

Tide, Windstau, Seegang im Raume Helgoland

VON WINFRIED SIEFERT

Zusammenfassung

Die küstenfernste deutsche Insel mit ihrer Düne ist den Naturgewalten in besonderer Weise ausgesetzt. Es liegt eine ganze Reihe von Untersuchungen zum Tide-, Sturmflut- und Seegangsgeschehen vor. Hier können lediglich einige Schwerpunkte beleuchtet werden, die die besondere Bedeutung der Insel in ihrer Lage für das Küsteningenieurwesen aufzeigen.

Summary

The most offshore German Island and its dune are particularly endangered by nature's forces. There exists an extensive number of investigations related to tides, storm surges and sea states. Only some major points of interest which are of special significance for the island and for coastal engineering in general could be treated here.

Inhalt

1. Hochseeinsel Helgoland	33
2. Tideuntersuchungen im Raum Helgoland	34
3. Windstau und Sturmfluten	40
4. Seegang	43
5. Schriftenverzeichnis	46

1. Hochseeinsel Helgoland

Von vielen deutschen Küstenorten aus bestehen – außer im Winter – regelmäßige Schiffsverbindungen nach Helgoland. Diese sind vor allem von Touristen stark frequentiert, u. a. um eine „zünftige Seereise“ zu machen. Unterwegs kann man dann zeitweise, wenn weder die Küste noch die Felseninsel zu sehen sind, den Eindruck gewinnen, daß man sich „mitten auf dem Meer“, zumindest aber „mitten auf der Nordsee“, befindet. Und fast immer machen einem – der Autor spricht hier aus eigener Erfahrung! – die erwarteten, aber doch gefürchteten Wellen erheblich zu schaffen, auch wenn man sich dies in der ersten halben Stunde noch nicht eingestehen will. So denkt man oft schon auf der Hinfahrt mit Grausen an die Rückfahrt, um allerdings meistens festzustellen, daß dann alles gar nicht so schlimm ist.

Der Gast merkt schnell, daß auf Helgoland „ein anderer Wind weht“ als an der Küste, daß die Wellen höher sind, daß das Klima anders ist, eben das Reizklima einer Hochseeinsel.

Anders ist das schon, wenn man sich eine Karte der gesamten Nordsee ansieht und Helgoland sucht (Abb. 1): Die Insel liegt nicht etwa „mitten im Meer“, sondern „ganz unten rechts in der Ecke“. Insoweit muß „Hochsee“ sicher relativiert werden. Aber das ist schließlich nicht anders mit der küstennahen Insel Sansibar, gegen die man Helgoland vor 100 Jahren eingetauscht hat!

Der Eindruck wird erst genauer, nimmt man eine Karte der Deutschen Bucht zur Hand (Abb. 2). Vergleicht man darauf die Lage Helgolands mit derjenigen der anderen Nordseein-

