINKE (1998)

höhen trotz gleicher Richtungsänderung unterschiedlich hoch ausfallen. Außerdem ist anzunehmen, dass das Zusammenwirken von Windrichtungsänderung und Windgeschwindigkeitsänderung Einfluss auf die Scheitelhöhe hat. Erfahren beide Windparameter eine starke Veränderung, ist ein höherer Scheitelwert zu erwarten als bei alleiniger, wenn auch starker Veränderung nur einer der beiden Windgrößen. Zu beachten ist weiterhin, dass zwischen Windänderungen und Wasserstandseffekten eine nicht unerhebliche Phasenverschiebung bestehen kann (s. auch Abschn. 3.3.2.3).

Für die Entstehung von Eigenschwingungen sind rasch wandernde Luftdruckänderungsgebiete ebenfalls von erheblicher Bedeutung. So stellte KOOP (1973) u. a. fest, dass die Luftdruckschwankungen ca. 20 % der Wasserstandsänderungen verursachen. Indiz dafür ist der hohe Anteil von Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen bei Zyklonen aus Nordwest (s. u.), die in der Regel mit stärkeren Luftdruckänderungsfeldern verbunden sind.

Bezüglich der Sturmflutwetterlagen (Abschn. 3.3.1.2.2) zeigt sich, dass grundsätzlich beide hier festgestellten Sturmfluttypen bei allen vier Sturmflutwetterlagen auftreten (vgl. Abb. 3.44).

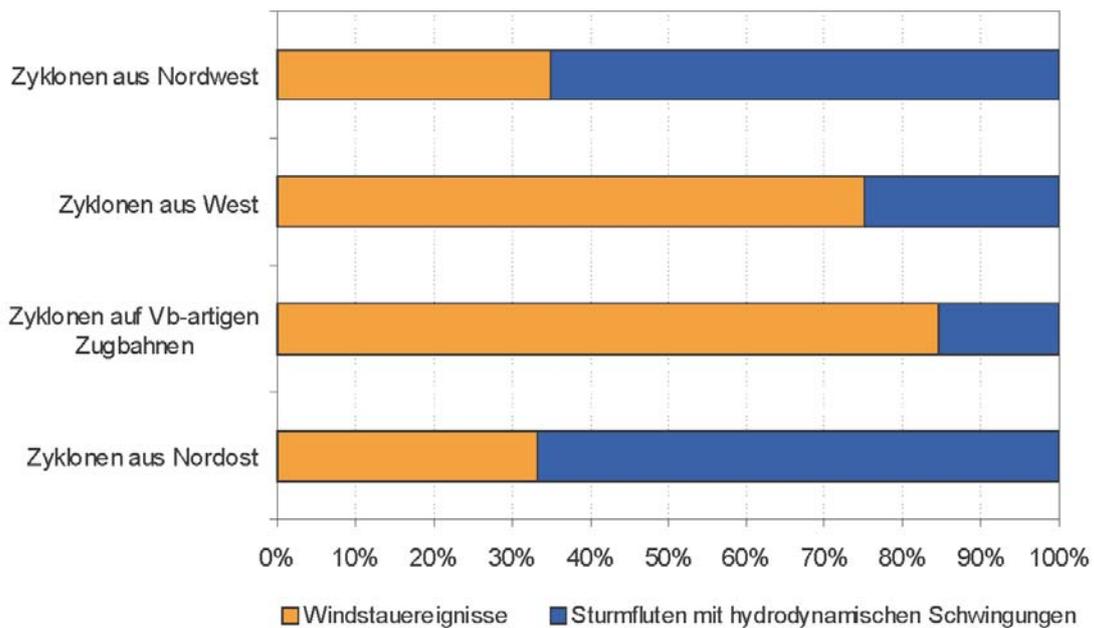


Abb. 3.44: Sturmflutwetterlagen und Anteile der Sturmfluttypen für Warnemünde im Zeitraum von 1953 bis 1997, nach MEINKE (1999)

Allerdings ist bei bestimmten Sturmflutwetterlagen die Entstehung des einen Sturmfluttyps gegenüber der des anderen wahrscheinlicher. So zählen 65 % der Sturmfluten, die durch Zyklonen aus Nordwest verursacht wurden, zu denjenigen unter Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen und nur 35 % zu den Windstauereignissen. Demgegenüber zählen von den Sturmfluten, die mit den Zyklonen aus West aufgetreten sind, nur 25 % zu den Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen, während die übrigen 75 % aus Windstauereignissen bestehen. Ähnlich verhält sich die Verteilung der Sturmfluttypen bei den Vb-artigen Zugbahnen. Rund 85 % der Sturmfluten sind Windstauereignisse, die einer relativen Häufigkeit von nur 15 % der Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen gegenüberstehen. Bei den Sturmfluten, die durch Zyklonen aus Nordost entstehen, zählen zwei Drittel zu den Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen und ein Drittel zu den Windstauereignissen. Aufgrund der geringen absoluten Häufigkeit von nur drei Ereignissen ist die Verteilung der Sturmfluttypen bei dieser Sturmflutwetterlage jedoch wenig aussagekräftig. Die unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen von Windstauereignissen und Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen bei den verschiedenen Sturmflutwetterlagen ist mit den Windregimes der jeweiligen Sturmflutwetterlagen erklärbar. Bei den Zyklonen aus Nordwest vollzieht sich häufig ein ausgeprägter Windrichtungswechsel von südlichen und westlichen auf nördliche und östliche Richtungen. Mit dem Durchzug der Fronten erfolgt das in vielen Fällen recht plötzlich. So erhalten die Wassermassen häufig den entscheidenden Impuls, wodurch Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen bevorzugt auftreten. Bei den Zyklonen aus West und bei den Vb-artigen Zugbahnen geht der Windrichtungswechsel über der Ostsee meistens nicht so ausgeprägt vor sich. Außerdem sind hier südliche und westliche Winde, die zur Schrägstellung des Wasserspiegels der Ostsee führen und eine Vorstufe hydrodynamischer Schwingungen darstellen, weitaus seltener. Dies erklärt das bevorzugte Auftreten von Windstauereignissen bei derartigen Sturmflutwetterlagen. Bei den Tiefs aus Nordost gibt es zwar einen ausgeprägten Windrichtungswechsel, da sie jedoch zumeist im Küstenbereich der Ostsee ziehen, sind die damit verbundenen Winde in ihrer Wirksamkeit auf Teilbereiche der Ostsee beschränkt. Dennoch dürfte die Entstehung von hydrodynamischen Schwingungen unter diesen Voraussetzungen gut möglich sein (sich rasch ändernde Luftdruck- und Windfelder). Wegen der geringen Anzahl der Sturmfluten, die bei dieser Sturmflutwetterlage bisher stattgefunden haben, bleiben Aussagen über das mögliche Verhältnis der Sturmfluttypen vorerst nur spekulativ.

Bezüglich der Charakteristika sturmflutrelevanter Tiefdruckgebiete lässt sich Folgendes feststellen: Der jeweilige Kerndruck der Zyklonen, die Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen erzeugen, unterscheidet sich nicht wesentlich von solchen, mit denen Windstauereignisse verbunden sind. Während der durchschnittliche Kerndruck der Tiefs, die Windstauereignisse zur Folge haben, 992 hPa (Zeitraum 1953–1997) beträgt, liegt er bei denen, die für die Entstehung von Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen von Bedeutung sind, bei 990 hPa. Hinsichtlich der Zuggeschwindigkeiten sturmflutrelevanter Zyklonen zeigt sich, dass diejenigen, die Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen erzeugen, mit durchschnittlich 978 km/Tag eine deutlich höhere Geschwindigkeit aufweisen als jene, mit denen Windstauereignisse verbunden sind. Hier liegt die mittlere Geschwindigkeit nur bei 862 km/Tag. Dieses lässt sich darauf zurückführen, dass der Windwechsel an den Fronten bei Tiefs höherer Zuggeschwindigkeiten mit größerer Wahrscheinlichkeit sprunghaft erfolgt als bei Tiefs geringerer Geschwindigkeiten. Weiterhin hat es den Anschein, dass bei bestimmten (erhöhten) Zuggeschwindigkeiten ein Optimum für das Zusammenwirken von Rückschwingungs- und Windstauereffekt vorhanden ist, bei dem die Überlagerung der

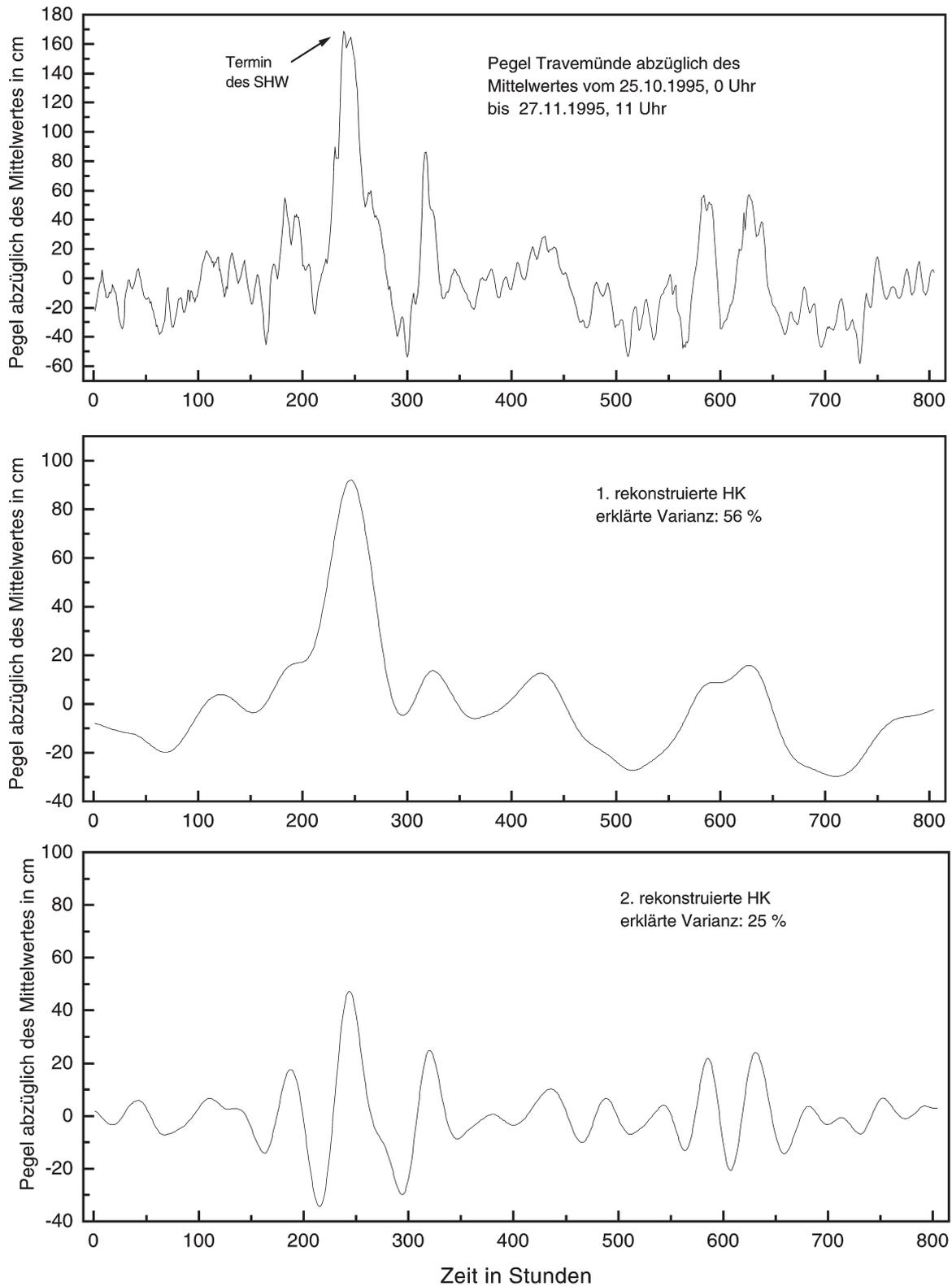


Abb. 3.45: Wasserstands-Zeitreihe für Travemünde abzüglich des Mittelwertes vom 25.10., 0 Uhr UTC bis 27.11.1995, 11 Uhr UTC (oben), und die erste (Mitte) sowie zweite (unten) rekonstruierte Hauptkomponente, die sich aus der singulären Spektralanalyse ergeben, nach BECKMANN u. TETZLAFF (1996)

jeweiligen Maxima begünstigt wird. Bei derartigen Zuggeschwindigkeiten ist demnach vorrangig mit dem Auftreten von Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen zu rechnen (MEINKE 1998; 1999).

3.3.3.2.4 Separierung von Eigenschwingungen durch Spektralanalyse

Eine andere Methode wendet BECKMANN (1997a) zur Bestimmung der Beteiligung von Eigenschwingungen des Wasserkörpers bei Sturmflutereignissen an. Gewählt wird das Beispiel der schweren Sturmflut vom 3. und 4.11.1995 (s. Abschn. 3.1.3). Hinsichtlich der Eigenschaften der Ostsee-Eigenschwingungen wird auf die Arbeit von WÜBBER u. KRAUSS (1979) verwiesen.

Vor Beginn des Ereignisses kam es zu einer Abnahme des Windes am 2. November. Um zu überprüfen, ob das zusammen mit dem Wiederauffrischen des Windes am 3.11. zu beträchtlichen Gleichgewichtsstörungen in der Ostsee geführt hat, so dass dadurch Eigenschwingungen eingeleitet wurden, wird der Wasserstandsverlauf von Travemünde einer singulären Spektralanalyse (Singular Spectrum Analysis, SSA) unterzogen. Die SSA bietet die Möglichkeit, deterministische Signale aus einer ansonsten „verrauschten“ Zeitreihe zu ermitteln und damit Oszillationen zu finden. Es ist zu erwarten, dass im Fall der Anregung von Eigenschwingungen zum Sturmhochwassertermin diese mittels der SSA bestimmt werden können. Die SSA wurde von BROOMHEAD u. KING (1986), FRAEDRICH (1986) sowie PLAUT u. VAUTARD (1994) zur Lösung von Problemen der nichtlinearen Dynamik eingebracht und von VAUTARD u. GHIL (1989), GHIL u. VAUTARD (1991) sowie VAUTARD et al. (1992) auf paläoklimatologische Probleme angewandt.

Die SSA liefert unabhängige Komponenten, die als rekonstruierte Hauptkomponenten (HK) bezeichnet werden. Jede dieser rekonstruierten Hauptkomponenten erklärt einen Anteil der Gesamtvarianz. Die HK werden nummeriert angegeben, wobei die erste den größten Teil der Gesamtvarianz und die darauf folgenden Komponenten dementsprechend einen immer geringeren Anteil der Gesamtvarianz der Ausgangszeitreihe erklären. Zur Analyse der Eigenschwingungen genügt es, ein Zeitreihenelement mit der Länge der Periodendauer der Eigenschwingungen genau innerhalb des Zeitraumes, in dem die Eigenschwingungen aufgetreten sind, der SSA zu unterziehen. Um jedoch eine gewisse statistische Sicherheit zu erzielen, ist es notwendig, einen größeren Zeitraum zu analysieren. Die Länge der Zeitreihe, auf die die SSA angewendet wird, sollte so gewählt werden, dass die Struktur der HK im Bereich des eigentlich zu untersuchenden Zeitraumes unabhängig von der Wahl der Länge der Zeitreihe ist. Diese Eigenschaft ist gegeben, wenn zur Untersuchung des Wasserstandsverlaufes am Pegel Travemünde ein Zeitraum z. B. vom 25.10. bis zum 27.11.1995 ausgewählt wird. In den Abb. 3.45 und 3.46 sind die Pegelzeitreihe von Travemünde abzüglich des Mittelwertes des dargestellten Zeitraumes und die ersten sechs HK dargestellt. Der mittlere Wasserstand beträgt 515,3 cm ü. PNP bzw. 15,3 cm ü. NN. In der ersten HK, die 56 % der Gesamtvarianz erklärt, ist der Wasserstandsverlauf in groben Zügen wiedergegeben. Das Sturmhochwasserereignis ist sehr deutlich zu erkennen. Die zweite HK, die 25 % der Gesamtvarianz erklärt, löst die Wasserstands-Oszillation feiner auf als die erste HK. Beide Hauptkomponenten zusammen beschreiben den Pegelverlauf bereits ausreichend, da sie zusammen schon 81 % der Varianz erklären. Die in der dritten und vierten HK auftauchenden Schwingungen im Zeitintervall zwischen 220 und 350 Stunden sowie zwischen 540 und 625 Stunden zeigen ein periodisches Verhalten. Diese Bereiche sind in Abb. 3.46 markiert. Im ersten Zeitbereich

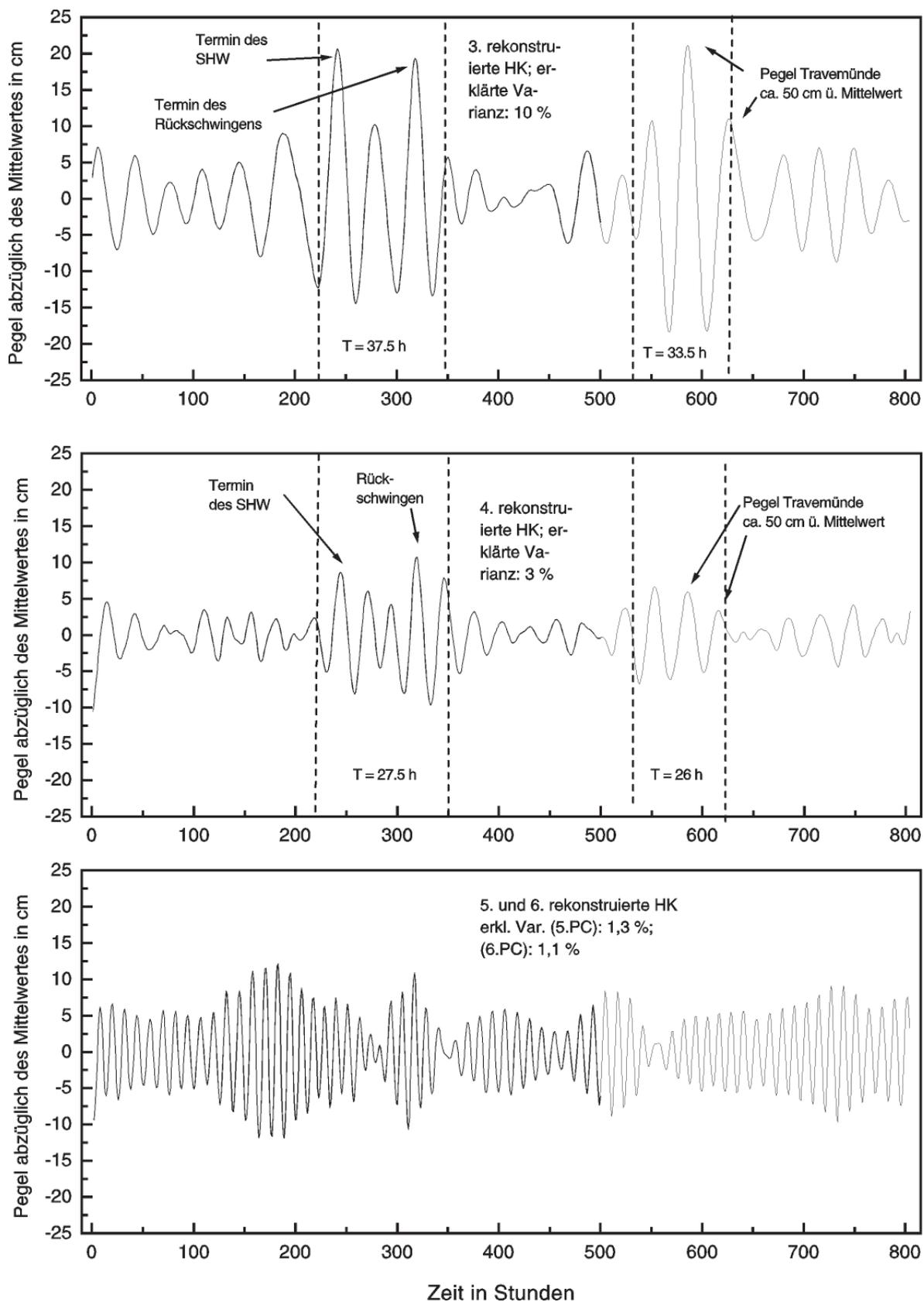


Abb. 3.46: Dritte bis sechste rekonstruierte Hauptkomponenten, die sich aus der singulären Spektralanalyse des Pegels Travemünde während der schweren Sturmhochwasser vom 3. und 4.11.1995 ergeben, nach BECKMANN u. TETZLAFF (1996)

liegt das Sturmflut-Ereignis. Im zweiten markierten Zeitbereich kommt es wiederum zu höheren Pegelständen.

Die in diesen Zeitabschnitten der dritten und vierten HK auftauchenden Frequenzen wurden mittels einer Maximum-Entropie-Spektralanalyse (s. SCHÖNWIESE, 2000) ermittelt. Dieses Spektrum ergibt für die dritte Hauptkomponente, dass die Periodendauer im ersten Zeitabschnitt etwa 37,5 Stunden und im zweiten Abschnitt etwa 33,5 Stunden beträgt. Für die vierte HK ergeben sich 27,5 und 26,0 Stunden. Bei den Oszillationen der dritten HK könnte es sich um die einknotigen Eigenschwingung des Systems Bottnischer Meerbusen–Ostsee handeln. Bei den in der vierten HK erscheinenden Oszillationen könnte es die einknotige Schwingung des Systems Finnischer Meerbusen–Ostsee oder/und die zweiknotige Oszillation des Systems Bottnischer Meerbusen–Ostsee sein.

Etwa 67 Stunden nach dem Sturmhochwasserereignis ist in der zeitlichen Darstellung des Travemünder Wasserstandes (abzüglich des Mittelwertes) in der Abb. 3.45 ein erneuter Anstieg des Pegels um etwa 80 cm zu erkennen. Dieser Pegelstand lässt sich nicht auf einen durch Wind erzeugten Wasserstau zurückführen. Vielmehr ist zu vermuten, dass dieser kurz nach der Sturmflut aufgetretene erhöhte Wasserstand durch das Eigenschwingungsverhalten der Ostsee zu erklären ist.

Das Maximum dieser Rückschwingung wird dort erreicht, wo sich zum ersten Mal die Amplituden der dritten und vierten rekonstruierten Hauptkomponente nach dem Ereignis wieder konstruktiv überlagern (s. Abb. 3.46). Da davon ausgegangen werden kann, dass es sich bei den in der Abb. 3.46 markierten Bereichen der dritten und vierten HK um Eigenschwingungen verschiedener Schwingungssysteme der Ostsee handelt, kann der Wasserstand der maximalen Rückschwingung als konstruktive Überlagerung der Amplituden der verschiedenen Eigenschwingungen interpretiert werden. Im zweiten Zeitabschnitt (zwischen 540 und 625 Stunden) sind in der Wasserstands-Zeitreihe (abzüglich des Mittelwertes) zwei aufeinander folgende Pegelausschläge von etwa 60 cm registriert worden (s. Abb. 3.45). Die Oszillationen der dritten und vierten HK im zweiten in Abb. 3.46 markierten Zeitbereich deuten darauf hin, dass auch da wieder Eigenschwingungen der Ostsee eingeleitet wurden. Die fünfte und die sechste HK sind in der Abb. 3.46 zusammen dargestellt, da in diesem Fall die Bedingungen einer gemeinsamen Oszillation erfüllt sind. Näheres zu den Bedingungen einer gemeinsamen Oszillation ist bei PLAUT u. VAUTARD (1994) zu finden. Mittels der Maximum-Entropie-Spektralanalyse wurde hier eine Periodendauer von 12 Stunden festgestellt. Die 5. und 6. Hauptkomponente beschreiben demnach die halbtägige Gezeit der Ostsee. Um den Beitrag der Gezeitenschwingung zur Sturmfluthöhe zu ermitteln, wurden die Amplituden der ersten vier Hauptkomponenten zum Zeitpunkt des maximalen Pegelstandes addiert und von diesem maximalen Pegelstand subtrahiert. Es ergibt sich ein Betrag von etwa drei cm.