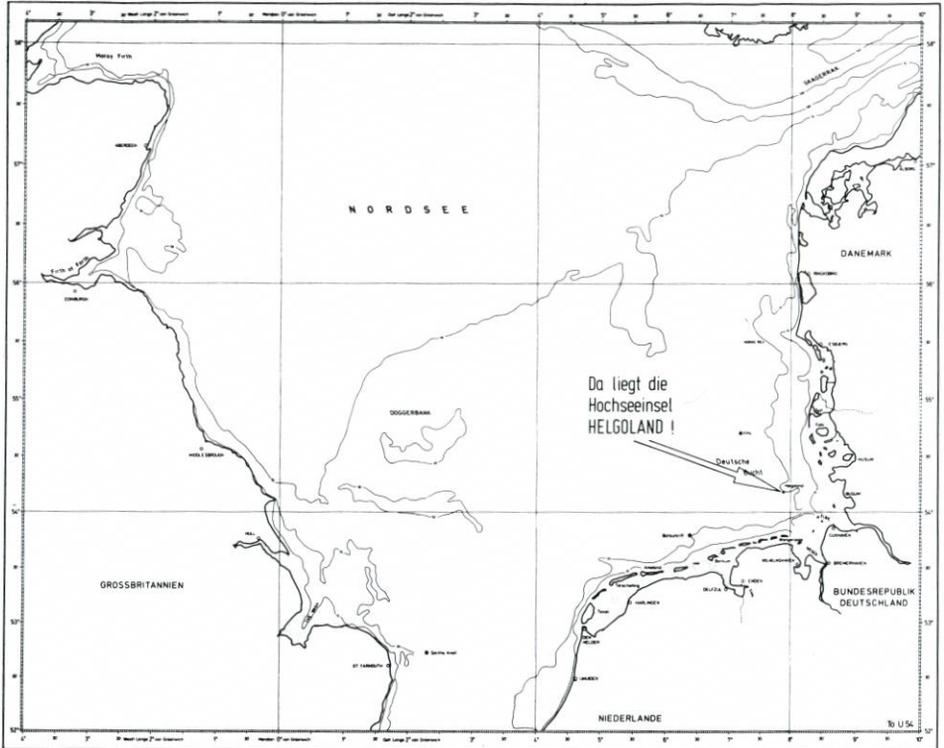


Abb. 1: Wo Helgoland in der Nordsee liegt

seln, so zeichnet sie sich in der Tat durch ihre Küstenferne aus. Dies gilt natürlich auch aus hydrologischer Sicht bzw. der des Küsteningenieurwesens, was aber nun beileibe keine neue Erkenntnis ist, wie man dem Beitrag ROHDES in diesem Heft entnehmen kann. Dazu kommt als weitere Besonderheit, daß die Insel nicht „auf Sand gebaut“ ist, sondern auf einem Salzstock ruht (bzw. sich bewegt). Aber darauf wird später zurückzukommen sein.

Da der Felsen, wie noch stärker die Düne, wie viele Küsten der Weltmeere im Abbruch liegen, müssen sie geschützt werden. Um dazu die für Helgoland wie für die Umwelt besten Lösungen zu finden, bedarf es umfassender Kenntnisse über das natürliche Geschehen, will man dem Wahlspruch

NATURA NON VINCITUR NISI PARENDO

gerecht werden, der besagt, daß man die Natur nicht besiegen kann, außer man unterwirft sich ihren Spielregeln.

2. Tideuntersuchungen im Raum Helgoland

Von verschiedenen Plätzen an der Nordseeküste liegen erste Wasserstandsbeobachtungen schon aus dem 17. und 18. Jahrhundert vor. Im 19. Jahrhundert wuchs die Erkenntnis, daß genauere Analysen des Tideablaufes nur über die Einbeziehung küstenferner Daten möglich

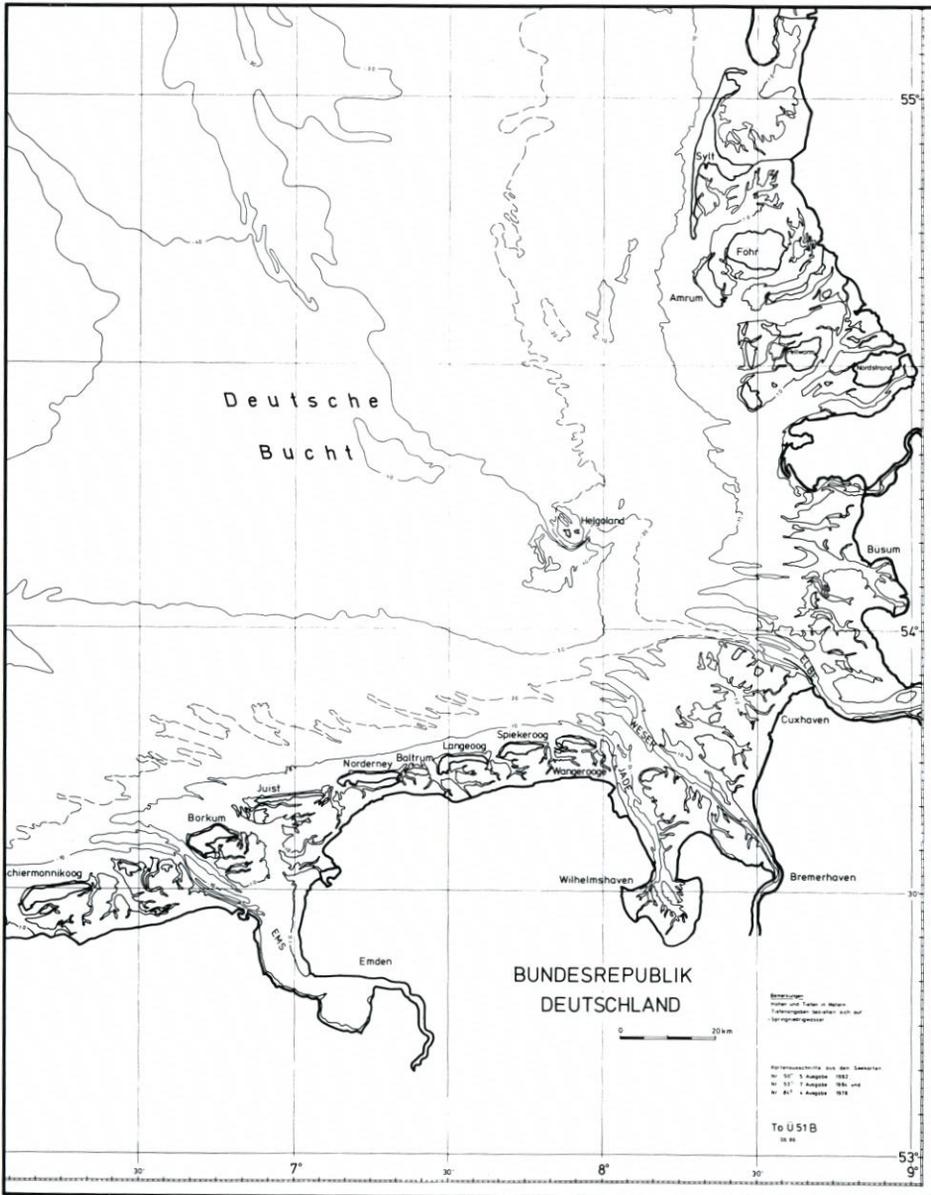


Abb. 2: Deutsche Bucht mit Helgoland

werden konnten. Entsprechende Bemühungen wurden schließlich forciert und führten dann ja auch zum Erfolg, wie ROHDE in diesem Heft berichtet.

Aber allein das Registrieren oder Auswerten der Hoch- und Niedrigwasserhöhen Thw und Tnw läßt nur wenig Schlüsse auf den Tideablauf selbst und die damit wechselnden Wasserstands- und Strömungsveränderungen zu.

Frühe Versuche, wissenschaftliche Auswertungen von Gezeitenbeobachtungen vorzulegen, gibt es aus den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts durch WHEWELL, der aus Beobach-

tungen an den Küsten eine Darstellung der Flutstundenlinien erstellte; theoretische Betrachtungen größeren Umfangs gingen nicht ein. Aber es dauerte bis in die 20er und 30er Jahre dieses Jahrhunderts, bis erste zusammenfassende Darstellungen gegeben wurden¹. STERNECK begann theoretische Ursachenforschung begleitend mit Gezeitenbeobachtungen. Er hatte bereits 1920 bei seiner Arbeit über den Atlantischen Ozean auch die Nordsee behandelt und dabei eine Flutstundenlinien-Karte erstellt, in der zwei Amphidromien² im Bereich der Nordsee zu sehen sind, wenn man von der südwestlichen, zumeist als Hoofden-Amphidromie bezeichneten, absieht.

MERZ legte 1923 eine Gezeitenkarte der Nordsee vor, entwickelt nach Küstenbeobachtungen und zahlreichen Hubbeobachtungen in der freien Nordsee. In dieser Karte fehlt die zuvor bei STERNECK dargestellte nördliche Amphidromie in der Nordsee. Basierend auf dieser von MERZ vorgelegten Auswertung von Mondflutintervall und Tidehub hat SCHUMACHER Isohypsenkarten (Linien gleicher Wasserstände zu bestimmten Zeiten) für die Nordsee erstellt, weil er diese Darstellungen als wichtige Interpretationshilfe zum Tidegeschehen erkannt hatte.