Mit diesem methodischen Herangehen ist es möglich, die verschiedenen Ursachen, die zum Höchstwasserstand in Zusammenhang mit einer Sturmflut führen, zu analysieren. Die Anwendung des Verfahrens ist in analoger Weise auch für Sturmniedrigwasser möglich.

3.3.3.3 Lange Wellen: Die Seebär-Erscheinung

Änderungen des Wasserstandes von mehr als einem Meter in 60 Minuten gehören zu den absoluten Extremen und seltenen Ereignissen. Durch fortschreitende lange Wellen können generell an Küsten, so auch an der deutschen Nord- und Ostseeküste, große und schnelle Wasserstandsschwankungen hervorgerufen werden, die die festgelegten Sturmflut- oder auch Sturmniedrigwasser-Schwellen überschreiten können und jahreszeitlich nicht so ge-

bunden sind wie die meteorologischen Verhältnisse, die die extremen Ereignisse gewöhnlich hervorrufen. Diese Erscheinungen sind unter verschiedenen Namen bekannt geworden; an den deutschen Küsten heißen sie „Seebären“. Die Bezeichnung leitet sich vom niederdeutschen Wort boeren (= heben) ab. Sie sind den pazifischen Tsunamis ähnlich. Sie setzen unerwartet ein, die See kann völlig ruhig sein. Die vom Meer her – wie Berichte besagen, unter Dröhnen – anrollenden und sich auftürmenden Wellen können Wasserstandsschwankungen von 1–2 m hervorrufen (DEFANT, 1961; DIETRICH et al., 1975).

Nachdem Beschreibungen einzelner Fälle besonders in der älteren Literatur erfolgt waren, gelang GAYE u. WALTHER (1934) die Erklärung der Seebär-Erscheinung durch Analyse des Ereignisses vom 10.8.1932 in der Deutschen Bucht als fortschreitende lange Welle entlang der Küste. Dieser Seebär wies bei einer Höhe von fast 1,5 m eine Periode von 15 min auf, während die Fortpflanzungsgeschwindigkeit nach der bekannten Relation $c = (gH)^{0,5}$ abgeschätzt werden konnte (g = Schwerebeschleunigung, H = mittlere Wassertiefe im küstennahen Bereich). SCHULZ (1957) hat nach der Analyse weiterer Seebären in der Deutschen Bucht auf die Möglichkeit schwerer Badeunfälle infolge der Heftigkeit des Einsetzens dieses Phänomens aufmerksam gemacht. An der östlichen und südlichen Küste der Ostsee seit dem 17. Jahrhundert beobachtete und beschriebene kurzzeitige Wasserstandsanstiege, die im Sommer im allgemeinen ca. 0,5 m betragen, hat MAJEWSKI (1989) zusammengestellt, der zu dem Schluss kommt, dass Seebär-Erscheinungen nicht immer an atmosphärische Fronten und lokale Stürme gebunden sein müssen. Für die deutsche Ostseeküste haben sowohl ENDERLE (1989) wie auch SCHMAGER (1989) und STIGGE (1995) derartige Phänomene für die Flensburger Förde bzw. Mecklenburger Bucht analysiert. HUPFER (1978b) beschreibt ein sommerliches Beispiel für die Küste von Zingst.

Es ist das Verdienst von ERTEL u. KOBE (1966), die Seebär-Erscheinung einer quantitativen hydrodynamischen Erklärung zugeführt zu haben. Als Anregung der Erscheinung wird eine über dem der Küste vorgelagerten Seegebiet küstenparallel sich bewegendes Wetterstörung angenommen, die einen instationären Wassertransport auf die Küste zu bewirkt, der zur Ausbildung langer Wellen führen kann, die durch Resonanz im ufernahen Bereich verstärkt werden. Je weniger die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wetterstörung und der langen, entlang der Küste laufenden Wellen differieren, desto heftiger ist der Wasserstandseffekt. In ähnlicher Weise formuliert SCHMAGER (1989), dass sich der plötzliche Wasserstandsanstieg wie folgt abschätzen lässt:

$$\delta h = \delta h_{\text{stat}} / (1 - (u/c)^2) \quad (3.23)$$

mit:

δh = Änderung des Wasserstandes,

δh_{stat} = Änderung des Wasserstandes infolge des statischen Luftdruckeffekts ($\approx 1 \text{ cm}/1 \text{ hPa}$),

c = Verlagerungsgeschwindigkeit der langen Welle ($c^2 = g \cdot H$),

g = Schwerebeschleunigung ($\approx 9,81 \text{ m s}^{-2}$),

H = Wassertiefe und

u = Verlagerungsgeschwindigkeit der atmosphärischen Störung (z. B. eines Sturmtiefs).

Damit wird die Seebär-Erscheinung nicht als Eigenschwingung des Wassers in Buchten oder anderen Teilen des Meeres erklärt, sondern als eine erzwungene fortschreitende lange Welle, deren Amplitude in Ufernähe je nach den Resonanzbedingungen unterschiedlich groß sein kann.

STIGGE (1995) hat heftige, Seebär-ähnliche Wasserstandsänderungen am Pegel Warnemünde mit der küstennormalen Windkomponente korreliert, wobei sich hochsignifikante

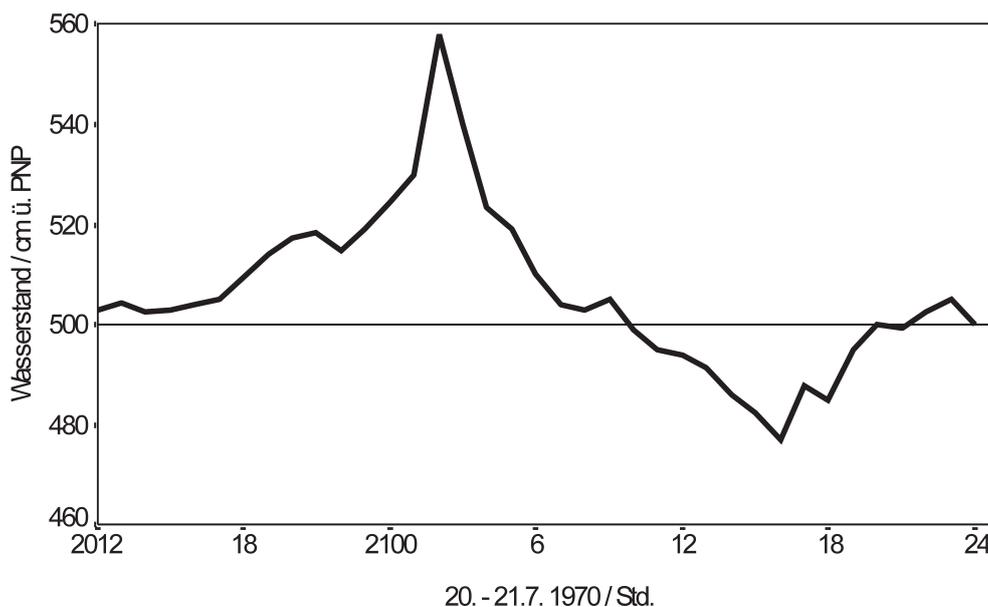


Abb. 3.47: Seebär-ähnliche Erscheinung im Wasserstandsverlauf an der Außenküste der Ostsee bei Zingst in der Nacht vom 20./21.7.1970, nach HUPFER (1978b)

Korrelationskoeffizienten von $r > 0,90$ in drei untersuchten Fällen ergaben. Im Weiteren führt STIGGE aus, dass die Änderung der Windgeschwindigkeit und das Zeitintervall, über dem die Windzunahme erfolgt, für die Ausbildung solcher Wasserstandsextreme entscheidend sind.

ENDERLE (1989) zitiert Untersuchungsergebnisse des Deutschen Hydrographischen Instituts (jetzt BSH), wonach Drucktendenzfelder Änderungen des Wasserstandes hervorrufen, die das vierfache der dreistündigen Drucktendenz (in hPa/3h) in cm betragen können.

So zeigt sich, dass Seebär-Erscheinungen in ihrer Erscheinungsform offenbar vielfältig sind. Sie können als einzelne Hebung und Senkung des Wasserstandes oder als periodisches Phänomen vorkommen. Es werden nachstehend drei Beispiele vorgestellt.

a) Eine seebär-ähnliche Erscheinung konnte in der Nacht vom 20. zum 21.7.1970 an der sich von West nach Ost erstreckenden Zingster Küste beobachtet werden (Abb. 3.47). Mit dem schnellen Steigen des Wasserstandes von etwa 10 cm/h bis zu 459 cm gegen 2.30 Uhr MEZ wurde der Strand überschwemmt und Strandkörbe zur Überraschung der am nächsten Morgen ankommenden Badegäste unter Wasser gesetzt. Die Wetterlage war durch ein Zentraltief über Mittelnorwegen, verbunden mit dem Einfließen von grönländischer und arktischer Polarluft in den nordostdeutschen Raum, gekennzeichnet. Die Wasserstandserhöhung trat in Zusammenhang mit einem frontartigen Vorrücken von Kaltluft auf, das von Gewitterschauern und damit verbundenen Böen sowie Regen im Umkreis begleitet war. Wellenperioden der oben genannten Größenordnung können jedoch nicht ausgemacht werden. Es handelt sich dabei nicht um ein lokales Ereignis. Die Stundenwerte des Wasserstandes von Warnemünde zeigen ein Maximum am 21.7., 01 Uhr MEZ. Aus der Phasendifferenz von etwa 90 min bei einer Entfernung von etwa 65 km kann geschlossen werden, dass sich die Erscheinung wellenartig mit einer Geschwindigkeit von ca. 12 m s^{-1} entlang der Küste nach Osten ausgebreitet hat, wobei sich nach der in Zusammenhang mit Gl. (3.23) angegebenen Flachwasser-Relation eine mittlere Wassertiefe von ca. 15 m ergibt. Das nachfolgende Minimum trat an beiden Pegelstationen etwa synchron auf.

b) Ein Beispiel für ein besonders heftig einsetzendes Hochwasser ist der Wasserstandsverlauf vom 20./21.10. 1986 an den Pegeln von Wismar und Warnemünde. Das plötzliche

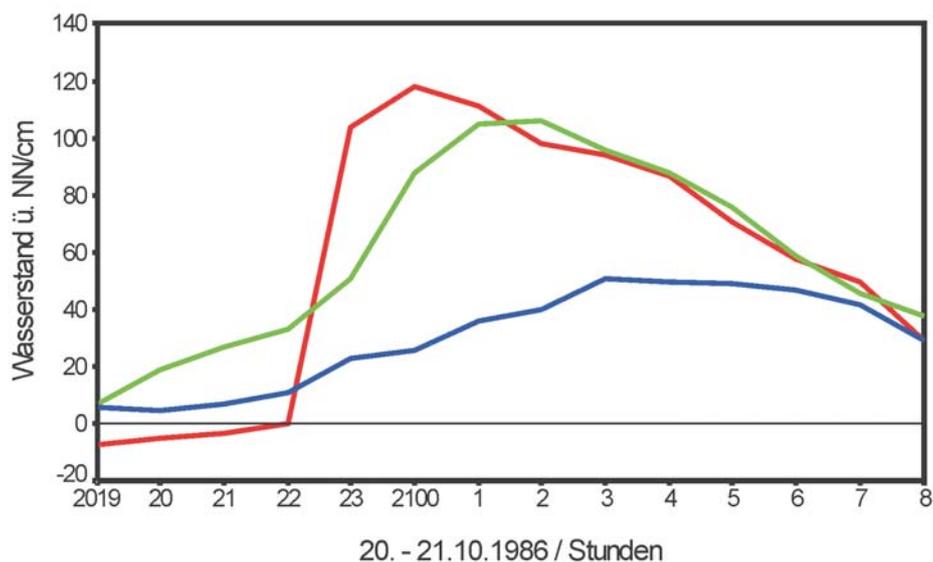


Abb. 3.48: Extreme Wasserstandsänderung in Wismar (rot) und Warnemünde (grün) sowie zum Vergleich von Saßnitz (blau) am 20. und 21.10.1986, nach SCHMAGER (2001)

Ansteigen des Wasserstandes ist am Pegel Wismar besonders intensiv aufgetreten (Anstieg > 100 cm/h), während der Pegel Saßnitz schon eine stark geglättete Wasserstandskurve zeigt und von dem Geschehen weitgehend unbeeinflusst blieb (Abb. 3.48). Nach ENDERLE (1989) sind auch Falltendenzen in derselben Größenordnung möglich. Diese Wasserstandsentwicklung wurde durch ein Sturmtief verursacht, das sich entlang der Küste Mecklenburg-Vorpommerns mit 13 bis 17 m s^{-1} (47 bis 61 km/h) ostwärts bewegte.

Auf dessen Vorderseite kam es zu ablandigem Wind (führt zu Massendivergenz in Küstennähe), auf der Rückseite dagegen zu auflandigem Wind (Massenkonvergenz). Der Windsprung von Süd auf Nord (Zunahme der Meridionalkomponente von 10 m s^{-1} aus Süd auf 25 m s^{-1} aus Nord) um 00 Uhr UTC zwischen Warnemünde und Wustrow trat markant hervor. Zu diesem Zeitpunkt herrschten westlich von Warnemünde stürmische, z. T. orkanartige Winde aus Nord. Ein Teil des Anstiegs lässt sich durch Resonanz (SCHMAGER, 1989) bei der Verlagerung des Sturmtiefs und einer durch dieses ausgelösten langen Welle infolge starker Luftdruckänderung (>10 hPa/3h) erklären. Resonanznahe Bedingungen liegen bei Wassertiefen von 15 bis 18 m vor, wenn sich das Sturmtief mit 44 bis 48 km/h ostwärts bewegt. Ausgehend von den beobachteten Verlagerungsgeschwindigkeiten liegt eine Verstärkung des statischen Luftdruckeffekts um den Faktor 4 bis 8 im Bereich des Möglichen (s. Gl. 3.23).

Aus dem in Abb. 3.48 dargestellten Verlauf der Stundenwerte des Wasserstandes kann man ableiten, dass es sich hierbei wiederum um eine von West nach Ost fortschreitende lange Welle gehandelt haben muss, deren Phasengeschwindigkeit zwischen Wismar und Warnemünde etwa 9 – 10 m s^{-1} (mittlere Wassertiefe < 10 m) und zwischen Warnemünde und Saßnitz annähernd ebenfalls 10 m s^{-1} (mittlere Wassertiefe ca. 10 m) betragen hat. Die Geschwindigkeit liegt damit auch nach dieser Abschätzung im resonanznahen Bereich.

c) In Abb. 3.49 ist die Ganglinie des Wasserstandes am Pegel Koserow (Usedom) für den 22. und 23.6.1995 dargestellt. Dieses Beispiel zeichnet sich weniger durch besonders hohe (Maximum 538 cm ü. PNP), sondern mehr durch sehr niedrige Wasserstände (Minimum 401 cm) aus. Das Spektrum der Zeitreihe besitzt ein ausgeprägtes Maximum im Periodenbereich zwischen sechs und acht Stunden, wobei jedoch die Amplituden sehr unterschiedlich sind. Die Wetterlage war an beiden Tagen durch das Hoch Xanthos über den Britischen Inseln gekennzeichnet (Kerndruck jeweils 1030 – 1035 hPa). Infolge eines Tiefs am 22.6. mit dem Kern

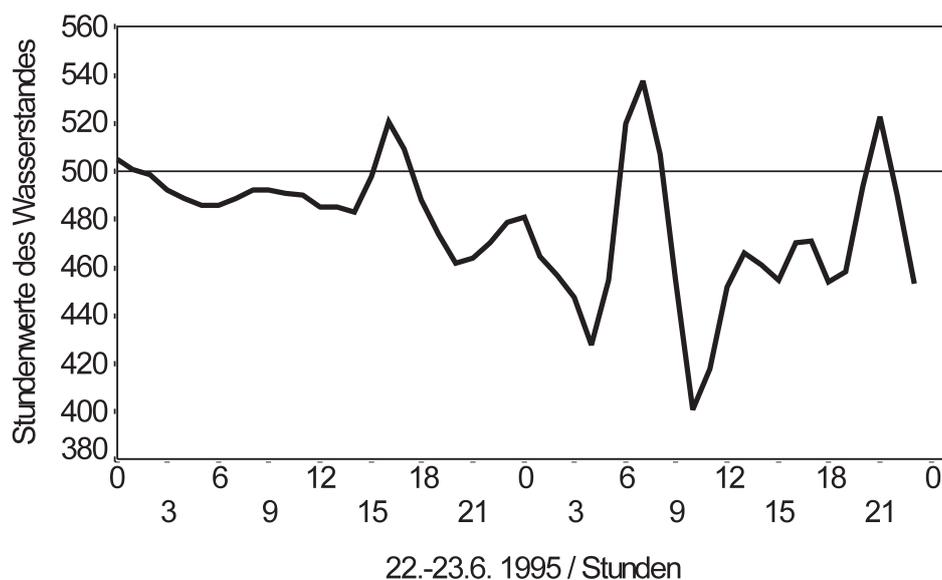


Abb. 3.49: Wasserstandsverlauf in Koserow am 22. und 23.6.1995. Daten: BSH

über den Åland-Inseln (995–1010 hPa) und am 23.6. über Nordwestrussland (ca. 1000 hPa Kerndruck) kam es zu einer straffen auflandigen Strömung im Ostteil der deutschen Küste und östlich davon mit Windstärken von 6–7 Beaufort. Durch diese Windverhältnisse, die in Zusammenhang mit der Bewegung des Tiefs variierten, kam es offenbar zu der beobachteten Erscheinung. Diese lässt sich auch in den Pegelwerten der polnischen Stationen Kołobrzeg und Ustka feststellen, allerdings sind Abschätzungen der Eigenschaften der Welle wegen der Beobachtungsabstände nicht möglich.

Die aufgeführten Beispiele verdeutlichen die mögliche Vielfalt schneller und starker Wasserstandsschwankungen an der deutschen Ostseeküste, die den Seebär-Erscheinungen zugerechnet werden können.

3.3.4 Besonderheiten in Bodden

3.3.4.1 Sturmfluten und Entstehung der Darß-Zingster Boddenkette

Der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und den Darß-Zingster Boddengewässern (Abb. 3.50) veränderte sich im Laufe der Genese der Boddenlandschaft ständig. Die Entwicklung verlief vom Zustand des nahezu ungehinderten Wasseraustausches vor etwa 4000 Jahren zwischen den der buchtenreichen Ostseeküste vorgelagerten pleistozänen Inselkernen bis zum heutigen Stadium einer Nehrungs- oder Boddenküste mit nur einem Zugang zur Ostsee (OTTO, 1913). Auslöser dafür war die Litorinatransgression (Meeresspiegelanstieg, s. Kap. 1) um etwa 7500 vor heute (v.h.). Die küstennahe Strömung veränderte durch den Sedimenttransport den Wasseraustausch mit der Ostsee. Weitere Einzelheiten können aus JANKE u. LAMPE (1998) entnommen werden.

Gegen Ende des 12. Jahrhunderts bestand die Nehrung aus den Inseln Fischland, dem Swante Wustrow (ostrow ist wendisch und bedeutet Insel) mit der südlichen Begrenzung, dem Permin (Prahmin ist wendisch und bedeutet Flussarm, s. KOLP, 1955) und der nördlichen Begrenzung, der Hundsbeck (REINHARD, 1953). Der Permin (in einer Urkunde von

1442 erwähnt) stellt zusammen mit der Dierhägener Bucht (die Landbreite bis zur Ostsee beträgt nur ca. 750 m) die Mündungsarme der Urrecknitz dar. Diese Durchlässe zwischen Bodden und Ostsee werden als Fluttore oder Seegatts bezeichnet. Das ehemalige Seegatt Permin (ca. 350 m von der Ostsee entfernt) wurde durch die Sturmflut 1872 über eine Breite von 15 m und eine Tiefe von fünf m kurzzeitig geöffnet. Unmittelbar am nördlichen Steilabfall des Geschiebemergels nach der Niederung von Ahrenshoop bestand bis 1650 ein weiteres Seegatt, das als Loop bezeichnet wurde. Es bildete die Grenze zwischen Mecklenburg und Pommern (heute als Grenzgraben zu Vorpommern erkennbar). An die Hundsbeck (ca. 350 m Ostsee-Entfernung) und die nebenliegende Werre (ca. 800 m bis zur Ostsee, s. KOLP, 1955), im sogenannten Vordarß gelegen, schließt sich der Altdarß mit dem Neudarß als marine Ablagerung bis zum Prerow-Strom (*portus Prerow*) an.

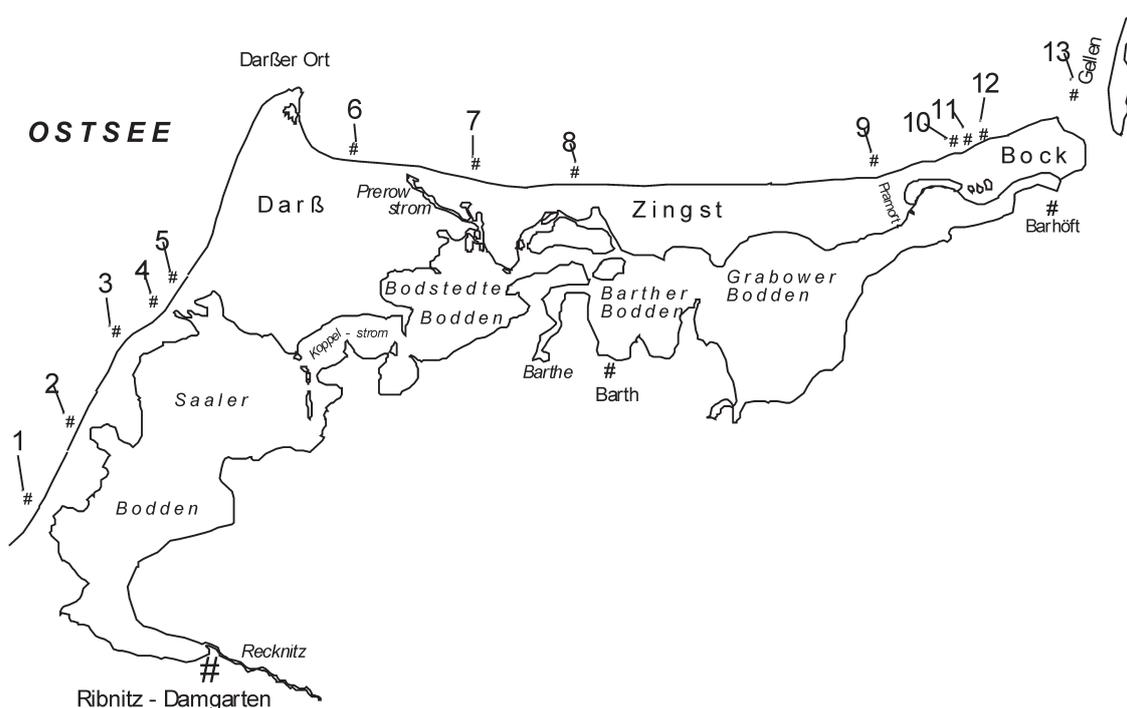


Abb. 3.50: Darß-Zingster Boddengewässer. Die Zahlen bezeichnen die im Text und in Tab. 3.18 aufgeführten Seegatts, nach BAUDLER u. MÜLLER (2001)

Östlich des Prerow-Stromes setzt sich die Nehrung mit der Insel Zingst fort. Der Zingst, entstanden aus dem Inselkern Sundische Wiese, wies zwei Fluttore auf, das Neue Tief (*dat nie Deep*, auch *portus nova reka*), das bereits auf einer Stralsunder Urkunde von 1240 erwähnt wird, und die Straminke, die durch die Sturmflut vom 10. Februar 1625 entstand und später versandete. Auf einem Nachstich der Lubinschen Karte zu Amsterdam von 1653 ist zwar das Neue Tief noch eingetragen, aber bereits auf einer Urkunde der Stadt Barth von 1325 ist nur *portus Prerow* als Fahrstraße erwähnt (REINHARD, 1953). Im Jahre 1865 war aber auch der Prerow-Strom sehr seicht geworden. Zwischen dem Ostende des Zingst (Pramort) und der Insel Großer Werder (nach OTTO, 1913 auch als „Hallig der Ostsee“ bezeichnet) liegt die Pramorter Rinne. Östlich schließt sich daran die Westliche Werder-Rinne zwischen den Inseln Großer und Kleiner Werder an. Zwischen den Kleinen Werderinseln liegt die Mittlere Werder-Rinne, und zur anschließenden, ab 1934 aufgespülten und ab 1937 aufgeforsteten Sandfläche des Bock liegt die Östliche Werder Rinne. Diese Seegatts zwischen Ostzingst und Bock gewähren einen Wasseraustausch nur bei Pegelständen an der Außenküste ab 520 cm (BROSIN, 1965). Der ständige Austausch zwischen Bodden- und Ostseewasser erfolgt daher

nur über den Gellenstrom zwischen Bock und Gellen. Bis 1934 war der ständige Wasseraustausch zwischen den Kleinen Werderinseln und dem Gellen möglich. Die Tab. 3.19 zeigt anhand der 13 Seegatts der Darß-Zingster Boddenkette, dass der Saaler Bodden seit ca. 400 Jahren keinen ständigen direkten Wasseraustausch mit der Ostsee (von kurzzeitigen Durchbrüchen durch Sturmhochwasser, wie z. B. 1872, abgesehen) besitzt. Seit mehr als 100 Jahren besteht für die Darß-Zingster Boddengewässer ein direkter Zugang zur Ostsee nur zwischen Pramort am Ostzingst und dem Gellen (Südspitze der Insel Hiddensee).

Detaillierte Entwicklungsphasen der Darß-Zingst-Küste seit 3500 a v.h. hat SCHUMACHER (2000) vorgestellt, außerdem deren hypothetischen Zustand im 21. Jahrhundert ohne Küstenschutzmaßnahmen und unter Fortsetzung des gegenwärtigen Meeresspiegelanstiegs.

Tab. 3.19: Sturmfluttore oder Seegatts der Darß-Zingster Bodden, nach BAUDLER u. MÜLLER (2001)

	Seegatt	Lage	Zustand
Saaler Bodden:			
1	Dierhäger Bucht	Dierhagen	bis Sturmflut 1596 bestehend
2	Permin	Wustrow	dasselbe
3	Loop	Ahrenshoop	bis Sturmflut 1660 bestehend
4	Hundsbeck	Ahrenshooper Bucht	bis Sturmflut 1596 bestehend
5	Werre	Ahrenshooper Bucht	dasselbe
Bodstedter Bodden:			
6	Prerowstrom	Prerow	bis Sturmflut 1872 bestehend
7	Neues Tief	Westzingst	bis Sturmflut 1625 bestehend
Barther Bodden:			
8	Straminke	Ostzingst	ab Sturmflut 1625 kurz bestehend
Grabow:			
9	Pramorter Rinne	Ostzingst	bestehend
10	Westliche Werder Rinne	Großer Werder	bestehend
11	Mittlere Werder Rinne	Kleiner Werder	bestehend
12	Östliche Werder Rinne	Bock	ab Aufspülung 1984 bestehend
12	Barther Fahrwasser	Barhöft	bestehend

3.3.4.2 Sturmfluten

In Tab. 3.20 sind die Sturmfluten im Bereich der Darß-Zingster Bodden ab der Sturmflut von 1872 aufgeführt, über die Daten vorliegen. Die Angaben sind in Zentimetern über NN (alt) aufgeführt (s. Abschn. 2.2.3), um einen Vergleich der Daten der gesamten Beobachtungsreihe zu ermöglichen. Die Sturmflut von 1872 stellt bis in die Gegenwart hinein auch für die Boddengewässer die schwerste dar. Im Zeitraum vom 14. bis zum 19. Jahrhundert traten vier vergleichbare derartige Sturmfluten auf, nämlich 1304, 1320, 1625 und 1694 (KÜSTENSCHUTZ '97, 1997).

Das Gewässer wirkt gegenüber den eindringenden Hochwasserwellen als Filter (vgl. Abb. 2.39). Zum einen verschiebt sich die Lage des Maximums der Pegelganglinie, zum anderen wird die Amplitude im Boddeninneren geringer. In Zusammenhang mit der November-Sturmflut 1995 erreichte bspw. der Pegel in Barhöft am 4.11., 7 Uhr MEZ, das Maximum von 642 cm. Am Barther Pegel trat der Extremwert von 630 cm um 10 Uhr MEZ, d. h. mit

einer Zeitverzögerung von ca. drei Stunden und einer Dämpfung der Hochwasserwelle um 12 cm auf. Diese Welle erreichte den Saaler Bodden am Pegel Althagen erst am 5.11.1995, gegen drei Uhr MEZ, mit einem verschmierten Maximum von 589 cm ü. PNP. Die Zeitverzögerung zu Barth beträgt 17 Stunden, die Dämpfung 41 cm. Mithin ergab sich eine Gesamtverzögerung zwischen Eingang der Boddengewässer zur Ostsee und dem Saaler Bodden von 20 Stunden und eine Gesamtdämpfung von 53 cm.

Diese Zeiten variieren von Fall zu Fall, wobei jedoch der Prozess des Eindringens der Hochwasserwelle immer gleich ist.

Tab. 3.20: Bemessungshochwasser- und Extremwasserstände von Sturmfluten ab 150 cm über NN für Pegelstationen der Darß-Zingster Boddengewässer, nach BAUDLER u. MÜLLER (2001)

Sturmflut-Termin (Beginn)	Saßnitz	Greifswald	Bemessungshochwasserstand:				
			240	300	270	205	205
13.11.1872		264	292	226			
31.12.1904	209	239	226	135			
02.03.1949	144	180	140	112	99		64
11.12.1949	80	84	95	88	29		56
04.01.1954	140	182	149	112	99		44
14.12.1957	105	152	126	112	96		93
14.01.1960	77	113	80	70	64		49
12.01.1968	110	154	138	52	48		37
15.02.1979	80	98			26		34
12.01.1987	111	141		73	72		66
21.02.1993	121	145		76	64		57
04.11.1995	130	177	142	130	115		89

3.3.4.3 Salzgehalt und Wasserstand

Die in die von der Ostsee bis auf schmale Verbindungen abgeschlossenen Bodden einströmenden Wasserkörper lassen sich in ihrer Ausbreitung gut durch den Parameter Salzgehalt darstellen. Zwischen dem Ostsee- und dem Boddenwasser bildet sich eine hydrographische Front aus (HUPFER, 1959). Die Lage dieser Front und die Stärke des Gradienten sind abhängig vom Salzgehalt des einströmenden Wassers und der Dauer der Einstromperiode. Für die Darß-Zingster Boddenkette sind im Grabow Salzgehaltsunterschiede von ca. zwei PSU für Entfernungen in der Größenordnung 100 m gemessen worden. Eine solche Front wandert dort gewöhnlich in westliche Richtung ($\approx 10 \text{ cm s}^{-1}$) und verringert allmählich ihre Schärfe infolge von Vermischungsprozessen. In extremen, d. h. Sturmflut-Situationen, bewegen sich hydrographische Fronten bis in die inneren Bodden. Die hohe Korrelation zwischen Wasserstand und Salzgehalt ist in Abb. 3.51 für die Verhältnisse im November 1995 im Zingster Strom zu sehen. Wegen der geringen Phasendifferenzen betragen die Korrelationskoeffizienten für den gesamten Monat $r = 0,78$, für die Sturmfluttage dagegen sogar $r = 0,90$. Während die Auffüllphase der Bodden bis in den Zingster Strom (Zeit zwischen Minimum und Maximum des Wasserstandes) ca. 72 h (3 Tage) beträgt, dauert die Auslaufphase (Zeit zwischen den Extremen) ca. 312 h (13 Tage).

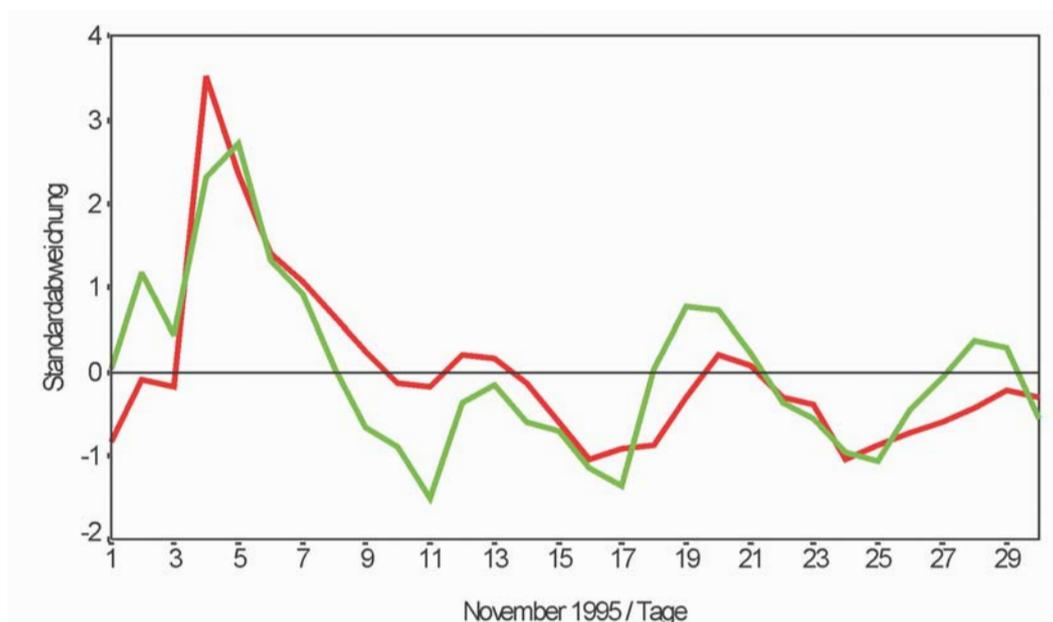


Abb. 3.51: Tageswerte (08 Uhr MEZ) der auf die Standardabweichung normierten Werte des Wasserstandes (rot) und des Salzgehaltes (grün) im November 1995 im Zingster Strom, nach BAUDLER u. MÜLLER (2001)

Die gute Korrelation zwischen Wasserstand und Salzgehalt geht auch aus der Abb. 3.52 mit den Salzgehaltsschnitten vom Eingang der Darß-Zingster Bodden bis zur Recknitz-Mündung für die Situationen vor und nach der Sturmflut vom 4. November 1995 hervor. Für diese Darstellung wurden ebenfalls die 8 Uhr MEZ Monitoring-Werte verwendet. Zum Vergleich ist der mittlere Salzgehaltsverlauf für das Jahr 1994 eingetragen.

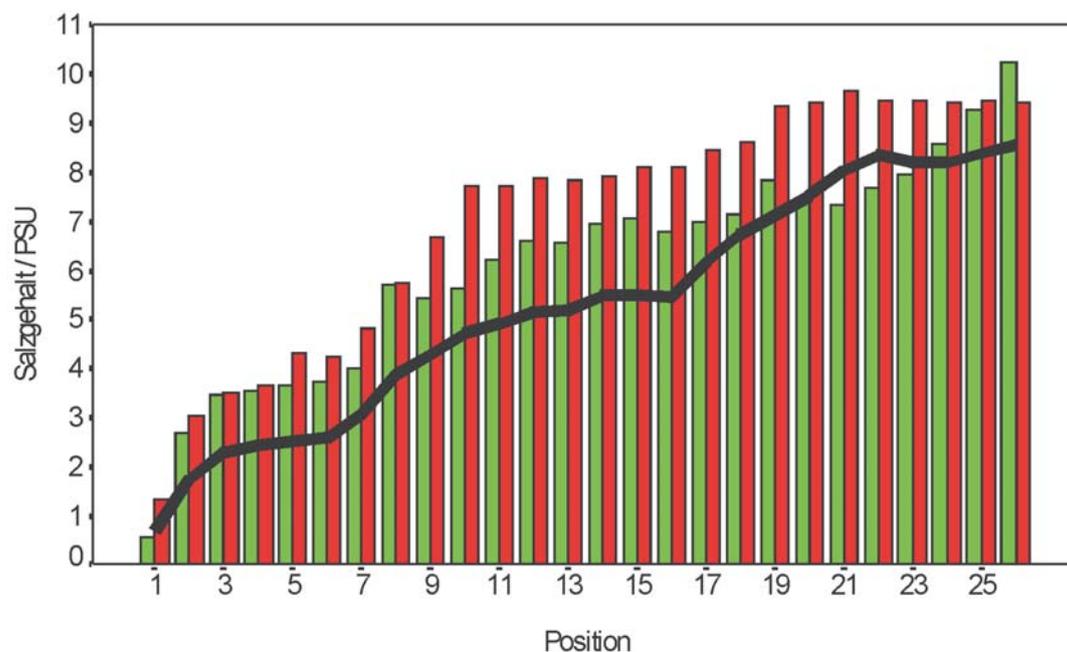


Abb. 3.52: Salzgehaltsschnitt (Tageswerte). Schwarz: Jahresmittelwerte 1994; grün: 23./24.10.1995; rot: 7. 11.1995. Positionen: 1 – Recknitz, 2–7 Saaler Bodden, 8–10 Bodstedter Bodden, 11–12 Zingster Strom, 13–17 Barther Bodden, 18–21 Grabow, 22 Pramort, 23–25, Fahrwasser Bock-Gellen, 26 Ostsee, nach BAUDLER u. MÜLLER (2001)

Das Vordringen des östlichen (nährstoffärmeren) Boddenwassers in die inneren westlichen (nährstoffreicheren) Bereiche der Darß-Zingster Bodden verursacht eine Vermischung mit dem vorhandenen Wasserkörper. Durch die einsetzende Strömung bei dem das Hochwasser abbauenden Ausstrom wird zusätzlich nährstoffangereichertes Sediment ausgetragen. Hochwassersituationen, insbesondere aber Sturmflutereignisse, führen daher zu einer Nährstoffentlastung der inneren Boddenteile. Die Ereignisse sind daher von erheblicher ökologischer Bedeutung. Die Höhe dieses Sediment- und damit Nährstoffaustrages ist Gegenstand des Projektes ICOWS/DAVINE (Investigations of the Internal Coastal Water Systems of the Southern and Eastern Baltic Sea / Darss Zingster Bodden Vistula Lagoon Newa Bay).

Tab. 3.21: Relative Beträge (in %) der Mittelwerte der Wasserhaushaltskomponenten der Darß-Zingster Boddengewässer im Fall von Sturmfluten im Vergleich zu den mittleren Verhältnissen, nach BECKMANN (1997b, verändert)

Seegebiet	Einstrom aus Richtung Ostsee	Ausstrom in Richtung Saaler Bodden	Niederschlag	Verdunstung	Flusswasser- zufuhr
Saaler Bodden	202	–	36	40	39
Bodstedter Bodden	131	95	17	18	17
Barther Bodden	116	122	16	17	18
Grabow	127	100	12	14	18

Unter Sturmflutbedingungen zeigt auch der für die Gewässerökologie entscheidende Wasserhaushalt charakteristische Anomalien, die die obigen Ausführungen unterstreichen. BECKMANN (1997b) hat das Datenkollektiv der Wasserhaushaltskomponenten unter Sturmflutbedingungen auf der Basis des Pegels Barth zusammengestellt, indem er die Wasserstände verwendete, die jährlich in 1 % der Daten überschritten werden (s. auch CORRENS u. MERTINKAT, 1977; BECKMANN u. TETZLAFF, 1999). Der Wasserhaushalt wurde für die Zeiträume berechnet, in denen es in Barth zu einem Wasserstandsanstieg auf das 1%-Perzentil kam. Die so erhaltenen Werte wurden mit den von MERTINKAT (1992) bestimmten Mittelwerten der Wasserhaushaltskomponenten verglichen. Aus der Tab. 3.21 ersieht man die ganz besonders im Inneren des Boddens dominierende Bedeutung des Einstroms. Die Komponenten Niederschlag und Verdunstung treten ebenso wie die Flusszufuhr in der Bedeutung stark zurück. Letztere Größe wird bei diesen Situationen durch Rückstau herabgesetzt.

3.3.4.4 Sturmniedrigwasser

Über das Auftreten und die Auswirkungen von Sturmniedrigwasser-Ereignissen hat insbesondere BIRR (1968, 1970, 1993) im Rahmen von komplexen hydrographischen Aufnahmen Untersuchungen im Strelasund durchgeführt. Wie schon aus Abb. 3.2 hervorgeht, können Sturmniedrigwasser kurzzeitig spektakuläre Auswirkungen haben. So kam es unter der Wirkung stürmischer Winde aus West bis Südwest am 2.11.1965 zu einem raschen Abfall des Wasserstandes in Stralsund. Die Pegeldifferenz zu dem ostseewärts gelegenen Pegel Barhöft betrug maximal etwa 1 m, was ausreichte, den Seglerhafen trocken fallen zu lassen.

Dieses SNW war mit Einstrom von der Ostsee und Ausstrom in Richtung Greifswalder Bodden verbunden. Die anhaltende Einstromlage in der Ostsee führte an der Küste westlich



Abb. 3.53a: Sturmniedrigwasser am 24.2.1967 am Parower Ufer (im Hintergrund Stralsund). Wasserstand in Stralsund: 380 cm ü. PNP. Foto: BIRR (1967)

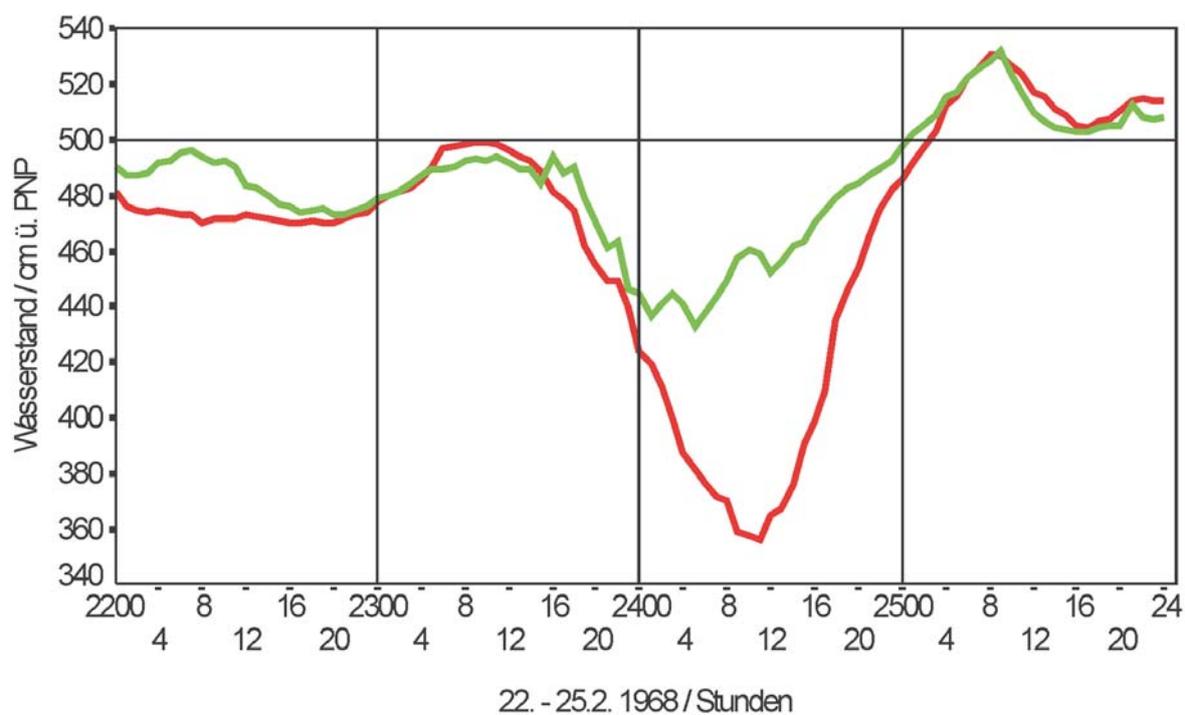


Abb. 3.53b: Wasserstandsverlauf vom 22.-25.2.1967 in Stralsund (rot) und Barhöft (grün), nach BIRR (1970)

Rügens zu erhöhten Salzgehalten (um 12 PSU). Dieser Effekt machte sich auch im Strelasund im Zuge des Wiederanstiegs des Wasserstandes nach dem Niedrigwasser bemerkbar (über 8 PSU). Die maximale Wasserstandsdifferenz zwischen Barhöft und Stralsund betrug etwa 65 cm.

Ein ähnliches Beispiel enthalten die Abb. 3.53a, b für vier Tage im Februar 1967 im Strelasund. Zum Zeitpunkt des niedrigsten Wasserstandes in Stralsund (356 cm ü. PNP) lag der Wasserstand am ostseenahe Pegel Barhöft 103 cm höher, so dass es zu einem schnellen Abfließen des Wassers durch den Strelasund in Richtung Greifswalder Bodden gekommen ist.