Obwohl TAYLOR bereits 1922 das Vorhandensein zweier Amphidromien, einer nördlichen und einer südlichen, rechnerisch nachgewiesen hatte, wurde dieser Umstand noch über Jahre bezweifelt. Auch THORADE ging 1931 immer noch nicht von dem Vorhandensein einer nördlichen Amphidromie aus. Ein Nachweis durch Gezeitenbeobachtungen vor der norwegischen Küste ist bei nur geringem Tidehub und immer vorhandenem Seegang außerordentlich schwierig. Der Tidehub liegt dort im Größenbereich der Fehlergrenze der Beobachtungen.

Die von DEFANT 1923 und PROUDMAN und DOODSON 1924 herausgegebenen Gezeitenkarten zeigen hingegen beide unabhängig voneinander zwei Amphidromien. Beide legten die damals schon durchaus bekannten Gezeitenströmungen für die Erstellung zugrunde.

Die Tideverhältnisse um Helgoland werden ausschließlich durch die südliche Amphidromie bestimmt. Genauere Aussagen dazu waren allerdings erst etwas später möglich:

Im Jahre 1933 hat MÖLLER eine äußerst umfangreiche Arbeit über das Tidegebiet der Deutschen Bucht veröffentlicht. Zuvor war sie schon mit einer Flutstundenlinien-Karte auf dem Geographentag in Breslau 1925 in Erscheinung getreten. In dieser neueren Arbeit sind Tidebeobachtungen von 400 Stationen von der freien Nordsee (mit etwa 10 Positionen im Raum Helgoland) bis an die Flutstromgrenzen der größten Ströme bearbeitet worden. Die der Arbeit zugrunde liegenden Daten stammen aus einem Zeitraum von fast 100 Jahren (1835 bis 1932), größtenteils sind es Pegelbeobachtungen. Im Bereich der freien Nordsee und im Küstenvorfeld wurden Lotungen vorgenommen.

Nach Ende des II. Weltkrieges setzte die rasche Verbreitung von Elektronenrechnern ein, mit deren Hilfe man die Lösung der Gezeitenproblematik über die allgemeinen Bewegungsgleichungen und die Kontinuitätsgleichung zu erreichen suchte. Schon 1948 veröffentlichte HANSEN eine Darstellung der Flutstundenlinien für die sog. halbtägige Mondtide, die die Verhältnisse in der Nordsee bestimmt. Heute gibt das DEUTSCHE HYDROGRAPHISCHE INSTITUT rechnergestützte Gezeitenkarten für die Nordsee heraus. Diese Rechnerauswertung wird auf der Basis von Messungen an ca. 120 Pegelstandorten, die als Randwerte dienen, vorgenommen.

¹ Die folgenden Ausführungen zu diesem Thema basieren im wesentlichen auf der Zusammenstellung in der Diplomarbeit von Herrn F. SPINGAT beim Leichtweiß-Inst. der TU Braunschweig, 1990, die im Rahmen eines KFKI-Projektes angefertigt wurde.

² Amphidromien sind sog. Drehtiden, die auf Grund der Bewegung der Wassermassen überall auf der Erde auftreten. In ihren Knotenpunkten ist der Wasserstand stets gleich.

Eine für die südöstliche Nordsee seit MÖLLER nicht wieder versuchte flächenhafte Auswertung von Pegelbeobachtungen wurde 1985 von SIEFERT und LASSEN vorgelegt. Abb. 3 zeigt die Positionen der dort ausgewerteten Stationen im Raum Helgoland und wie sie durch weitere Untersuchungen in einem KFKI-Nachfolgeprojekt bis 1989 ergänzt wurden.

Die Daten von insgesamt rd. 230 Positionen stammen aus dem Zeitintervall 1975 bis 1986 und sind Schreibpegelaufzeichnungen, im weiteren Bereich des Küstenvorfeldes Druckpegelbeobachtungen entnommen. Erstmals sind stündliche Isohypsen dargestellt worden, was die Arbeit zur umfangreichsten Veröffentlichung aus beobachteten Wasserständen macht.