Über die bei solchen Situationen auftretenden Gefälleströmungen informiert Abb. 3.54. Es handelt sich um Daten, die bei Neuhof auf einer Tiefe von ca. 10 m mit automatischen Messeinrichtungen (Strömungsmessung 1 m ü. Gr.) gewonnen wurden. Unter dem Einfluss südöstlicher Winde und einem in Barhöft nur um 10–14 cm höheren Wasserstand kam es mit der Wasserstandsabnahme parallel verlaufend zu einer in Richtung Greifswalder Bodden gerichteten Strömung, deren Maximum 133 cm/s betrug. Bei geostrophischem Gleichgewicht

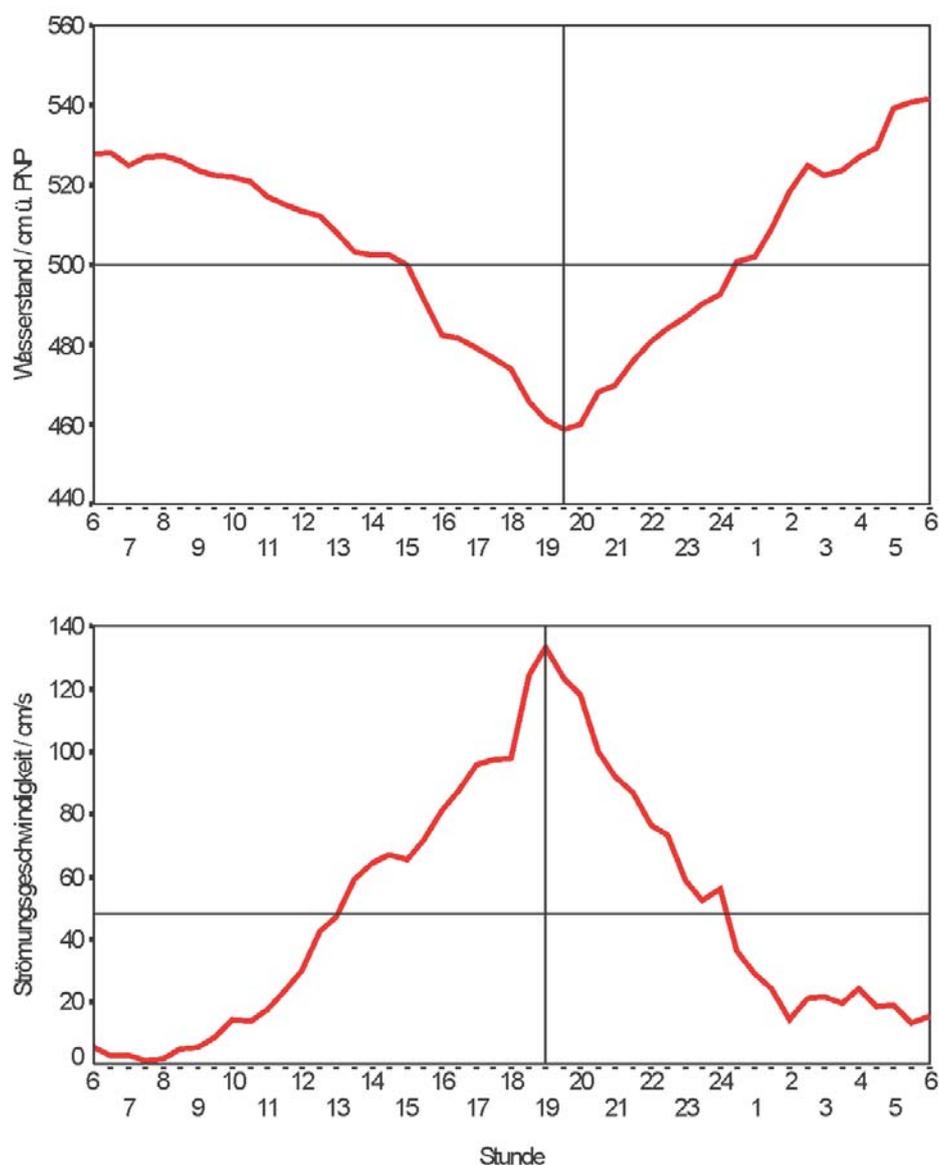


Abb. 3.54: Wasserstands- (oben) und Strömungsverlauf (unten) am 21.6.1995 im Strelasund bei Neuhof (östlich von Stralsund). Nach Daten des Wasser- und Schifffahrtsamtes Stralsund

entspricht das einer Höhendifferenz von ca. 10–12 cm. Aus den Messdaten geht hervor, dass das Strömungsmaximum etwa 15 Min. vor dem Wasserstandsminimum auftrat. Da für die anderen Beispiele, bei denen die die Strömung erhaltende Wasserstandsdifferenz wesentlich höher lag als am 21.6.1995, keine Strömungsregistrierungen vorlagen, kann geschlossen werden, dass es bei solchen Lagen zu sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten kommen kann, die auch morphologische Veränderungen bewirken können. Im gezeigten Beispiel kentert der Strom am 22.6. zwischen 2 und 3 Uhr in Zusammenhang mit dem wieder ansteigenden Wasserstand. In dem dargestellten Zeitraum war der Salzgehalt als Folge einer langanhaltenden Einstromlage mit knapp 12 PSU außerordentlich hoch.

Die vorgestellten Beispiele zeigen, dass sowohl Sturmfluten als auch Sturmniedrigwasser (einige Zahlen von Bodden-Pegeln enthält Tab. 3.22) nicht nur von unmittelbarer praktischer Bedeutung sind (Behinderung von Seewirtschaftszweigen, Veränderungen der Fahrrinnen u.a.), sondern hinsichtlich des Austausches von Wasser und Substanzen zwischen Bodden und Ostsee auch wichtige ökologische Einflussfaktoren sind.

3.4 Extremwasserstände zwischen Flensburg und Ahlbeck im 19. und 20. Jahrhundert

3.4.1 Häufigkeit an den verschiedenen Küstenabschnitten

Die Gewinnung langer, möglichst homogener Wasserstandsmessreihen von verschiedenen Punkten an der Küste ist von großer wissenschaftlicher und praktischer Bedeutung. Diese besteht vor allem in der zuverlässigen Gewinnung quantitativer Daten für die Ableitung von Bemessungswasserständen für Sturmfluten sowie für die Belange des Küstenschutzes, aber auch in der Gewährleistung des Wasserstandsdienstes mit der Abgabe von Vorhersagen (s. Abschn. 2.4). Aus einer der Praxis nicht unmittelbar zuzuordnender Sicht gilt es, die Struktur der Pegel-Zeitreihen zu analysieren, Ursachen für Trends und andere zeitabhängige Effekte zu finden. Diese liegen vor allem direkt und indirekt in den korrespondierenden Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, die wiederum mit klimatischen Variationen zusammenhängen. Es gibt inzwischen auch für die Ostseeküste (Bereich Lübeck-Wismar) Rekonstruktionen der Häufigkeit von Sturmfluten auf der Grundlage von Auswertungen historischer Unterlagen und Befunde bis zum 14. Jahrhundert zurück (GLASER, 2001). Im Überlappungsbereich sind die indirekt bestimmten Häufigkeiten geringer als die auf der Grundlage von Messdaten bestimmten. Die häufigen leichten Sturmfluten sind meist mit geringen Schäden verbunden, so dass darüber nicht immer Aufzeichnungen existieren.

An der deutschen Ostseeküste ist nach der Auswertung der in Tab. 3.22 aufgeführten Pegel (Datenquellen, Korrekturen usw. s. BAERENS, 1998) mit 15–20 Sturmfluten je Jahrzehnt zu rechnen. Die mittlere Zahl der SNW in zehn Jahren liegt mit 25–30 etwas höher. Dazu und zu den in den folgenden Tabellen mitgeteilten Daten ist jedoch kritisch zu vermerken, dass die Ermittlung der Zahl der Ereignisse nach den hier verwendeten Schwellenwerten nicht trivial ist, da eine Abhängigkeit von der Art der Wasserstandsmessungen und ihrer Auswertungen, insbesondere der Abtastfrequenz ist.

Nach den Daten für das 20. Jahrhundert (Tab. 3.22) ist der Pegel Travemünde am anfälligsten für hohe Wasserstände, gefolgt von Flensburg, Kiel und Wismar.

In der Reihenfolge Travemünde, Flensburg, Wismar und Kiel gilt das auch für die SNW. Diesen vier Pegeln, an denen jeweils über 100 Ereignisse beider Arten vorgekommen sind, ist

ihre Lage an der Innenküste gemein, d. h. sie liegen im Inneren von Förden bzw. Buchten. Hier sind stärkere Wasserstandsschwankungen möglich, da im Gegensatz zur Außenküste nur Ein- oder Ausströmen des Wassers in Abhängigkeit vom Wind möglich ist („Trichter-effekt“). Demgegenüber ist die Zahl der Extremereignisse an den Pegeln Marienleuchte bzw. Schleimünde und Warnemünde deutlich niedriger, denn diese Stationen liegen an der Außenküste oder im Mündungsbereich von Flüssen. Die Unterschiede zeichnen sich auch in der Häufigkeit der verschiedenen Grade der Ereignisse ab (Tab. 3.23). Generell ereignen sich die leichten Fälle von Sturmfluten und SNW am häufigsten. Beträgt das Verhältnis der leichten zu den schweren SHW an den Innenküstenpegeln etwa 4:1, so steigt es an den Außenküstenstationen auf ca. 7:1. Damit ist auch die mittlere Höhe eines Sturmhochwassers geringer, sie schwankt an den Außenküstenstationen zwischen 118 cm (Warnemünde) und 122 cm (Schleimünde). An den Stationen der Innenküste hingegen liegt dieser Wert zwischen 124 cm (Travemünde) und 127 cm (Kiel). Ähnliche Relationen sind auch für die SNW zu erkennen. An Außenküstenpegeln kommen auf ein ausgeprägtes SNW acht leichte Fälle, während dieses Verhältnis für die Innenküstenpegel (Flensburg, Kiel, Neustadt, Wismar) nur 1:5 beträgt. Der an der Außenküste gelegene Pegel Schleimünde fällt mit einem Anteil von fast 60 % leichter SNW auf. Die niedrigste mittlere SNW-Höhe weist Flensburg mit 128 cm u. NN auf, während sie mit 116 cm u. NN in Warnemünde am höchsten ist.

An den vorpommerschen Pegeln Stralsund (I), Saßnitz (A), Greifswald (I) und Koserow (A) ist die Häufigkeit der SHW geringer (Tab. 3.22), was nicht durch die differierenden Untersuchungszeiträume zu erklären ist. Auch wenn man dies berücksichtigt findet man, dass die Zahl der Ereignisse bei den anderen Stationen mit Ausnahme von Marienleuchte und Warnemünde wesentlich höher ist. Ursache für das weniger häufige Auftreten ist die östliche Lage. Hier ist der maximal mögliche Windstau offenbar schon wesentlich geringer als in den weiter westlich gelegenen Seegebieten. Hinsichtlich des Pegels Greifswald kann jedoch darauf hingewiesen werden, dass Recherchen von BIRR (1999a) zu mehr SHW als angegeben führten. Eine Sonderstellung bezüglich der Häufigkeit des Auftretens von mittleren und leichten SHW nimmt der Pegel Koserow ein. Die Zahl der mittleren Ereignisse war im Untersuchungszeitraum nur wenig niedriger als die der leichten. Als Ursache kommt möglicherweise die besondere Struktur der Schorre in Betracht, wo es durch verbreitete geringe Wassertiefen rasch zu einem beträchtlichen Anstau des Wassers kommen kann (STIGGE, 1995). Korreliert man die maximale Höhe der jeweiligen Ereignisse zwischen den Stationen, so erkennt man, dass mit zunehmender Entfernung der Pegel voneinander der Zusammenhang schwächer wird (Tab. 3.24). Der höchste Wert des SPEARMANSchen Korrelationskoeffizienten (dieser Koeffizient ist unabhängig von der Verteilungsfunktion) ergibt sich für die SHW und die SNW zwischen Travemünde und Neustadt mit $r_s = 0,96$ bzw. $r_s = 0,91$.

Diese Stationen liegen beide an der Lübecker Bucht nicht weit voneinander entfernt. Den niedrigsten Korrelationskoeffizienten haben bei den SHW Neustadt und Koserow mit $r_s = 0,16$ (bei den SNW zwischen Neustadt und Warnemünde mit $r_s = 0,50$). Im Fall der SHW weist die Korrelation der Wasserstandshöhe zwischen den vorpommerschen Pegeln und den anderen Pegeln lagebedingt nur auf einen geringeren Zusammenhang hin. Nur für Greifswald sind die Werte infolge der Lage im Inneren des Greifswalder Boddens etwas höher. Untersucht man jedoch die gleichzeitigen Wasserstände (vom gleichen Beobachtungstermin), bietet sich ein anderes Bild der Korrelation. Wie SCHMAGER (2001) zeigen konnte, lassen sich durch EOF-Analyse mehr als 90 % der Varianz der Wasserstandsschwankungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch den 1. Eigenwert erklären. Die korrespondierenden Korrelationskoeffizienten der Pegel liegen zwischen 0,86 und 0,96.

Tab. 3.22: Häufigkeit, mittlere Höhe und Standardabweichung extremer Wasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. L/M/S = leichte/mittlere/schwere (ausgeprägte) SHW bzw. SNW, nach BAERENS (1998, ergänzt). Die Buchstaben hinter den Pegelnamen bedeuten: I = Innenküste, A = Außenküste, V = Vorpommern

Pegel	Zeit- raum	Anzahl		Mittlere Höhe cm ü. bzw. u. NN	Standard- abweichung cm
		gesamt	L/M/S		
a) Sturmfluten					
Flensburg (I)	1901–1993	117	65/36/16	126,8	± 22,74
Schleimünde (A)	1901–1993	84	52/25/7	122,3	± 19,65
Kiel (I)	1901–1993	115	63/32/20	127,2	± 24,72
Marienleuchte (A)	1901–1993	66	43/17/6	119,8	± 19,44
Neustadt/H. (I)	1941–1993	75	49/19/8	121,7	± 18,79
Travemünde (I)	1831–1900	57	33/15/9	129,4	± 33,9
	1901–2000	144	90/35/19	123,9	± 22,7
	1831–2000	201	123/50/28	135,4	± 26,37
Wismar (I)	1901–1993	111	66/32/13	126,3	± 23,94
Warnemünde (A)	1901–1996	84	60/16/8	117,8	± 18,47
Stralsund (I)	1901–2000	35	30/4/1	113,7*	± 26,1*
Saßnitz (A)	1901–2000	51	43/5/3	115,6*	± 22,3*
Greifswald (I)	1901–2000	85	58/20/7	123,4*	± 24,9*
Koserow (A)	1951–2000	61	31/24/6	127,0*	± 19,0*
b) Sturmniedrigwasser					
Flensburg (I)	1901–1990	141	75/41/25	128,5	± 26,2
Schleimünde (A)	1901–1990	89	53/25/11	123,8	± 21,4
Kiel (I)	1901–1990	104	59/30/15	126,4	± 22,1
Marienleuchte (A)	1901–1990	71	53/12/6	118,7	± 18,1
Neustadt (I)	1941–1990	56	35/18/3	122,9	± 20,6
Travemünde (I)	1831–1900	162	96/48/18	122,8	± 20,2
	1901–2000	176	119/35/22	122,2	± 21,4
	1831–2000	338	215/83/40	122,5	± 20,76
Wismar (I)	1901–1993	122	84/27/11	119,7	± 18,9
Warnemünde (A)	1901–1996	82	67/11/4	115,7	± 14,5
Stralsund (I)	1951–2000	21	16/4/1	119,4	± 14,1
Saßnitz (A)	1951–2000	10	9/1/0	117,0	± 10,1
Greifswald (I)	1951–2000	27	21/5/1	113,7	± 15,2
Koserow (A)	1951–2000	12	11/1/0	110,2	± 11,7

Für die mittleren Unterschiede der Höhe der Extremereignisse (Tab. 3.24) ergeben sich zwischen den Innenküstenpegeln Flensburg, Kiel, Neustadt, Travemünde und Wismar bei SHW nur 2,6 cm über alle möglichen Kombinationen. Für die Außenküstenpegel Schleimünde, Marienleuchte und Warnemünde beträgt der entsprechende Wert 5,3 cm. Daraus ergibt sich, dass für diese Größe die Lage der Pegel bedeutender ist als die Entfernung untereinander. Die mittlere Wasserstandsdifferenz zwischen beiden Gruppen beträgt ca. 13 cm. Ähnlich verhalten sich die Pegelwerte bei SNW. Hier findet man für Flensburg das

Tab. 3.23: Häufigkeit der extremen Wasserstandsereignisse unterschiedlichen Grades, nach BAERENS (1998). Diese Tabelle wurde nicht mehr bis 2000 ergänzt, da die Auszählungsverfahren von stündlichen auf minütliche Daten geändert wurden, so dass sich eine Zunahme aus technischen Gründen ergibt. Eine rückwirkende Auswertung nach dem alten Verfahren erzeugt unnötige und vermeidbare Widersprüche.

a) *Sturmfluten*: (Die Zahlenfolge bedeutet „leichte – mittlere – schwere“ Ereignisse)

Jahrzehnt	Flensburg	Schleimünde	Kiel	Marienleuchte	Travemünde	Wismar	Warnemünde
1901/10	4-1-2	2-1-2	2-4-2	6-1-1	6-4-1	3-4-2	7-2-1
1911/20	0-1-1	0-0-0	2-1-2	0-0-2	4-1-2	8-1-2	3-0-2
1921/30	3-2-0	4-0-0	2-2-1	1-1-0	3-0-0	3-1-1	3-0-1
1931/40	1-2-3	3-3-0	2-4-1	5-2-0	5-3-0	2-6-0	9-0-0
1941/50	2-3-3	2-2-0	5-1-3	4-1-0	5-2-3	2-1-2	2-3-1
1951/60	7-6-3	4-6-1	5-7-3	8-2-1	9-4-6	6-6-3	8-2-1
1961/70	14-4-0	13-1-0	15-2-1	1-1-0	14-3-1	7-2-1	5-0-1
1971/80	15-4-2	11-2-2	13-3-3	6-2-0	13-7-1	14-2-1	7-2-0
1981/90	18-9-2	11-8-2	14-7-4	8-6-2	14-6-3	18-8-1	11-5-0

b) *Sturmniedrigwasser*: (Die Zahlenfolge bedeutet „leichte – mittlere – ausgeprägte“ Ereignisse)

Jahrzehnt	Flensburg	Schleimünde	Kiel	Marienleuchte	Travemünde	Wismar	Warnemünde
1901/10	4-2-3	4-2-1	2-4-1	9-1-0	16-6-1	2-2-0	9-2-0
1911/20	0-1-0	1-0-0	5-3-3	7-1-2	14-8-2	16-7-2	13-1-2
1921/30	1-6-2	5-2-1	5-3-1	7-0-1	17-3-1	13-2-1	9-0-1
1931/40	0-4-6	2-4-3	4-2-1	5-5-0	11-5-5	8-5-3	12-3-0
1941/50	10-2-3	5-1-1	4-1-1	5-0-0	9-2-1	2-1-1	5-0-0
1951/60	10-5-2	8-3-1	11-2-0	8-1-1	16-1-2	7-2-1	6-2-0
1961/70	20-3-4	12-3-2	13-4-2	3-1-0	11-2-3	12-3-1	6-0-1
1971/80	20-7-0	8-3-0	10-5-0	3-1-0	5-3-0	5-2-0	3-1-0
1981/90	10-11-5	8-7-2	8-6-3	6-2-2	10-4-2	12-1-2	3-2-0

Tab. 3.24: Mittlere Wasserstandsdifferenzen in cm für 1901/90 bei extremen Wasserstandsereignissen (obere Dreiecksmatrix) und SPEARMAN-Rangkorrelationskoeffizient r_s der Höhe der Sturmfluten zwischen den einzelnen Stationen (untere Dreiecksmatrix). Das Maximum und das Minimum der Wasserstandsdifferenz sind fett gedruckt. Signifikanzniveau der SPEARMAN-Rangkorrelationskoeffizienten in der unteren Dreiecksmatrix: **99 %**, 95 %).

a) *Sturmfluten*

_____	Fle	Sch	Kiel	Mar	Neu	Tra	Wis	War	Str	Sas	Grw	Kos
Fle	–	9,8	–0,5	15,3	4,3	–0,2	0,03	15,1	17,0	22,7	4,5	–1,5
Sch	0,85	–	–11,0	5,3	–3,0	–8,9	–7,6	9,0	13,2	21,4	0,1	–0,6
Kiel	0,84	0,84	–	18,5	6,8	1,4	4,0	19,5	19,4	25,3	6,7	–0,8
Mar	0,75	0,76	0,83	–	–8,2	–16,7	–15,0	1,5	6,6	17,2	–8,4	–5,1
Neu	0,66	0,62	0,84	0,72	–	–6,5	–1,2	14,3	18,1	25,5	4,5	–6,2
Tra	0,60	0,62	0,81	0,69	0,96	–	1,5	16,5	21,1	30,1	7,6	–2,9
Wis	0,64	0,66	0,76	0,69	0,79	0,75	–	16,3	16,6	25,0	5,8	–2,5
War	0,56	0,60	0,68	0,60	0,56	0,63	0,85	–	3,8	12,9	–7,6	–14,1
Str	0,26	0,36	<u>0,51</u>	0,43	<u>0,45</u>	<u>0,47</u>	0,57	0,73	–	9,6	–11,8	–16,0
Sas	<u>0,47</u>	0,40	0,35	0,34	0,34	0,23	<u>0,44</u>	0,38	0,29	–	–17,7	–27,7
Grw	<u>0,55</u>	0,60	0,66	0,63	0,43	0,48	0,61	0,71	0,71	0,61	–	–10,5
Kos	0,48	0,45	0,40	0,79	0,16	0,36	0,32	0,56	0,53	0,48	0,52	–

b) *Sturmniedrigwasser*

	Fle	Sch	Kil	Mar	Neu	Tra	Wis	War
Fle	–	–15,2	–11,4	–26,3	–13,8	–15,2	–16,7	–31,7
Sch	0,75	–	3,1	–11,5	1,1	0,4	–2,1	–17,6
Kil	0,75	0,72	–	–15,8	–1,7	–2,1	–5,6	–20,7
Mar	0,63	0,59	0,47	–	14,0	13,5	10,1	–4,9
Neu	0,69	0,67	0,77	0,70	–	–2,9	–6,3	–24,9
Tra	0,66	0,68	0,70	0,76	0,91	–	–3,2	–18,7
Wis	0,47	0,49	0,63	0,70	0,79	0,80	–	–16,0
War	0,54	0,45	0,43	0,67	<u>0,50</u>	– 0,66	0,68	–

stärkste, für Warnemünde dagegen das geringste Absinken des Wasserspiegels mit einer mittleren Differenz von 31,7 cm.

Die Pegel Saßnitz und Koserow fallen hinsichtlich der Sturmflut-Höhendifferenzen besonders auf. Im Vergleich zu Saßnitz steigt an allen untersuchten Pegeln der Wasserstand bei SHW höher als an diesem Pegel. Zwischen Saßnitz (Außenküste Ostrügen) und Travemünde ist dieser Unterschied mit ca. 30 cm maximal. Im Gegensatz zu Saßnitz steigt am Pegel Koserow der Wasserstand bei Sturmfluten im Vergleich zu den elf anderen Stationen im Mittel höher an. Diese Werte weisen ebenso wie die hohe Zahl der Fälle mittleren Grades wiederum auf Besonderheiten der Tiefenverhältnisse im vorgelagerten Seegebiet hin.

Insgesamt ergeben sich für die deutsche Ostseeküste Gemeinsamkeiten und Unterschiede im Vorkommen extremer Wasserstandsereignisse. Differenzierend wirken die Unterschiede zwischen Außen- und Innenküste sowie die Entfernung zwischen den Pegelstationen. Als lokal modifizierend erweist sich die Art der Tiefenzunahme von der Uferlinie zum offenen Meer. Deutliche Besonderheiten können für die Küstenabschnitte östlich und südlich Rügens festgestellt werden.

3.4.2 Jahresgänge

Aus Abb. 3.55 geht hervor, dass sich knapp die Hälfte (45 %) aller Sturmhochwasser am Pegel Travemünde in den Monaten Dezember und Januar ereignen, die meisten Sturmniedrigwasser treten ebenfalls im Dezember ein (Abb. 3.56). In die Zeit von Oktober bis Januar fallen mehr als zwei Drittel aller Sturmniedrigwasser (71,9 %). Wie BAERENS (1998) zeigte, sind die Jahresgänge der Häufigkeit des Vorkommens besonders hoher Wasserstände an der deutschen Ostseeküste eng mit mittleren Windgeschwindigkeiten ≥ 15 m/s aus nordöstlicher Richtung (Windrichtung $0-90^\circ$) über der Ostsee verbunden, während der Jahresgang der Häufigkeit von SNW korrespondierend eng mit hohen Windgeschwindigkeiten aus südwestlicher Richtung ($180-270^\circ$) korreliert ist. Die Häufigkeit letztgenannter Windereignisse ist jedoch viel höher als die von SNW.

Betrachtet man den Jahresgang der drei Sturmflut-Klassen für Travemünde (Abb. 3.55), so werden einige Unterschiede erkennbar. Während das Maximum der mittleren und schweren SHW im Januar zu finden ist, liegt es für die leichten Sturmfluten im Dezember. Ein sekundäres Maximum der leichten Fälle ist im Februar zu erkennen. Im Jahr 1989 ereignete sich erstmals ein schweres Ereignis im August (in Zusammenhang mit dem Wendtorf-Orkan). Die Saison der mittleren bzw. schweren SHW liegt am Pegel Travemünde zwischen September und Mai bzw. zwischen November und März.

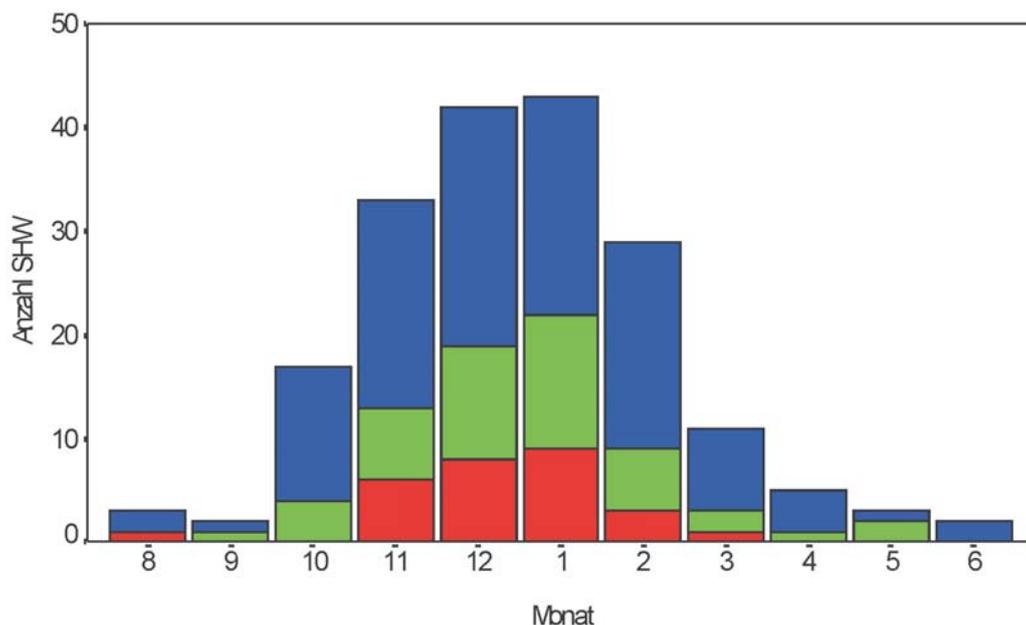


Abb. 3.55: Absolute monatliche Häufigkeit der leichten (blau), mittleren (grün) und schweren (rot) Sturmhochwasser am Pegel Travemünde (1831–1993), nach BAERENS (1998)

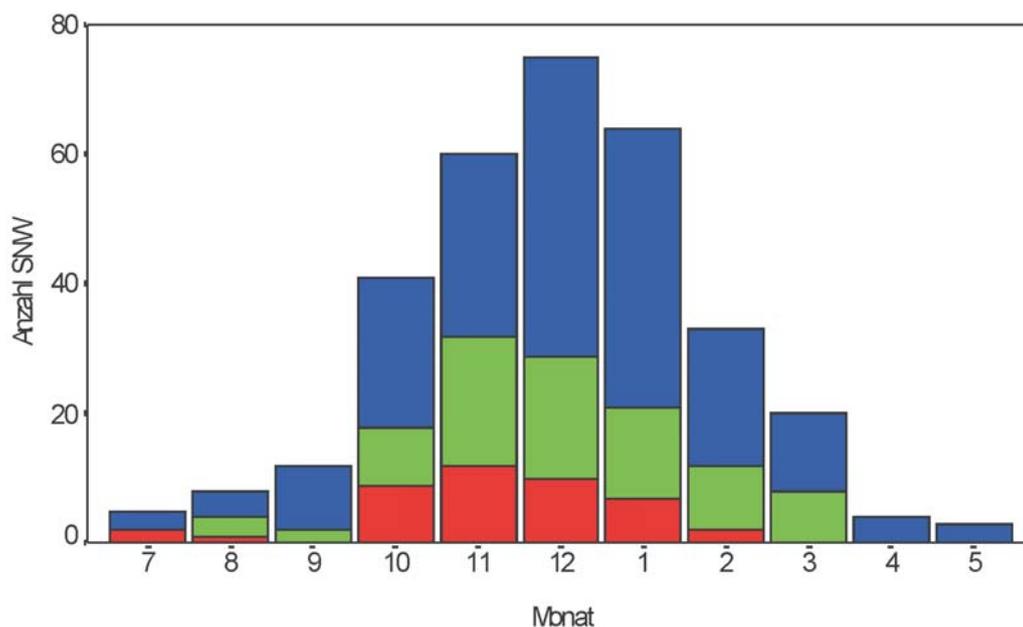


Abb. 3.56: Absolute monatliche Häufigkeit der leichten, mittleren und ausgeprägten Sturmniedrigwasser in Travemünde (1831–1993), nach BAERENS (1998)

Im Fall der Sturmniedrigwasser trägt vor allem die hohe Zahl leichter Ereignisse zu dem Maximum im Dezember bei. Mittlere und ausgeprägte SNW ereigneten sich am häufigsten im November. Mit Ausnahme des Monats Juni wurden im Untersuchungszeitraum in allen Monaten Sturmniedrigwasser registriert. Während die leichten Ereignisse in allen diesen Monaten vorkamen, ereigneten sich mittlere SNW vor allem von Oktober bis März und ausgeprägte SNW vorzugsweise von Oktober bis Februar. Nur vereinzelt wurden mittlere und ausgeprägte Fälle zwischen Juli und September registriert. An den anderen Pegeln verläuft der Jahresgang ähnlich wie in Travemünde. Die Hauptsaison liegt ebenfalls im Zeitraum von Oktober bis Januar (Abb. 3.56).

So kann festgestellt werden, dass das Vorkommen besonders hoher und niedriger Wasserstände an der deutschen Ostseeküste an einen ausgeprägten Jahresgang gebunden ist. Sowohl Sturmfluten als auch Sturmniedrigwasser treten am häufigsten im Winterhalbjahr auf, wobei der Jahresgang eng an die Windverhältnisse gekoppelt ist. Das Erreichen extremer Wasserstände im Sommer ist selten, jedoch sind selbst Ereignisse schweren Grades nicht ausgeschlossen.

3.4.3 Zur zeitlichen Entwicklung des Vorkommens extremer Wasserstände

3.4.3.1 Langzeitveränderungen der Häufigkeit

Die jährliche Häufigkeit von extremen Wasserstandsereignissen an der deutschen Ostseeküste war im Untersuchungszeitraum beträchtlichen Schwankungen unterworfen (Abb. 3.57 bis 3.60).

Bei der Bewertung der nachfolgend diskutierten Ergebnisse ist zu berücksichtigen, dass die Häufigkeitsverteilung extremer (seltener) Wasserstände von der Ereignisdefinition abhängig (s. Abschn. 3.2.1), im Allgemeinen jedoch stets linksschief (s. Abschn. 2.2.3.3 und 2.5.1) ist. Infolgedessen muss der rezente Meeresspiegelanstieg an der deutschen Küste bei Verwendung der Sturmflutdefinition des BSH eine deutliche Zunahme der Sturmfluthäufigkeit erzeugen. STIGGE (1993) zeigte am Beispiel der GUMBEL-Verteilung (s. Abschn. 2.5.1.1, Abb. 2.32) der Jahreshöchstwasserstände von Warnemünde, dass schon bei einer Absenkung der Sturmflutdefinition von 1,05 m auf 0,95 m die Eintrittswahrscheinlichkeit um über 30 % steigt. Dieser Dezimeter entspricht dem rezenten Meeresspiegelanstieg an der mecklenburgischen Küste in knapp einem Jahrhundert (vgl. Abschn. 2.5.3).

Hinsichtlich der Sturmfluten in Travemünde für den Zeitraum 1831 bis 2000 (Abb. 3.57) kann man vier Perioden unterscheiden. Die erste und längste Periode von 1831 bis 1886 ist durch zahlreiche Jahre gekennzeichnet, in denen sich überhaupt keine Fälle ereigneten. Im Zeitabschnitt 1887 bis 1914 ist eine größere Häufigkeit von SHW zu erkennen. Nach 1914 kommt es wiederum zu einem starken Rückgang der Zahl der Sturmfluten. So ereigneten sich von 1915 bis 1920 in Travemünde bei lückenloser Beobachtung keine derartigen Ereignisse. Diese Periode geringer Häufigkeit dauerte über 34 Jahre bis 1948 an. Die darauf folgende Zeit bis in die 1990er-Jahre ist dagegen von einem starken Anstieg geprägt. Im Jahre 1989 ereigneten sich erstmals fünf SHW. An den anderen Pegeln verläuft die zeitliche Entwicklung ähnlich, wobei an den Außenküstenpegeln (Warnemünde und Marienleuchte) die Zunahme schwächer ausgeprägt ist als an den Pegeln der Innenküste (Flensburg, Kiel, Travemünde), s. Tab. 3.25. Diese Zunahme, die im 20. Jahrhundert für Travemünde einen linearen Trend von 2,4/100 Jahre aufweist, ist vor allem der Entwicklung der leichten SHW zuzuschreiben (Abb. 3.58, Tab. 3.23). Etwas schwächer ist der Anstieg der Häufigkeit der SHW mittleren Grades, während für die selteneren schweren SHW keine Trendaussage getroffen werden kann. Zu erkennen ist, dass die Phase erhöhter SHW-Aktivität am Ende des 19. Jahrhunderts für alle drei SHW-Klassen hervortritt.

Betrachtet man die Daten aller hier erfassten Pegel in Tab. 3.23, so spiegelt sich die charakteristische Entwicklung ab den 1950er-Jahren vor allem in der sprunghaft anmutenden Häufigkeitsvergrößerung der leichten Ereignisse an allen Stationen wider. Diese setzte sich an den Pegeln Flensburg, Schleimünde, Kiel und Travemünde auch in den 1960er-Jahren fort. In den beiden nachfolgenden Dezennien ist eine etwa gleichbleibend hohe Zahl leichter SHW

an diesen Stationen festzustellen. An den Pegeln Marienleuchte, Wismar und Warnemünde ist der Anstieg erst in den 1970er-Jahren wieder festzustellen. Mittlere Sturmfluten traten vor allem in den 1980er-Jahren häufiger auf. Die schweren Ereignisse sind an allen Pegeln selten, und es ist keine veränderte Häufigkeit feststellbar.

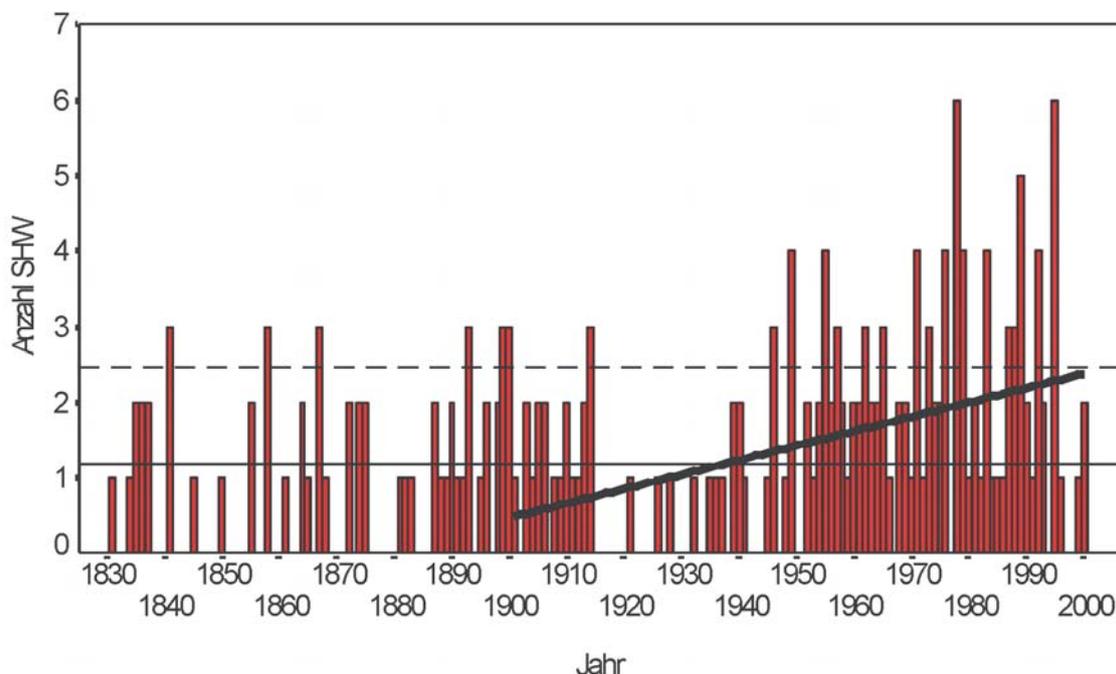


Abb. 3.57: Jährliche Häufigkeit der Sturmhochwasser am Pegel Travemünde (1831–2000). Schwarz: linearer Trend 1901–1990 (= 2,4/100 Jahre), nach BAERENS (1998)

Tab. 3.25: Linearer Trend der jährlichen Häufigkeit der extremen Wasserstandsereignisse pro 100 Jahre (1901–1990); nach BAERENS (1998). SN: Signifikanzniveau in %

a) Sturmfluten

	Fle	Sch	Kiel	Mar	Neu	Tra	Wis	War	Str	Saß	Grw	Kos
Trend	3,1	2,3	2,4	1,0	2,8	2,4	1,7	0,7	1,0	1,7	4,1	6,9
SN	99,9	99,9	99,9	99,0	99,0	99,9	99,9	90,0	–	–	95,0	99,9

b) Sturmniedrigwasser

	Fle	Sch	Kiel	Mar	Neu	Tra	Wis	War
Trend	3,1	1,6	1,3	–0,5	2,4	–1,4	–0,3	–1,3
SN	99,9	99,9	99,9	–	95,0	99,0	–	99,9

Wie aus Tab. 3.25 hervorgeht, weisen alle Pegel im 20. Jahrhundert positive Trendwerte auf, die mit Ausnahme von Stralsund und Saßnitz statistisch signifikant von Null verschieden sind. Auffällig sind die hohen Werte von Greifswald und Koserow, die jedoch im Vergleich zu den anderen Stationen auf kürzeren Beobachtungsreihen beruhen. Die mittleren linearen Trends liegen an den Innenküsten-Pegeln mit ca. 2,5/100 Jahre deutlich höher als die

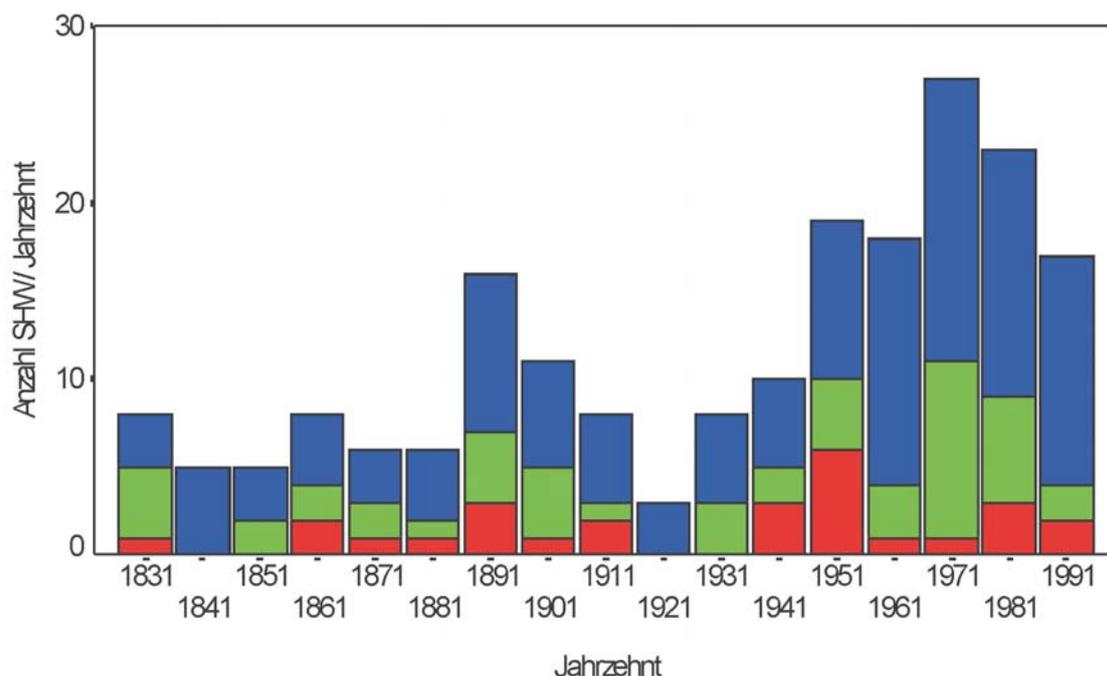


Abb. 3.58: Häufigkeit leichter, mittlerer und schwerer Sturmfluten pro Jahrzehnt in Travemünde (1831–1990), nach BAERENS (1998)

an den Außenküsten-Pegeln mit ca. 1,3/100 Jahre. Es muss darauf hingewiesen werden, dass diese Entwicklung den langsamen Meeresspiegelanstieg mit enthält. Dieser Effekt ist jedoch vergleichsweise klein gegenüber den unterschiedlichen Pegelwerten vor der Entwicklung von Extremereignissen.

Die jährliche Häufigkeit von Sturmniedrigwasserereignissen in Travemünde (Abb. 3.59) ist bis zur Jahrhundertwende bei hoher Variabilität durch einen allmählicher Anstieg der Zahl der SNW gekennzeichnet (Maximum 1894: sieben Ereignisse). Danach kehrte sich dieser Trend um, so dass sich zwischen 1940 und 1946 nur vereinzelt SNW ereigneten, ein Effekt, der ausdrücklich nicht etwa auf kriegsbedingte Ausfälle der Messungen zurückzuführen ist. Von da an bis zum Beginn der 1970er-Jahre traten die SNW wieder ein- bis viermal jährlich in Erscheinung. In den 1970er-Jahren waren sie wieder seltener, aber im letzten Abschnitt des Untersuchungszeitraums ereigneten sich SNW in fast jedem Jahr, jedoch in geringerer Zahl.

Analysiert man den langzeitlichen Trend der Häufigkeit von Sturmniedrigwasserereignissen an den einzelnen Stationen (Tab. 3.23), so lassen sich diese in zwei Gruppen einteilen. An den Pegeln der schleswig-holsteinischen Küste, die sich generalisiert in nordwest-südöstlicher Richtung erstreckt, hat die Zahl der SNW mit Ausnahme von Marienleuchte im Verlaufe des 20. Jahrhunderts zugenommen. An den mecklenburgischen Pegeln sowie an dem Pegel Travemünde (Abb. 3.59) hat hingegen eine Abnahme stattgefunden. Hier verläuft die Küstenlinie etwa in südwest-nordöstlicher Richtung und damit in erster Näherung nahezu senkrecht zur generalisierten Richtung der schleswig-holsteinischen Küste. Diese Lageunterschiede spielen für die beobachteten Unterschiede offenbar eine wichtige Rolle (siehe Abschn. 3.4.4).