Abb. 4 zeigt die mittlere Tidekurve für Helgoland, in der Höhe bezogen auf NN. Da die Insel bisher immer noch nicht an das deutsche Höhenetz angeschlossen ist, wurde dies indirekt über Vergleiche von Mittelwasserhöhen von LASSEN (1990) erreicht. Die Beziehung zwischen dem alten „Helgoländer Null“ (HN) und NN lautet danach:

$$\text{HN} = \text{NN} + 25,7 \pm 1,3 \text{ cm}$$



Abb. 3: Tidemeßpositionen im Raume Helgoland (nach SIEFERT u. LASSEN, 1985; ergänzt)

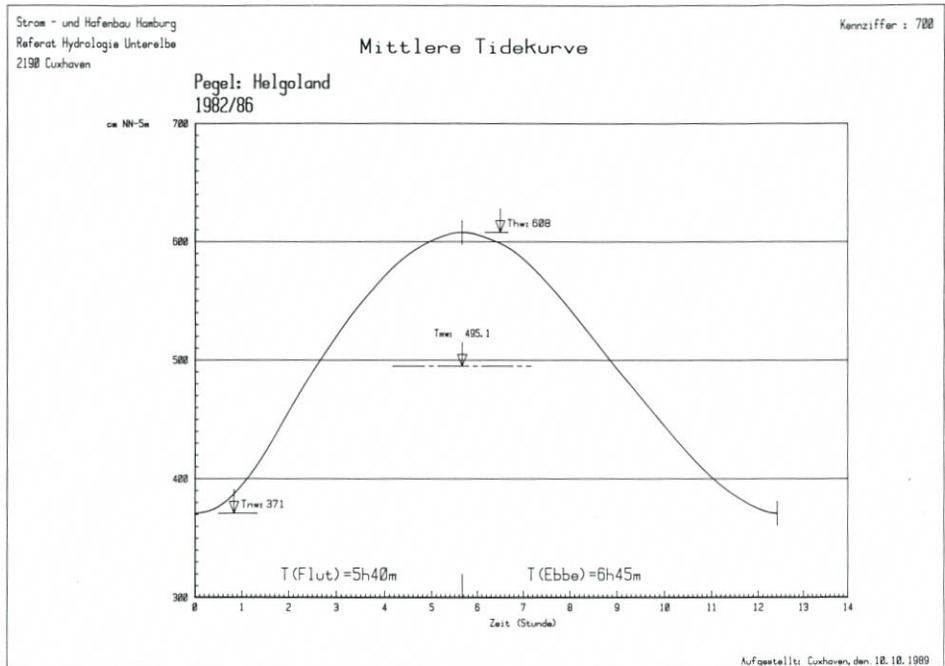


Abb. 4: Mittlere Tidekurve für Helgoland (Ergebnis aus dem KFKI-Projekt „Tide und Windstau in der südöstlichen Nordsee“)

Das MSpThw liegt rd. 1 dm über dem MThw, das MSpTnw rd. 2 dm unter dem MTnw.

Zur langfristigen Entwicklung der Helgoländer Wasserstände ergeben die Untersuchungen in einem gerade abgeschlossenen KFKI-Projekt, berechnet für den Zeitraum von 1911 bis 1987, hochgerechnet auf 100 Jahre:

MTmw: rd. 8 cm/Jh. Anstieg

MThw: rd. 14 cm/Jh. Anstieg

MTnw: rd. 9 cm/Jh. Abfall

Die Beträge sind deutlich kleiner als an der Küste. Dort muß allerdings – nach neuesten Untersuchungen nun doch wieder – eine Landsenkung von 5 bis 10 cm/Jh. gegengerechnet werden, die bisher bei Auswertungen des dortigen Trends nicht berücksichtigt wurde.

Damit scheint Helgoland (wenn es denn einmal präzise höhenmäßig angeschlossen sein sollte und diese Höhe in kurzen Zeitabständen kontrolliert würde) ein sehr gut geeigneter Standort zur Feststellung säkularer Veränderungen, ohne Beeinflussung durch Baumaßnahmen und Küstensenkung, werden zu können. Ob die örtliche Tektonik von Einfluß ist, ist allerdings noch unsicher (Vergl. Beitrag von SPAETH in diesem Heft).

Vordergründig scheint ein Vergleich der flächenhaften Tideverhältnisse um 1930 (bei MÖLLER) mit denen von heute möglich zu sein. Immerhin verbleiben bei ihr nach Abzug der Pegel in den Flußgebieten ca. 235 Pegel- bzw. Lotungspositionen, die hier von Interesse sind. Aber leider nimmt MÖLLER keine Fehlerabschätzung vor. Man kann bei den Schreibpegeln zwar davon ausgehen, daß bei ordnungsgemäßem Betrieb die Qualität der Daten mit heutigem Pegelmaterial vergleichbar ist; damit sind die möglichen Fehlergrößen durch zahlreiche Beiträge zur Fehlerbetrachtung bestimmbar. Schwieriger gestaltet sich aber die Fehlerabschät-

zung von Lotungen: Gelotet wurde vor Anker liegend mit Klavierdraht mittschiffs an Backbord und Steuerbord sowie achtern etwa alle 10 Minuten, wobei eine Einzelpfeilung aus ca. 30 Einzelablesungen in sehr kurzen Abständen bestand. Diese Werte wurden dann alle gemittelt. Als besondere Schwierigkeiten werden der teilweise 3 m hohe Seegang und der Einfluß der Meeresbodentopographie genannt. Ob solche Daten überhaupt für eine Auswertung dieser Art herangezogen werden sollten, kann zumindest angezweifelt werden. Eine brauchbare Bestimmung von mittlerem Tidehub, auf jeden Fall aber von Flut- und Ebbedauern, ist so nicht möglich. Ob und wie meteorologische Einflüsse berücksichtigt worden sind, geht aus der Arbeit auch nicht hervor.

Die noch nicht veröffentlichten Ergänzungen zu SIEFERT und LASSEN (1985) über das Tidegeschehen lassen den Tideablauf für die innere Deutsche Bucht gut nachzeichnen. So zeigen Abb. 5 und 6 die mittleren Verhältnisse um 1980 im Raume Helgoland an Hand der Parameter MThw und MTnw (Abb. 5) bzw. der Eintrittszeitdifferenzen der Thw und Tnw gegenüber Borkum (Abb. 6).

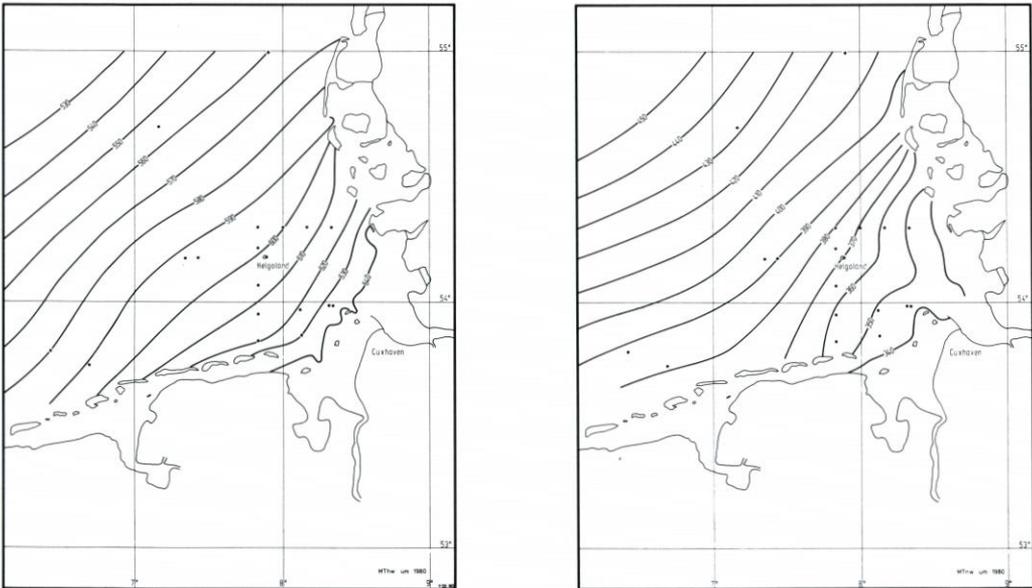


Abb. 5: Linien gleicher MThw- und MTnw-Höhen, bezogen auf NN -5 m (Quelle: wie Abb. 4)

Für die ersten beiden gilt die Annahme, daß an den höhenmäßig nicht angeschlossenen Positionen das MTnw überall gleich hoch, und zwar auf der Höhe Helgolands liegt.