Da die leichten Sturmniedrigwasser am häufigsten auftraten, wird bei ihnen die Abnahme, wie für den Pegel Travemünde aus Abb. 3.60 ersichtlich, am deutlichsten sichtbar. In den 1970er-Jahren sank ihre Häufigkeit auf ein Minimum von fünf Fällen. In diesem Jahrzehnt wurde in Travemünde erstmals im Beobachtungszeitraum kein ausgeprägtes SNW registriert. Die geringste Zahl mittlerer Ereignisse fällt in die 1950er-Jahre. Seitdem hat für die

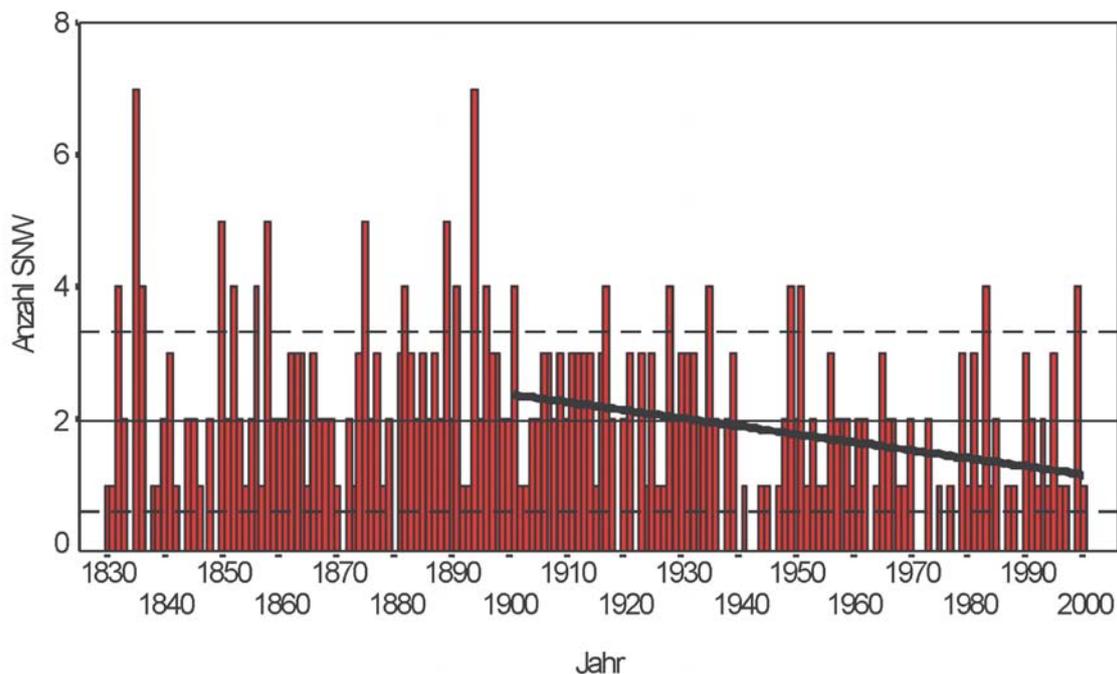


Abb. 3.59: Jährliche Häufigkeit von Sturmniegwasser-Ereignissen am Pegel Travemünde (1831–2000). Schwarz: linearer Trend 1901–1990 ($= -1,4/100$ Jahre), nach BAERENS (1958)

sen Grad eine geringe Zunahme stattgefunden. Ausgeprägte SNW traten im gesamten Untersuchungszeitraum gleichbleibend selten auf. An den Pegeln Flensburg, Schleimünde und Kiel kam es in den 1950er-Jahren zu einer nahezu sprunghaften Zunahme vor allem der Zahl der leichten und in abgeschwächter Form auch der mittleren Fälle (Tab. 3.23). In den 1980er-Jahren sank die Häufigkeit der leichten SNW, gleichzeitig stieg die Zahl der mittleren Ereignisse annähernd auf bzw. über (Flensburg) das Niveau der leichten SNW. In Wismar hat die

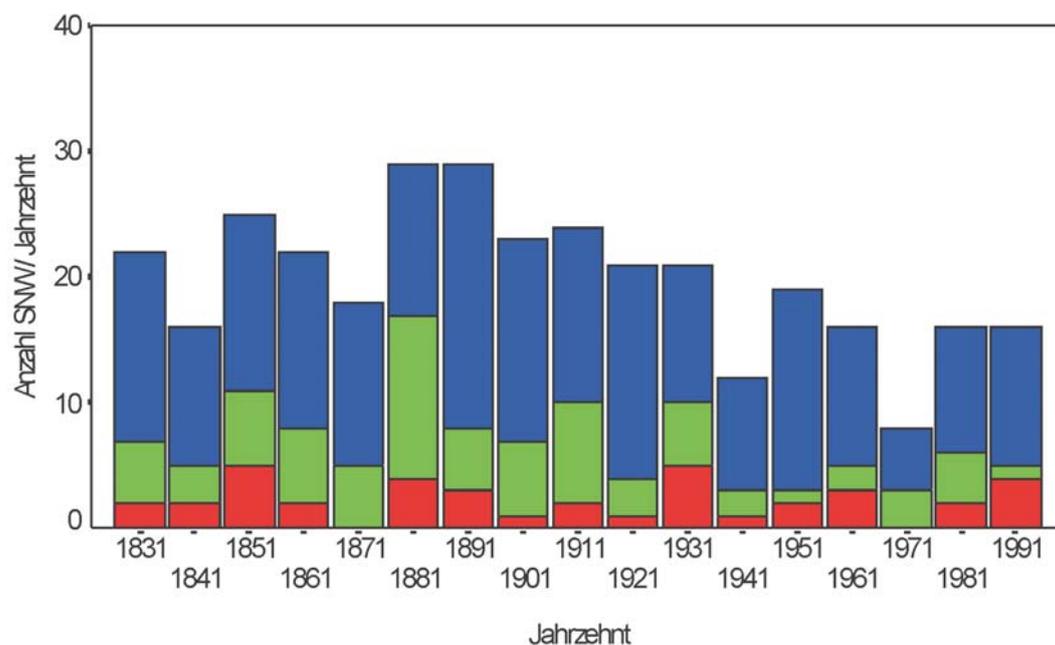


Abb. 3.60: Häufigkeit leichter, mittlerer und ausgeprägter Sturmniegwasser pro Jahrzehnt in Travemünde (1831–1990), nach BAERENS (1998)

Zahl der leichten SNW nur schwach und unter starken Schwankungen abgenommen. Die Zahl der mittleren SNW bewegt sich hier seit den 1940er-Jahren auf einem ungefähr gleichbleibenden Niveau. In Warnemünde hingegen hat die Anzahl der leichten SNW stärker abgenommen – von 12 Fällen in den 1930er-Jahren auf über sechs Fälle in den 1950er-Jahren bis zu schließlich nur noch drei Fällen in den 1970er- und 1980er-Jahren. Ereignisse mittleren und ausgeprägten Grades waren während der gesamten Untersuchungsperiode generell selten.

Die mit Ausnahme von Marienleuchte und Wismar signifikanten linearen Trendwerte (Tab. 3.25) unterstreichen die getroffenen Aussagen. So ist die Zunahme der SNW 1901/90 zwischen Flensburg und Neustadt durch einen mittleren Trendwert von $-1,6/100$ Jahre und zwischen Travemünde und Warnemünde von $+1,0/100$ Jahre belegt. Die mittleren Beträge der linearen Trendwerte sind auch für die Pegel an Innenküsten größer als für die an Außenküsten.

3.4.3.2 Entwicklung von Sturmflut-Scheitelhöhen

Bei Untersuchungen hinsichtlich möglicher Veränderungen der Sturmfluttätigkeit ist auch von Interesse, ob die Sturmfluten im Zuge der zeitlichen Entwicklung, über das Maß des Meeresspiegelanstiegs hinaus, höher auflaufen. Für diese Untersuchung muss zunächst eine geeignete Methode gefunden werden. Da sich die Zunahme leichter Sturmfluten auf die mittlere jährliche Scheitelhöhe aller Sturmfluten auswirkt, nimmt diese ab (Abb. 3.61). Schwerere Sturmfluten, die seltener auftreten, könnten jedoch im Laufe der Zeit größere Scheitelhöhen erreichen.

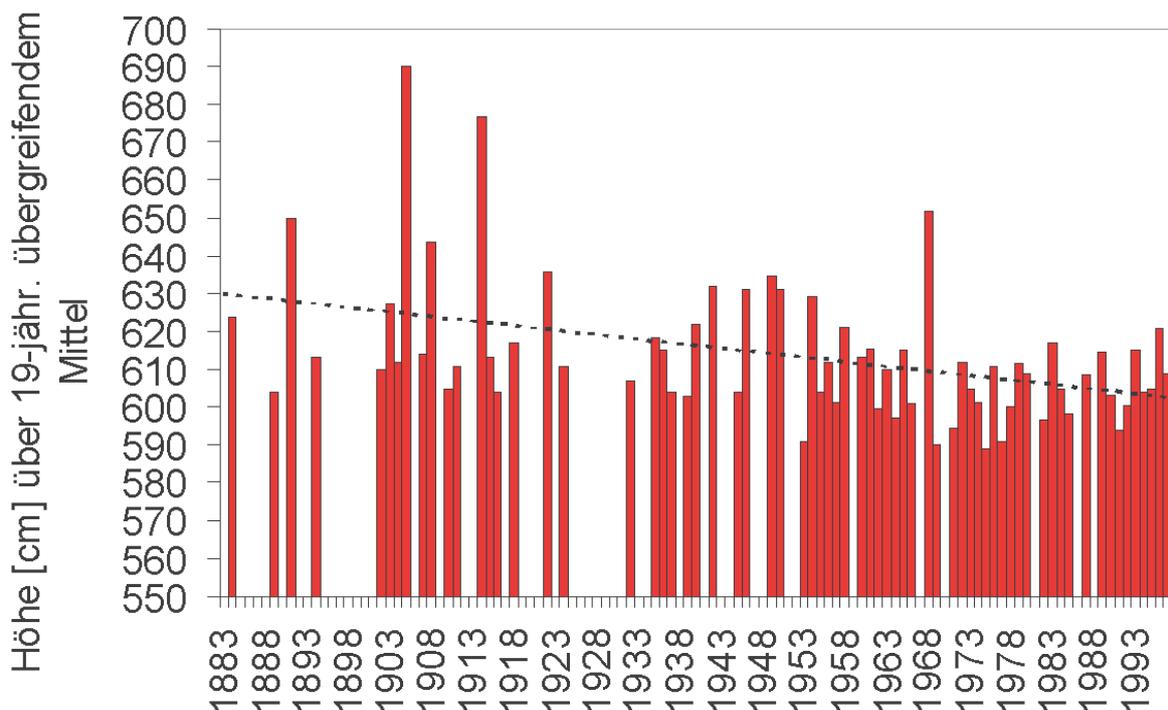


Abb. 3.61: Mittlere jährliche Sturmflutscheitelhöhe von 1883 bis 1997 in Warnemünde, nach MEINKE (1998). Ordinate: 19-jährig übergreifend gemittelter Wasserstand in cm ü. PNP; Abszisse: Jahre

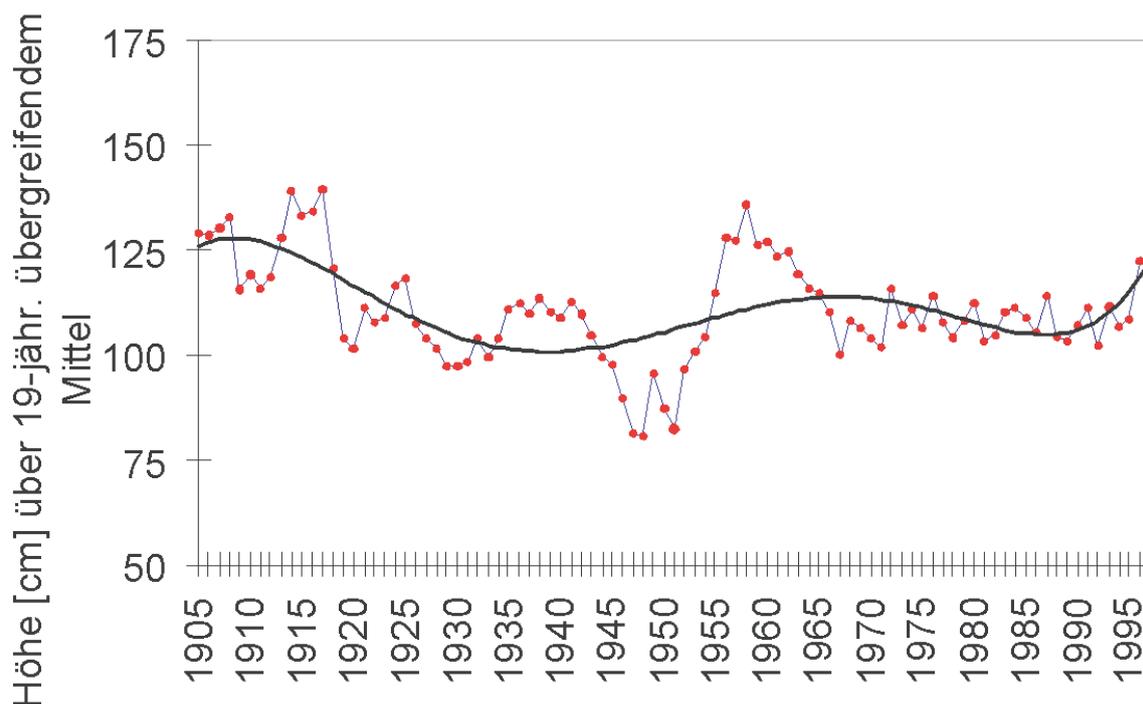


Abb. 3.62: Jährliche Wasserstandextrema (5-jährig übergreifendes Mittel) von 1905–1997. (Schwarz: Polynom 6. Ordnung) in Warnemünde, nach MEINKE (1999). Ordinate: Wasserstand in cm ü. 19-jährig übergreifend gemittelten Mittelwasser; Abszisse: Jahre

Dieses würde durch die mittleren jährlichen Sturmflutscheitelhöhen nicht erfasst werden. Deshalb wird außerdem die Entwicklung der jährlichen Wasserstandextreme nach Eliminierung des Meeresspiegelanstiegs untersucht. Zur Verdeutlichung eines möglichen längerfristigen Trends werden kurzfristige Schwankungen durch fünfjährig übergreifende Mittel ausgeschlossen (vgl. Abb. 3.62).

Die jährlichen Wasserstandextreme unterliegen starken Schwankungen. In den 1950er-Jahren vollzieht sich in dem Untersuchungszeitraum der stärkste Anstieg. Allerdings wurde dieses Höhenniveau schon einmal Anfang des Jahrhunderts erreicht und sogar überschritten. Nach geringem Abfall schwanken die jährlichen Wasserstandextreme von 1971 bis 1994 um einen Wert von 110 cm über Mittelwasser, bis Anfang der 1990er-Jahre ein erneuter Anstieg eingeleitet wurde.

Werden die Sturmflutscheitelhöhen seit 1953 nach ihrer Zugehörigkeit zu den jeweiligen Sturmfluttypen untersucht, zeigt sich zunächst, dass bis auf eine Ausnahme alle mittleren und schweren Ereignisse zu den Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen zählen (Abb. 3.63).

Mittlere und schwere Sturmfluten kommen bei den Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen häufiger vor (s. Abschn. 3.3.3.2.1). Allerdings kann mit dem U-Test nach WILCOXON (s. SCHÖNWIESE, 2000) kein signifikanter Unterschied in der Häufigkeit der Scheitelhöhen beider Sturmfluttypen nachgewiesen werden. Dieses kann jedoch damit zusammenhängen, dass ein Großteil beider Sturmfluttypen im unteren Bereich der Klasse leichter Sturmfluten anzusiedeln ist. In diesem geringen Wasserstandsintervall sind die Höhenunterschiede relativ klein. Damit wird der Einfluss größerer Höhenunterschiede bei den schwereren Sturmfluten, die seltener auftreten, vermindert. Das Testergebnis ist somit nicht signifikant. Betrachtet man hingegen die 15 höchsten Sturmfluten, zeigt sich, dass die Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %

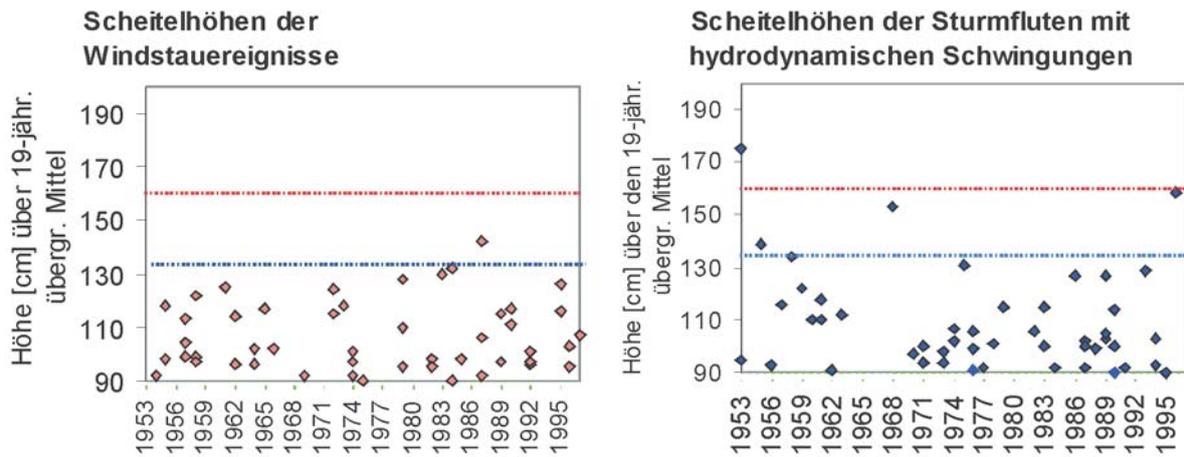


Abb. 3.63: Scheitelhöhen der Windstauereignisse und der Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen in Warnemünde, nach MEINKE (1998)

signifikant höher ausfallen als die Windstauereignisse. Insgesamt ist die Besetzung der Klassen der mittleren und schweren Sturmfluten zu gering, um sichere Aussagen treffen zu können.

Hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der Scheitelhöhen beider Sturmfluttypen werden ihre jährlichen Maxima untersucht. Innerhalb des Untersuchungszeitraums von 1953 bis 1997 vollzieht sich eine leichte Erhöhung bei den maximalen jährlichen Scheitelhöhen der Windstauereignisse (Abb. 3.64). Bei den Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen ist im Gegensatz dazu unter starken Schwankungen eine leichte Abnahme der maximalen jährlichen Scheitelhöhen zu verzeichnen.

Aus den festgestellten Trends, die statistisch nicht signifikant von Null verschieden sind, können keine Rückschlüsse gezogen werden, ob die Veränderungen in Zusammenhang mit Klimaschwankungen stehen.

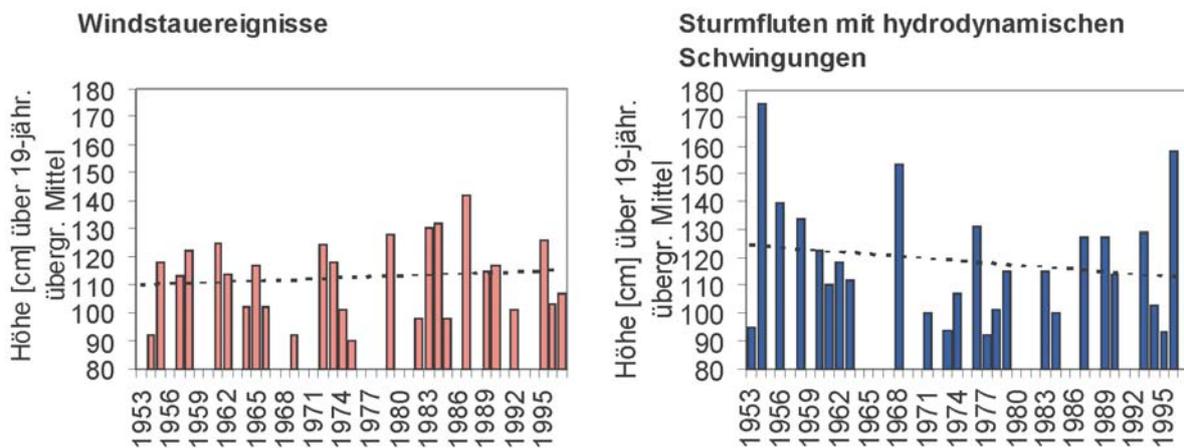


Abb. 3.64: Jährliche Maxima der Scheitelhöhen der Windstauereignisse und der Sturmfluten mit hydrodynamischen Schwingungen, nach MEINKE (1998)

3.4.3.3 Hypothesen für die rezenten Veränderungen im Hoch- und Niedrigwassergeschehen

Die an den von BAERENS (1998) untersuchten Pegelstationen ermittelte Zunahme der Zahl der Sturmhochwasser (Abschn. 3.4.3.1) fällt in die Zeit verstärkter Westwindtätigkeit und des häufigeren Vorkommens von Starkzyklonen (SCHINKE, 1993) im atlantisch-europäischen Raum. BECKMANN (1997a) zeigt, dass zwischen der Häufigkeit von SHW in Warnemünde und dem Nordatlantischen Oszillations-Index (NAO), der aus der Luftdruckdifferenz zwischen Island und den Azoren berechnet wird, ein statistisch signifikanter Zusammenhang existiert. Demnach sind für den Winter positive NAO-Werte (hohe Luftdruckdifferenz zwischen Island und den Azoren, verbunden mit starker Westwindtätigkeit) mit erhöhter Häufigkeit von SHW verbunden (Abb. 3.65). Die beobachteten Trends der SHW-Häufigkeit (Tab. 3.25) sind daher nicht auf signifikante Änderungen der Häufigkeit des Vorkommens der charakteristischen Sturmflutwetterlagen (s. Abschn. 3.3.1.2) und entsprechender Veränderungen in der Windrichtungs- und Windstärke-Statistik (s. Abschn. 3.3.1.4) zurückzuführen. Das häufigere Erreichen der Schwelle 100 cm ü. NN und damit die Zählung einer leichten Sturmflut hängen offenbar damit zusammen, dass im Fall verstärkter atmosphärischer Zonalzirkulation die Wasserfüllung der Ostsee und damit auch der mittlere Wasserstand an der deutschen Ostseeküste höher sind als normal.

Diese Auffassung wird durch die Befunde von LIEBSCH et al. (2000) gestützt, nach denen am Pegel Warnemünde für den gesamten Zeitraum 1855 bis 1991 der Anstieg des mittleren Wasserstandes 1,18 mm/Jahr betrug. Für die Periode 1974 bis 1991 indes wurde mit 5,43 mm/Jahr der 4,6-fache Wert ermittelt. Es ist jedoch nicht nur der Anstieg des mittleren Wasserstandes, der die Effekte bewirkt. Wie in Abschn. 3.3.1 (s. auch Abschn. 3.3.3.1) festgestellt wurde, geht den Sturmfluten im Allgemeinen unter dem Einfluss starker Winde aus westlichen Richtungen eine Phase erhöhten Einstroms in die Ostsee und damit eine Erhöhung des Füllungsgrades des Meeres voraus.

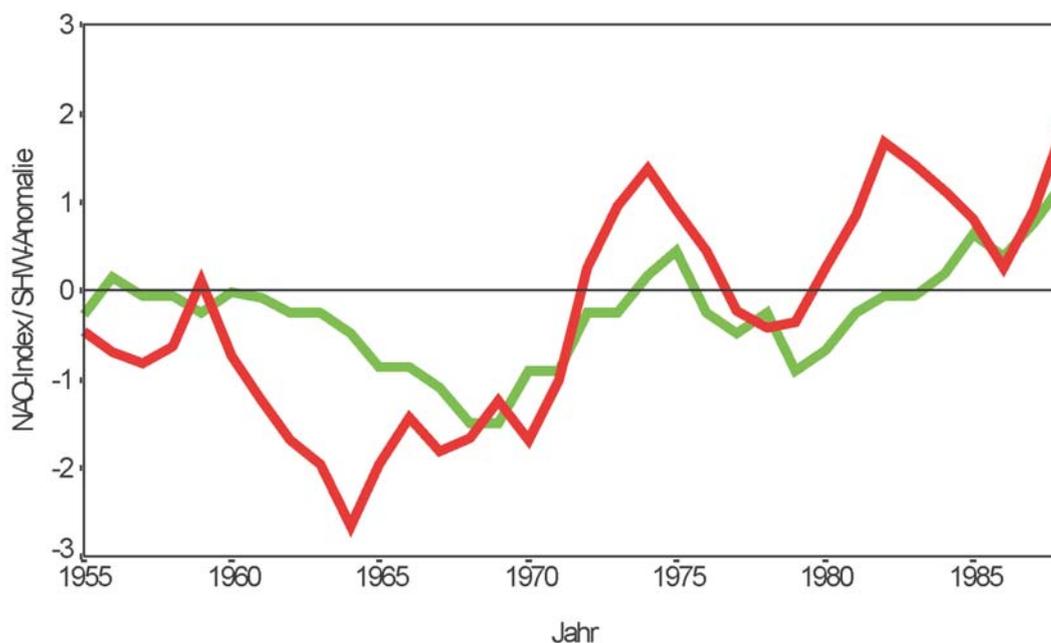


Abb. 3.65: NAO-Index (rot) und Häufigkeit von Sturmhochwasserereignissen in Warnemünde (grün), dargestellt als Abweichungen vom Mittelwert, im Zeitraum 1955–1990, nach BECKMANN (1997a)

Dabei können erheblich höhere Ausgangswasserstände erreicht werden als es den jeweiligen mittleren Wasserstandswerten entspricht. So erweist sich der beobachtete Trend der SHW leichten Grades insofern als nur scheinbar, da er auf die von den Änderungen des mittleren Wasserstandes zur Zeit eines SHW unabhängige Festlegung der SHW-Schwelle zurückzuführen ist. Diese Feststellung ist mit den Ergebnissen in Abschn. 3.4.3.2 zu vereinbaren, dass die mittlere Scheitelhöhe der in Warnemünde aufgetretenen Sturmfluten abgenommen hat.