Die zugehörigen Strömungsverhältnisse können dem umfangreichen Atlas des DEUTSCHEN HYDROGRAPHISCHEN INSTITUTS (1983), der auf der Basis von Messungen und Rechnungen zusammengestellt wurde, entnommen werden. Als Beispiel zeigt Abb. 7 die Höchstgeschwindigkeiten, die in Oberflächennähe praktisch ohne Windeinfluß auftreten. Sie sind im Raum Helgoland durchweg West-Ost gerichtet, was mit dem Fortschritt der Eintrittszeiten auf Abb. 6 korrespondiert.

Die vorherrschenden Tideströmungen zwischen der Hauptinsel und der Düne (Nord- und Südreede) verlaufen in südöstlicher Richtung als Flutstrom und in nordwestlicher Richtung als Ebbstrom, wobei der Flutstrom stärker als der Ebbstrom ist. Dauerstrommessungen ergaben Flutstromgeschwindigkeiten bis 0,8 m/s und Ebbstromgeschwindigkeiten bis

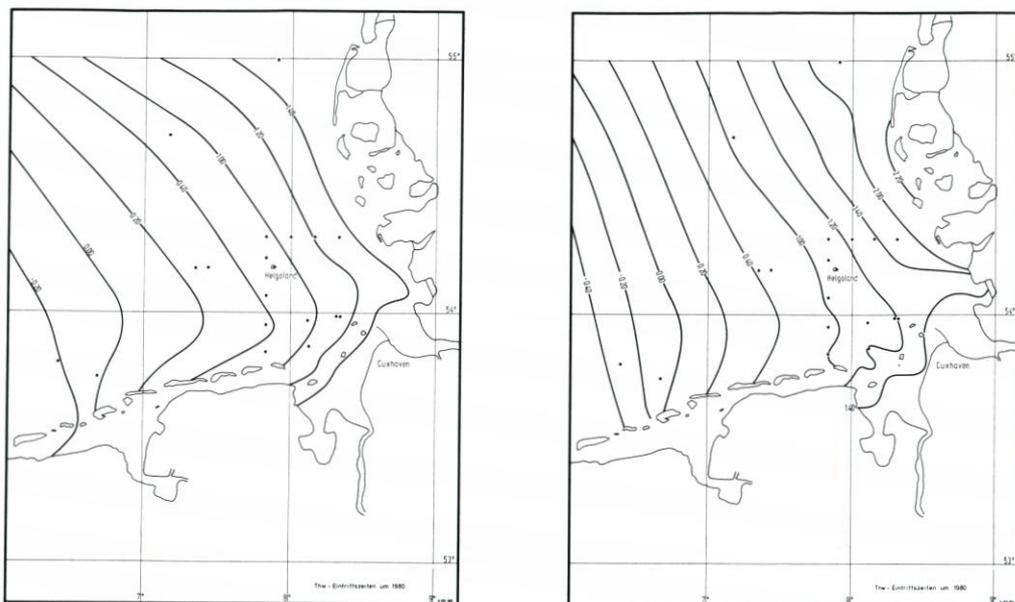


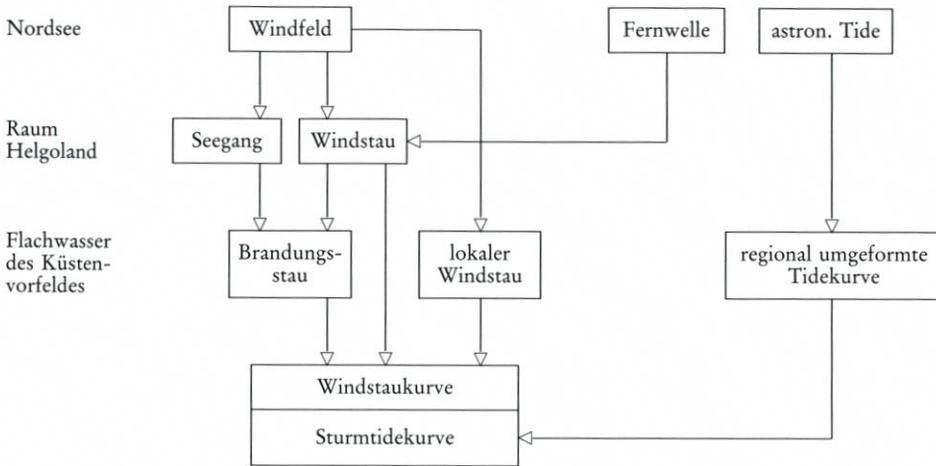
Abb. 6: Linien gleicher Thw- und Tnw-Eintrittszeiten (Quelle: wie Abb. 4)