Es liegt nahe, die in Abschn. 3.4.3.1 beschriebenen Langzeitveränderungen der Häufigkeit der Sturmniedrigwasser ebenfalls mit korrespondierenden Schwankungen der atmosphärischen Zonalzirkulation in Verbindung zu bringen. Häufigere Starkwinde aus W bis SW bedeuten für die deutsche Ostseeküste generell die Tendenz zur Zunahme der Häufigkeit des Auftretens von SNW (Wasserabdrift-Effekt). Dem wirkt der mit der verstärkten Westwindzirkulation verbundene Effekt des stärkeren Anstiegs des mittleren Wasserstandes entgegen (Anstiegs-Effekt). Unter Berücksichtigung, dass die Schwelle, ab der ein SNW gezählt wird (100 cm u. NN), ebenfalls unveränderlich bleibt, kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die vorwiegende Zunahme der Zahl der leichten SNW an der schleswig-holsteinischen Küste auf einem Überwiegen des Wasserabdrift-Effektes, die Abnahme an den östlicher gelegenen Pegelstationen dagegen auf einem Überwiegen des Anstiegs-Effektes beruht.

Somit kann festgehalten werden, dass die Langzeitänderungen der Häufigkeit des Vorkommens von extremen Wasserstandsereignissen an der deutschen Ostseeküste mit der beobachteten Zunahme der atmosphärischen Zonalzirkulation zusammenhängen.

3.5 Zum künftigen Vorkommen extremer Wasserstandsereignisse

3.5.1 Statistische Modellierung der Häufigkeit von extremen Wasserstandsereignissen

Wenn Tendenzen der künftigen Häufigkeit extremer Wasserstandsereignisse auf der Grundlage von Klimamodellrechnungen abgeschätzt werden sollen, ist es erforderlich, die beobachteten Häufigkeiten solcher Ereignisse so zu modellieren, dass die verwendeten Prädiktoren Größen sind, die als Klimamodellierungsergebnis zur Verfügung stehen. Dabei wird die Annahme zugrunde gelegt, dass die Relation Prädiktand (= Wasserstandsereignis) zu Prädiktoren (= beeinflussende Größen) auch in dem betrachteten zukünftigen Zeitabschnitt erhalten bleibt. Im Fall einer statistischen Modellierung der Sturmflut- und Sturmniedrigwasser-Häufigkeiten können unter diesen Voraussetzungen nur Luftdruckdaten als Prädiktoren verwendet werden. Andere bekannte Einflussgrößen sind den Klimamodelldaten nicht direkt zu entnehmen.

BAERENS (1998) hat zu diesem Zweck drei Verfahren zur Abschätzung der Häufigkeit von extremen Wasserstandsereignissen entwickelt. Diese beruhen (1) auf der Zerlegung der täglichen Bodenluftdruckfelder im nordatlantisch-europäischen Raum mit und ohne extreme Wasserstandsereignisse in empirische Orthogonalfunktionen sowie Auswertung der berechneten Muster und Zeitreihen in einem künftig möglichen veränderten Klima, (2) auf auch für andere Fragestellungen verwendbaren Schwellenwertalgorithmen zur Diagnose von Extremwasserständen (s. Abschn. 3.3.1.1.2) und (3) auf Regressionsmodellen. Alle Verfahren (einschließlich Datenquellen) sind in der Arbeit von BAERENS ausführlich beschrieben worden (s. auch HUPFER et al., 1998). Die Ergebnisse der drei Methoden können aus Tab. 3.30 ersehen werden. Von diesen Methoden wird hier nur die Regressionsmethode ausführlich

vorgestellt. Es wurden multiple Regressionsmodelle für die einzelnen Monate aufgestellt, die gestatten, den täglichen Wasserstand an einem Pegel aus dem täglichen Luftdruckfeld (und gegebenenfalls anderen Größen) zu ermitteln. Ausgeführt wurde das Verfahren für Warnemünde, da nur für diesen Pegel tägliche Terminwerte des Wasserstandes (07 Uhr UTC vom 1.4.1946 bis 31.10. 1996) zur Verfügung gestellt werden konnten. Die einzelnen Modelle haben die Form

$$PT = a_0 + a_1P_1 + a_2P_2 + a_3P_3 + \dots a_nP_n \quad (3.24)$$

mit PT als Prädiktanden (Wasserstand) und P_1 bis P_n als Prädiktoren.

Bei diesen handelt es sich um 26 Druckindizes, die aus dem Datensatz des täglichen Bodenluftdruckfeldes berechnet wurden. Die Lage der Gitterpunktpaare, die als Druckindizes begründet ausgewählt wurden, zeigt Abb. 3.66. Es gingen jeweils die einfachen und die quadratischen Werte (wegen der quadratischen Abhängigkeit der tangentialen Schubkraft des Windes von der Windgeschwindigkeit, s. Abschn. 3.3.2.1) der Druckindizes des Vorhersage-tages und des Vortages ein, so dass schließlich 104 Prädiktoren zur Verfügung standen. Es wurden zwei Modellgruppen aufgestellt: das Modell I (MI), in das nur Druckindizes als Prädiktoren eingehen, und das Modell II (MII), in dem zusätzlich die Füllung der Ostsee (in Form des dem Berechnungstag vorhergehenden fünftägigen Mittels des Wasserstandes von Landsort, s. Abschn. 3.3.3.1) und der Vortageswasserstand von Warnemünde berücksichtigt wurden. Als Beispiel werden hier die Prädiktoren und die Regressionskoeffizienten für den Monat Januar angegeben (für die übrigen s. BAERENS, 1998; HUPFER et al., 1998).

Modell MI für Januar:

$$PT_{\text{Januar}} = 505,7 - 1,190 (\Delta p \{55^\circ \text{N}, 25^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E}\}) - 1,482 (\Delta p \{50^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 10^\circ \text{E}\}) - 1,655 (\Delta p_{\text{Vortag}} \{55^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 05^\circ \text{E}\}) - 1,165 (\Delta p_{\text{Vortag}} \{50^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 10^\circ \text{E}\}) - 0,038 (\Delta p_{\text{Vortag}}^2 \{55^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E}\}) - 3,202 (\Delta p \{60^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E}\}) \quad (3.25)$$

Modell MII für Januar:

$$PT_{\text{Januar}} = 466,0 + 0,596Lao - 0,150War_{\text{Vortag}} + 1,028 (\Delta p \{55^\circ \text{N}, 10^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 05^\circ \text{E}\}) + 1,697 (\Delta p \{55^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E}\}) - 1,458 (\Delta p \{50^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 10^\circ \text{E}\}) - 1,350 (\Delta p_{\text{Vortag}} \{55^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 05^\circ \text{E}\}) + 0,417 (\Delta p_{\text{Vortag}} \{50^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 10^\circ \text{E}\}) - 0,915 (\Delta p_{\text{Vortag}}^2 \{55^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 15^\circ \text{E}\}) + 0,355 (\Delta p \{55^\circ \text{N}, 20^\circ \text{W} - 55^\circ \text{N}, 35^\circ \text{E}\}) - 2,269 (\Delta p \{55^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E} - 60^\circ \text{N}, 20^\circ \text{E}\}) \quad (3.26)$$

Es bedeuten:

- Δp = Luftdruckdifferenz in hPa zwischen den angegebenen Punkten auf der Grundlage des NCAR-Luftdruckdatensatzes in der Auflösung $5^\circ \times 5^\circ$ Grad,
 Lao = Wasserstand Landsort in cm, Mittel der vorausgehenden fünf Tage,
 War = Wasserstand Warnemünde in cm ü. PNP am Vortag,
 PT_{Januar} = Tageswert des Wasserstandes in Warnemünde in cm ü. PNP im Januar zum 07 Uhr UTC-Termin (Prädiktand).

Tab. 3.26 enthält einige statistische Parameter des beobachteten und des mit MI und MII berechneten Wasserstandes für den Entwicklungs- (1.1.1949–31.12.1970) und Testzeitraum (1.1.1978–31.12.1992). Grundsätzlich geben beide Modellgruppen wichtige Eigenschaften befriedigend wieder. Die Erfassung der Extreme ist in MII besser als in MI. Es ist zu berücksichtigen, dass bei der statistischen Modellierung der Extremwerte subskalige Prozesse (insbesondere im unmittelbar vorgelagerten Seegebiet), die mit der räumlichen Auflösung der Luftdruckgrößen nicht erfasst werden können, eine wichtige Rolle spielen. Die erklärte Varianz als summarisches Maß der Modellgüte ist monatsweise in Tab. 3.27 enthalten.

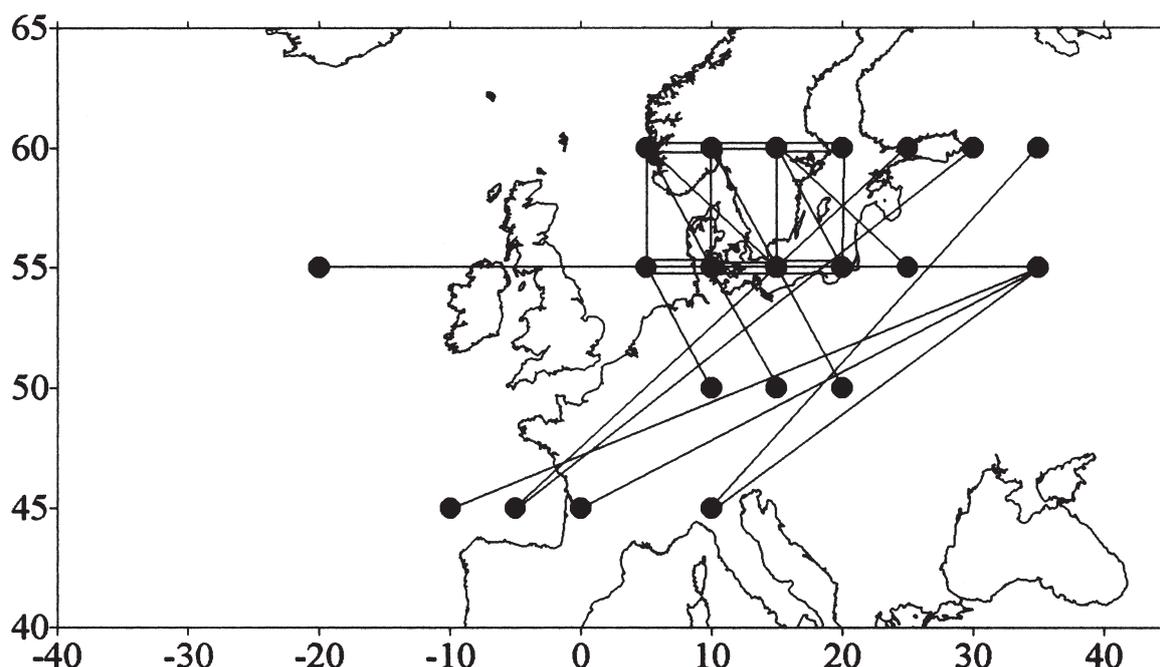


Abb. 3.66: Lage der Gitterpunktpaare, aus denen Luftdruckindizes als Prädiktoren für die Regressionsgleichungen bestimmt wurden, nach BAERENS (1998)

Tab. 3.26: Statistische Parameter der beobachteten und mit den Regressionsmodellen MI und MII geschätzten Terminwerte des Wasserstandes von Warnemünde (07 Uhr UTC). Zeiträume für das Entwicklungskollektiv (E) sind vom 1.1.1949–31.12.1970 und für das Testkollektiv (T) vom 1.1.1978–31.12.1992, nach BAERENS u. HUPFER (1999). Alle Wasserstandswerte in cm ü. PNP

Parameter	Beobachtung (E)	Beobachtung (T)	Modelle (E)		Modelle (T)		Diff. Beob.- Modelle (T)	
			I	II	I	II	I	II
Mittelwert	496,4	502,2	496,3	496,4	495,3	493,2	6,9	9,0
Standardabweichung	21,4	21,5	15,7	19,2	16,6	19,8	5,9	1,7
Median	496,0	502,0	496,8	497,3	496,2	493,9	5,8	8,1
Minimum	370,0	395,0	411,3	344,5	419,7	340,9	-24,7	54,1
Maximum	643,0	627,0	576,1	594,8	571,5	605,1	55,5	21,9
Schwankungsbreite	273,0	232,0	164,8	250,3	151,8	264,2	80,2	-32,2

Tab. 3.27: Erklärte Varianz in % als Maß der Güte der Abschätzung der Terminwerte des Wasserstandes von Warnemünde (07 Uhr UTC) mit den Regressionsmodellen MI und MII. Die Maxima sind fett, die Minima kursiv angegeben, nach BAERENS u. HUPFER (1999), s. Abb. 3.67

Modell	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Mittel
I	58,2	59,4	42,1	39,6	<i>29,5</i>	37,8	33,4	36,2	48,5	53,9	54,6	58,2	46,0
II	70,4	77,5	70,7	68,3	<i>53,8</i>	65,9	55,2	60,1	62,8	68,1	72,6	71,3	66,4

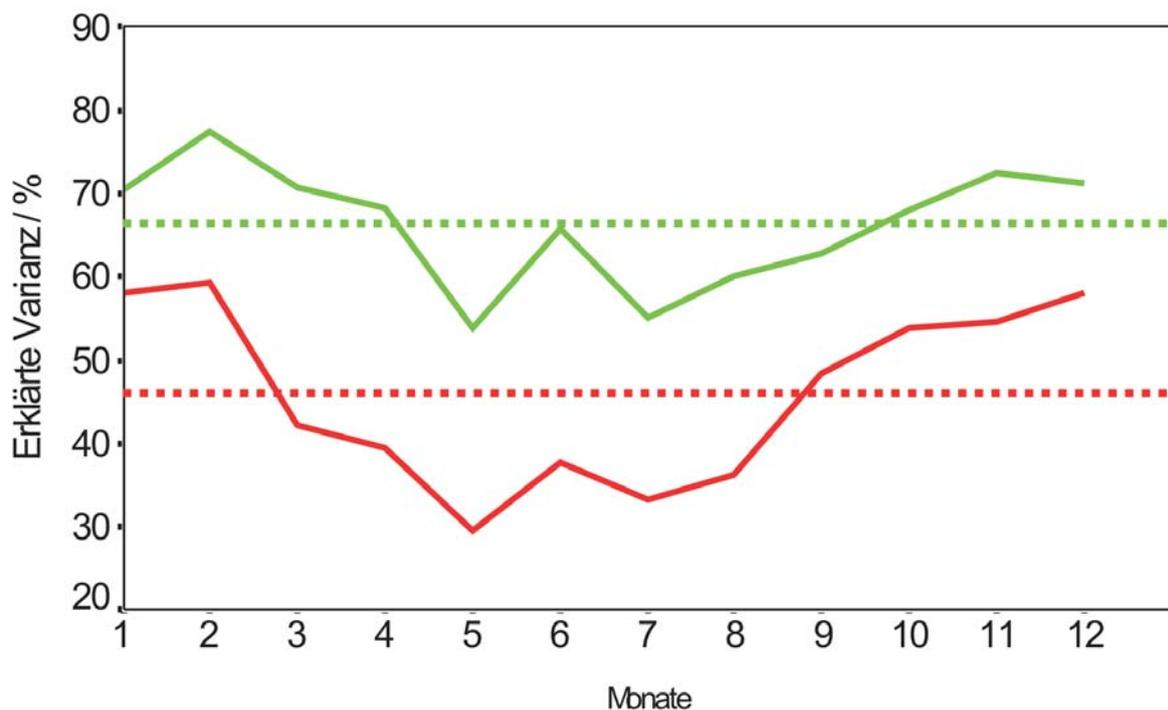


Abb. 3.67: Jahresgang der erklärten Varianz des aus Druckindizes Modell I, rot) und aus Druckindizes, dem Vortagswasserstand von Warnemünde und dem 5-tägig gemittelten Wasserstand von Landsort (Modell II, grün) abgeschätzten Wasserstandes von Warnemünde, nach Daten der Tab. 3.27

Für beide Modellansätze werden im Februar die besten und im Mai die schlechtesten Ergebnisse erzielt. Dabei bestehen jedoch zwischen MI und MII gravierende Unterschiede in dem Sinn, dass die erklärte Varianz für MI wesentlich geringer ausfällt als für MII.

Für eine spätere Anwendung des Modells auf Klimamodelldaten ist jedoch wichtig, dass die beobachteten extremen Wasserstände in diesen Modellen als Spitzen reproduziert werden, wenngleich auf einem niedrigeren Niveau. Die berechneten Zeitreihen wurden daher auf die Standardabweichung normiert und die Über- und Unterschreitung der positiven und negativen doppelten Standardabweichung als Schwelle für das Auftreten extremer Wasserstände gesetzt. Das Überschreiten der positiven doppelten Standardabweichung wird als Sturmflut, das Unterschreiten als Sturmniedrigwasser gezählt. Der Vergleich mit den beobachteten Häufigkeiten ergibt für Sturmfluten Korrelationskoeffizienten $r_{MI} = 0,66$ und $r_{MII} = 0,68$ sowie für SNW $r_{MI} = 0,45$ und $r_{MII} = 0,63$. In Tab. 3.28 ist der Vergleich der Häufigkeit der Überschreitung verschiedener Schwellenwerte der Standardabweichung des mit MI berechneten Wasserstandsverlaufes im Vergleich zu beobachteten Extremwasserstandsereignissen dargestellt.

Als ein Ergebnis enthält Abb. 3.68 die auf den Entwicklungszeitraum bezogenen fünfjährigen Anomalien der beobachteten SHW und der mit MI berechneten SHW für Warnemünde ab 1901/05. Die Übereinstimmung kann insgesamt als befriedigend angesehen werden. Eine ähnliche Darstellung der beobachteten und mit MI berechneten fünfjährigen Häufigkeitsanomalien für SNW erhält Abb. 3.69. Auch hier ist die Übereinstimmung hinreichend gut.

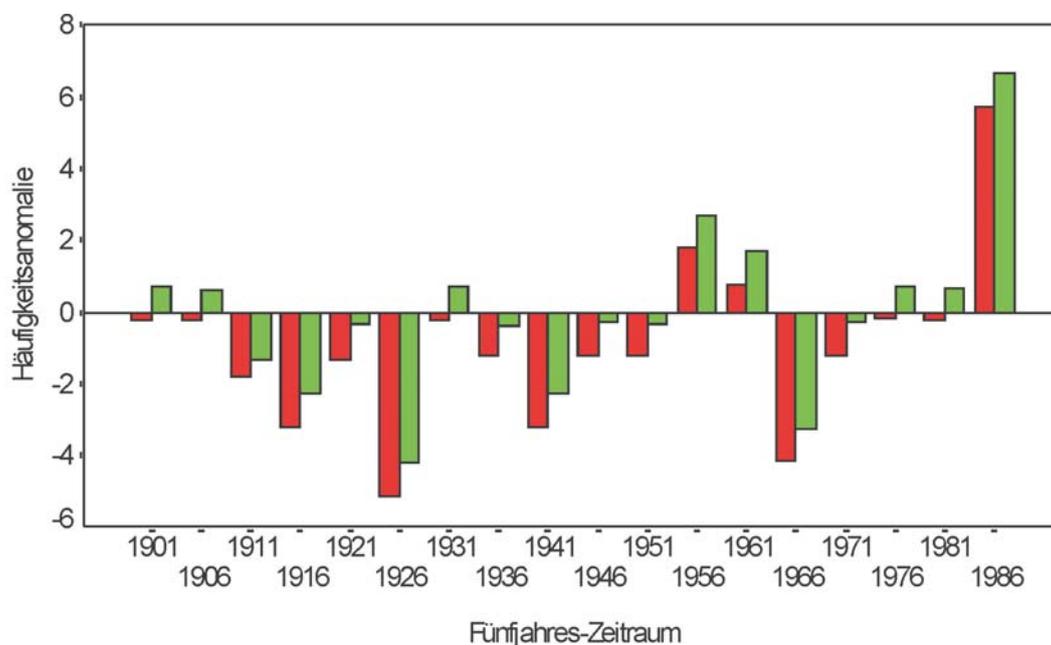


Abb. 3.68: Anomalien (Abweichungen vom Mittelwert) der fünfjährigen Häufigkeiten der beobachteten (grün) und der mit dem Regressionsmodell I bestimmten Sturmfluthäufigkeit (rot) für Warnemünde im Zeitraum 1901/05–1986/90. Der SPEARMAN-Rangkorrelationskoeffizient beträgt $r_s = 0,59$ und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ von Null verschieden. Die Jahreszahlen bezeichnen das jeweils erste Jahr eines Jahrfünfts, nach BAERENS (1998)

Tab. 3.28: Häufigkeit der Überschreitung verschiedener Schwellenwerte der Standardabweichung s des mit dem Regressionsmodell I berechneten Wasserstandes bei Sturmflut (SHW) und Sturmflutwasser (SNW) in Warnemünde für den Zeitraum 1901–1993, nach BAERENS u. HUPFER (1999)

Kategorie	Anzahl der Ereignisse	$s \pm 1,5$	$s \pm 2,0$	$s \pm 2,5$	$s \pm 3,0$	$s \pm 3,5$	$s \pm 4$	
SHW	leicht	57	49	42	31	20	12	5
	mittel	15	13	12	11	6	6	3
	schwer	7	7	7	7	7	7	5
SNW	leicht	65	55	47	38	23	13	7
	mittel	11	11	9	5	3	1	1
	ausgeprägt	4	4	4	4	4	4	3

Die Regressionsmethode ermöglicht die direkte Bestimmung der Wasserstandshöhe aus relativ leicht zugänglichen Daten. Ein Mangel ist, dass die Zielgröße der Wasserstand zum 07 Uhr-UTC-Termin ist, so dass bei einer mittleren Andauer der SHW von 12 bis 24 Stunden (STIGGE, 1994b) nicht die Gewähr besteht, jeden Fall zu erfassen. Es wurden in der Tat nur 77 % aller beobachteten SHW und 75 % aller beobachteten SNW aus der Überschreitung

der doppelten Standardabweichung als Schwellenwert durch die Modellierung erfasst. Als Fehlerquelle bereits erwähnt wurde die relativ grobe Auflösung des Luftdruckdatensatzes, so dass lokale Windeffekte keine Berücksichtigung finden können. Andererseits zeigen die Ergebnisse, dass auch MI die mittlere Sturmhochwasseraktivität an der deutschen Ostseeküste erfassen kann.

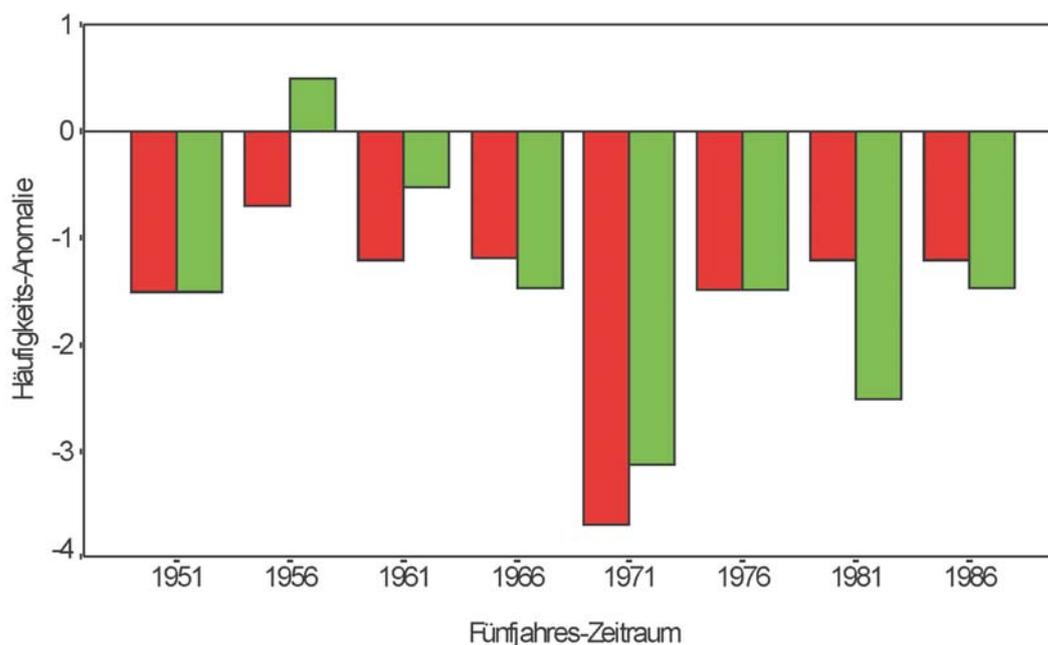


Abb. 3.69: wie Abb. 3.68 für die beobachteten (grün) und der mit Modell I bestimmten Sturmnie-
digerwasser (rot) im Zeitraum 1951/55 bis 1986/90. Der SPEARMAN-Rangkorrelationskoeffizient beträgt $r_s = 0,60$ und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ von Null verschieden, nach BAERENS (1998)

3.5.2 Abschätzung auf der Grundlage von Klimamodellrechnungen

Um einen ersten Anhaltspunkt dafür zu bekommen, wie sich die Sturmflut- und SNW-Häufigkeit an der deutschen Ostseeküste unter veränderten Klimabedingungen entwickeln wird, wurde auch das auf MI beruhende Berechnungsverfahren für fünfjährig aufsummierte Häufigkeiten der extremen Wasserstandsereignisse auf das globale gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Klimamodell ECHAM4/OPYC in der Auflösung T42 (Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg/Deutsches Klimarechenzentrum Hamburg) angewendet (ROECKNER et al., 1996; OBERHUBER, 1993). Die horizontale Auflösung beträgt $2,8^\circ \times 2,8^\circ$. Für diese Anwendung wurde der tägliche Luftdruck (Zeitpunkt 12 Uhr UTC) der Modellrechnung auf der Grundlage des Szenarios IPCC IS92a (weiterer erheblicher Anstieg des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes im 21. Jahrhundert) und des Kontrolllaufes (Simulation des gegenwärtigen Klimas bei dem CO_2 -Gehalt von 1990) in dem Ausschnitt von 60°W bis 60°E und 32°N bis 85°N für zwei Zeitabschnitte zur Verfügung gestellt. Die Lage der Gitterpunkte des verwendeten Luftdruckdatensatzes und des Modells sind nicht voll identisch. Es konnte aber auf eine Interpolation der Modelldaten verzichtet werden, da die räumliche Abweichung maximal nur $1,63^\circ$ beträgt. Der erste Zeitabschnitt umfasst die Modelljahre 1961 bis 1990, für den in den realen Jahren Beobachtungen zur Verfügung stehen. Der zweite Modellabschnitt umfasst die Modelljahre 2070 bis 2099. In diesem Zeitraum hat

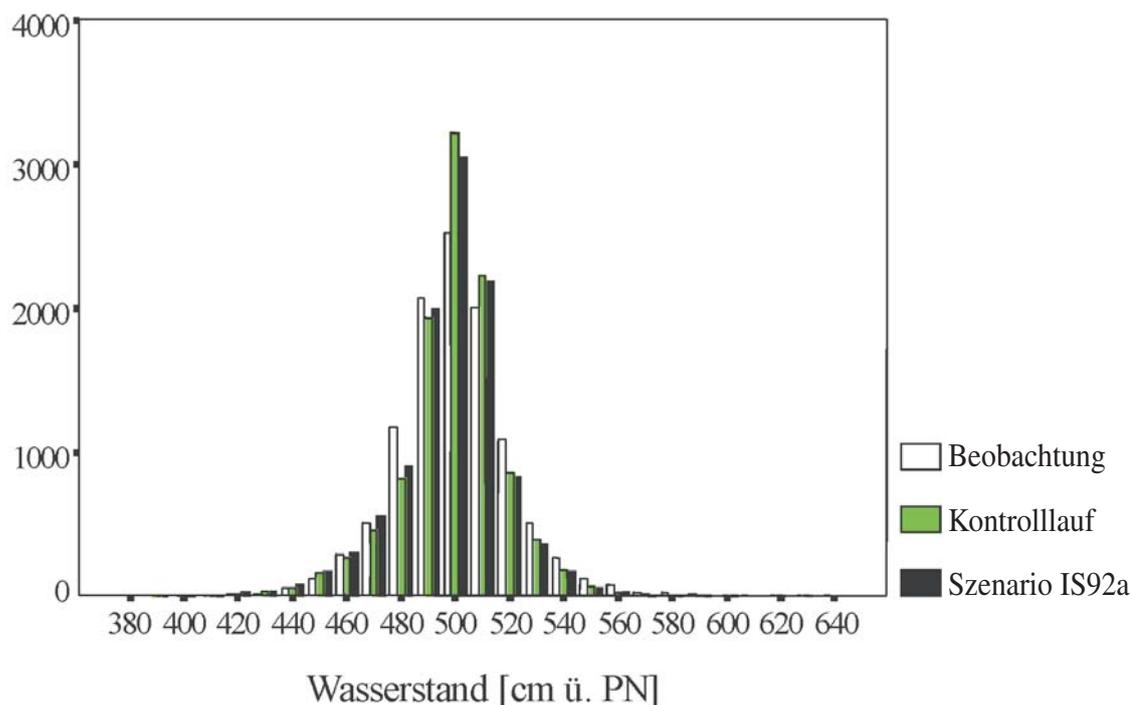


Abb. 3.70: Häufigkeitsverteilung des Wasserstandes von Warnemünde für den Zeitraum 1961–1990 nach Beobachtungen und Rechnungen mit dem Klimamodell ECHAM4/OPYC_T42, nach BAERENS (1998). Ordinate: absolute Häufigkeit

sich bei Zugrundlegung des erwähnten Szenarios bereits ein anthropogener Klimawandel vollzogen.

Für das Szenario IS92a und für den Kontrolllauf wurden die Terminwerte des Wasserstandes für Warnemünde gemäß Modell MI für die Modelljahre 1961–1990 berechnet und mit den Beobachtungen in diesem Zeitraum verglichen. Die beobachtete Häufigkeitsverteilung enthält Abb. 3.70. Alle drei Stichproben entstammen mit einer statistischen Sicherheit von $\geq 99,9\%$ einer Gaußschen Normalverteilung. Das Häufigkeitsmaximum wird in derselben Klasse erreicht, allerdings liegt es bei den beiden Modellläufen wesentlich höher als bei den Beobachtungen. Die Ähnlichkeit der aus Klimamodelldaten bestimmten Wasserstände mit den beobachteten Pegelwerten ergibt sich auch aus dem Parametervergleich in Tab. 3.29. Erneut tritt bei sonst guter Übereinstimmung die Unterschätzung der Extreme und damit der Schwankungsbreite hervor. Der modellierte mittlere Jahresgang stimmt mit dem beobachteten gut überein (Abb. 3.71). Aus diesen Befunden kann bereits geschlossen werden, dass sich die mittleren Wasserstandsverhältnisse im Szenario IPCC IS92a für dieselben Jahre wie die, von denen die Beobachtungen vorliegen, nicht wesentlich von den gemessenen Werten unterscheiden. Es ist die Tendenz erkennbar, dass in der Modellzukunft weniger häufig solche atmosphärischen Verhältnisse herrschen, die hohe Wasserstände verursachen. Im Gegensatz dazu kann mit einer tendenziellen Zunahme niedriger Wasserstände gerechnet werden.

Vor der Berechnung der fünfjährig aufsummierten Häufigkeiten von SHW und SNW wurden die modellierten Wasserstandsreihen einer Autokorrelationsanalyse unterzogen (s. z.B. TAUBENHEIM, 1969). Im Modell schwankt die Erhaltungszahl zwischen 3,1 und 4,0 (gegenüber 2,4 bei den Beobachtungen), so dass nur jeder 4. Tag in die Häufigkeitsberechnung eingehen konnte.

Der beobachtete Anstieg hoher Wasserstände (Überschreitung der positiven doppelten Standardabweichung im Beobachtungszeitraum 1961–1990) lässt sich im Szenario IPCC

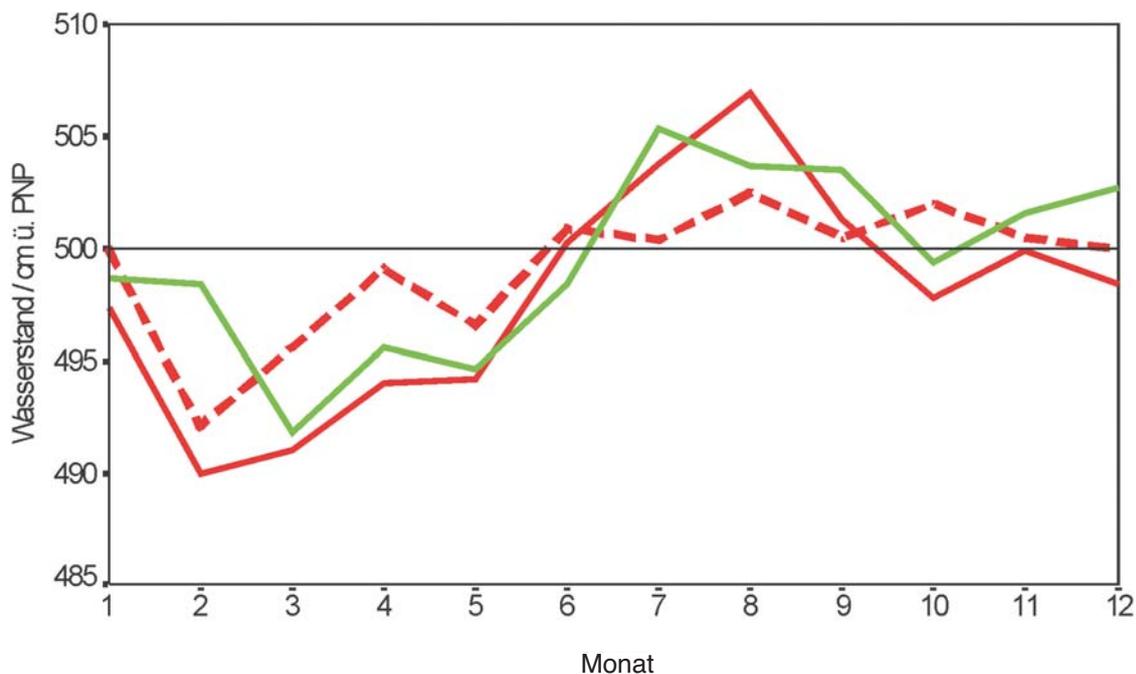


Abb. 3.71: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Mittelwasser für Warnemünde nach Beobachtungen 1961–1990 (grün), nach dem Kontrolllauf (rot gestrichelt) und dem Szenario IS92 (rot) des herangezogenen Klimamodell-Experimentes, jeweils für die Modelljahr 2070–2099, nach BAERENS (1998). Der eustatische Wasserstandsanstieg wurde in der Darstellung **nicht** berücksichtigt.

Tab. 3.29: Statistische Parameter des Wasserstandes von Warnemünde (alle Angaben in cm ü. PNP auf der gegenwärtigen Basis) nach Beobachtungen und Modellierungen mit dem ECHAM4/OPYC_T42-Modell auf der Grundlage des Regressionsmodells I (**ohne** Berücksichtigung des eustatischen Meeresspiegelanstiegs), nach BAERENS u. HUPFER (1999)

Parameter	Beobachtung 1961–1990	Regressionsmodell MI 1961–1990	Kontrolllauf		Szenario IPCC IS92a	
			1961–1990	2070–2099	1961–1990	2070–2099
Mittelwert	500	496	499	499	500	498
Standardabweichung	21,4	16,2	18,7	19,1	18,5	19,3
Schwankungsbreite	272	162	234	241	216	216
Minimum	370	411	392	393	397	388
Maximum	642	573	626	634	613	604

IS92a nicht nachweisen. Sowohl im Szenarium als auch im Kontrolllauf treten hohe Wasserstände um etwa 40 % seltener auf als real beobachtet. (Abb. 3.72 und Tab. 3.30). Nach den Feststellungen im Abschn. 3.4.3.3 ist eine solche Übereinstimmung auch nicht zu erwarten, wenn die beobachtete Zunahme der leichten Sturmfluten vor allem auf dem häufiger angehobenen mittleren Wasserstand vor einem Ereignis beruht. Dieser Effekt kann bei dem hier angewendeten Verfahren nicht berücksichtigt werden.

Im Modellzeitraum 2070–2099 nimmt die Häufigkeit hoher Wasserstände im Szenario im Vergleich zur Periode 1961–1990 um ein Drittel ab. Im Gegensatz dazu steigt die Zahl niedriger Wasserstände im zukünftigen Zeitabschnitt im Szenario IPCC IS92a um etwa 30 % (Abb. 3.72). Die Berechnungsergebnisse der mittleren fünfjährigen Häufigkeit von SHW und

Tab. 3.30: Mittlere fünfjährige Häufigkeiten extremer Wasserstandsereignisse in Warnemünde nach Beobachtungen und nach den Ergebnissen des Klimamodells ECHAM4/OPYC_T42 auf der Grundlage von drei methodischen Verfahren, nach BAERENS u. HUPFER (1999, verändert)

Methode	Beobachtung	Kontrolllauf		Szenario IPCC IS92a	
	1961–1990	1961–1990	2070–2099	1961–1990	2070–2099
Sturmflut-Häufigkeit in mittlerer Anzahl/5 Jahre \pm Standardabweichung					
EOF-Methode	} 5,3 \pm 2,9	3,8 \pm 1,0	3,6 \pm 0,9	4,0 \pm 1,7	2,8 \pm 0,4
Regression MI		2,2 \pm 0,4	1,3 \pm 0,9	2,3 \pm 0,2	1,0 \pm 0,4
Algorithmus		5,5 \pm 1,7	3,7 \pm 2,7	5,5 \pm 0,9	5,6 \pm 1,2
Mittel	5,3 \pm 2,9	3,8	2,9	3,9	3,1
Sturmniedrigwasser-Häufigkeit in mittlerer Anzahl/5 Jahre \pm Standardabweichung					
EOF-Methode	} 2,7 \pm 0,9	4,8 \pm 3,4	4,6 \pm 1,6	5,4 \pm 2,9	4,1 \pm 1,4
Regression MI		4,2 \pm 0,5	3,1 \pm 1,1	4,1 \pm 0,4	4,9 \pm 1,0
Algorithmus		0,4 \pm 0,9	3,4 \pm 1,7	3,6 \pm 1,3	11,9 \pm 4,8
Mittel	2,7 \pm 0,9	3,5	3,7	4,4	7,0

SNW enthält Tab. 3.30. Daraus folgt, dass die Zirkulationsverhältnisse der Atmosphäre, die die Auslösung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste in erster Linie bewirken, unter den modellierten künftigen Klimaverhältnissen möglicherweise etwas seltener auftreten als in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. In der Tabelle sind zum Vergleich noch die zusammengefassten Ergebnisse der beiden anderen entwickelten Methoden verzeichnet. Daraus ist zu entnehmen, dass die Regressionsmethode für die Modelljahre 2070–2099 die niedrigsten mittleren SHW-Häufigkeitszahlen erbringt.

Als vorsichtige Schlussfolgerung kann daher festgestellt werden, dass nach dem heutigen Kenntnisstand der Klimamodellierung und unter der Bedingung, dass die Emission von Treibhausgasen sich nach dem Szenario IPCC IS92a vollzieht, die Häufigkeit von Sturmfluten etwa gleich bleibt oder sich leicht verringert und die von Sturmniedrigwasser-Ereignissen sich erhöht. Der eustatische Meeresspiegelanstieg ist dabei nicht berücksichtigt.

Als gesicherte Erkenntnis gilt, dass mit einer möglichen zukünftigen globalen Erwärmung ein allgemeiner Meeresspiegelanstieg verbunden ist. Nach HOUGHTON et al. (2001) kann für den Zeitraum 1990–2100 mit einer Spanne zwischen 0,09 und 0,88 m Wasserstandsanstieg gerechnet werden. Die Beträge können sich erhöhen, wenn das Abschmelzen von Eis schneller als erwartet voranschreitet (s. auch Kap. 4).

Wie schon an anderer Stelle erörtert, betrug der eustatische Anstieg des Wasserstandes am Pegel Warnemünde im Zeitraum 1880–1995 etwa 1,13 mm/Jahr (entspricht etwa dem unteren Ende des eingetretenen globalen Anstiegs), der von HOUGHTON et al. (2001) für das 20. Jahrhundert mit 0,1 bis 0,2 m angegeben wird. STIGGE (1994a) berücksichtigt bei seiner Untersuchung des Warnemünder Wasserstandes eine mögliche Beschleunigung des beobachteten Anstiegs und fand eine Zunahme von 24,3 cm bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Für den hier herangezogenen Zeitraum der Abschätzung der Häufigkeit von extremen Wasserstandsereignissen sind entsprechende Neufestsetzungen des Pegelnullpunktes sicher erforderlich. Aus der Gegenüberstellung von extremen Wasserstandsereignissen in Form von SHW bzw. SNW und dem zu erwartenden Anstieg des mittleren Meeresniveaus kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass der letztere Prozess wohl den im weiteren Verlauf des 21. Jahrhunderts entscheidenden Impakt der Klimaschwankung auf die deutsche Ost-

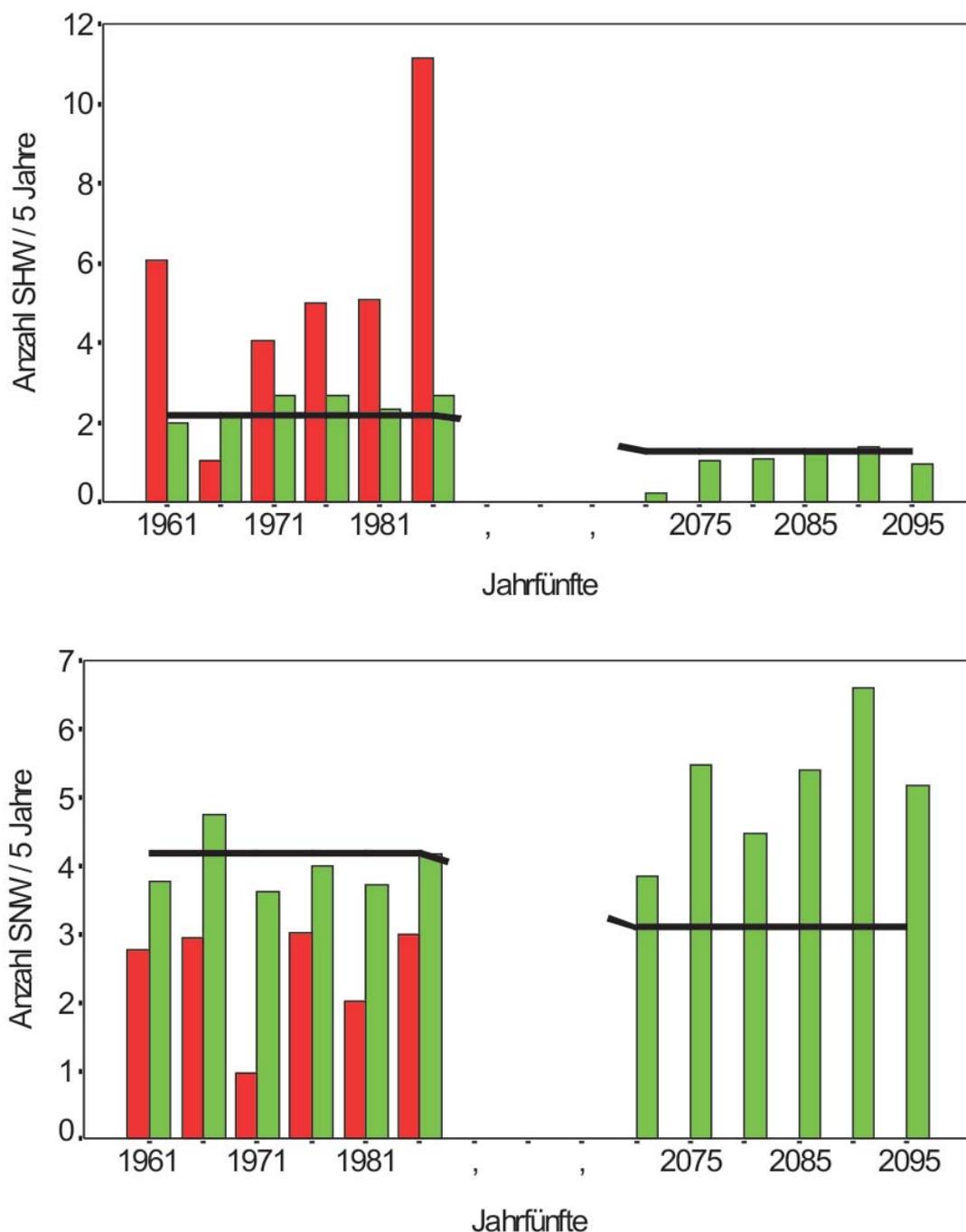


Abb. 3.72: Fünfjährig aufsummierte Häufigkeiten von Sturmfluten (oben) und Sturmniedrigwasser-Ereignissen (unten) nach Beobachtungen in Warnemünde (rot), im Szenario IS92a (grün) und im Kontrolllauf (schwarz) für den Zeitraum 1961/65 bis 1986/90 und für die Modelljahre 2070/74 bis 2095/99, nach Daten von BAERENS (1998)

seeküste darstellen wird. Die Änderung der Häufigkeit des Auftretens solcher Luftdruck- und Windfelder, die zu extremen Wasserstandsereignissen führen, tritt in ihrer Bedeutung dagegen zurück, wenn auch mit einer geringen Abnahme der mittleren Zahl von SHW und einer Zunahme der mittleren Zahl von SNW nach den Modelldaten gerechnet werden muss. Praktische Küstenschutzmaßnahmen müssen daher aus heutiger Sicht auf der Grundlage der sich weiter präzisierenden Annahmen über den Anstieg des mittleren Meeresspiegels geplant und durchgeführt werden.