0,7 m/s. Diese Strömungsgeschwindigkeiten reichen aus, um eine Sandbewegung auszulösen, deren resultierende Richtung entsprechend der größeren Flutstromgeschwindigkeit nach Südosten gerichtet ist. Diese Sandbewegung ist schon 1939 von BAHR erwähnt worden (FÜHRBÖTER u. DETTE, 1986).

3. Windstau und Sturmfluten

Die Größe des Windstaus kann als das entscheidende Kriterium zur Beurteilung einer Sturmflut gelten. Exakt gesehen ist der Windstau die durch den Wind verursachte Wasserspiegeländerung. Oft wird er auch als Differenz zwischen astronomischer Tide und eingetretenem Wasserstand definiert. Hierbei enthält der Windstau auch Werte aus Luftdruckänderungen, Temperaturschwankungen, Eigenschwingungen des Meeres und Fernwellen. Im Bereich des Küsteningenieurwesens hat sich eine Ermittlungsweise für den Windstau herauskristallisiert, bei der der Windstau aus der Differenz der mittleren Tidekurve und dem eingetretenen Wasserstand ermittelt wird, wie aus Abb. 8 ersichtlich. Die bereits genannten Abweichungen werden dann durch die astronomisch bedingten Schwankungen vergrößert. Diese Vereinfachung scheint für den Raum Helgoland allemal gerechtfertigt, da die astronomisch bedingten Wasserstandsschwankungen nicht erheblich sind (s. Kap. 2).

Der Windstau im Bereich der südöstlichen Nordsee wird maßgeblich von dem über der gesamten Nordsee liegenden Windfeld beeinflusst. Die wichtigsten Parameter sind Wirklänge, Stärke, Richtung sowie Dauer des Windes. Die prinzipiellen Anteile des Windstaus und damit einer Sturmflut in der Deutschen Bucht und im Küstenvorfeld zeigt das folgende Schema:



Eine genaue quantitative Bestimmung dieser einzelnen Anteile ist noch nicht möglich, wie zahlreiche Untersuchungen zu diesem Thema zeigen.

SIEFERT und LASSEN (1985) haben erstmals mit sogenannten Windstau-Kennlinien gearbeitet. Das dahinter stehende Gedankenkonzept besagt: Der Windstau verhält sich im Flachwassergebiet umgekehrt proportional zur Wassertiefe. Bei gleichbleibenden Windverhältnissen wäre der Windstau bei Pegelstationen im tiefen Wasser wie bei Helgoland demnach nahezu konstant, wenn keine anderen Wirkungen das Ergebnis beeinflussen. Im Flachwasserbereich gewinnt die Topographie des Meeresbodens hingegen zunehmend an Bedeutung. Sie bedingt, zusammen mit der geographischen Lage, ein unterschiedliches, jeweils für den betrachteten Ort charakteristisches Windstauverhalten. Um dieses örtlich verschiedene Verhalten aufzuzeigen, sind die Windstau-Kennlinien eine gute Hilfe, da spezifische Unterschiede sehr deutlich dargestellt werden können. Als Beispiel ist auf Abb. 9 die Kennlinie für Helgoland, bezogen auf Alte Weser (der südöstlichste Punkt auf Abb. 3), dargestellt. Sie sagt aus, daß der Windstau bei Helgoland 80 bis 100 % dessen bei Alte Weser erreicht, wobei das Minimum kurz vor Thw liegt. Bemerkenswert bleibt, daß die Windstauzunahme bis zum Rand des Küstenvorfeldes relativ gering ist, vergleicht man sie mit der Abnahme der Wassertiefe.

Im Rahmen des KFKI-Programms DEBEX' 81 (WIESE, 1982) sind in der Deutschen Bucht nördlich von Helgoland nach Osten in Richtung Eiderstedt und nach Süden in Richtung Wangerooge Hochseepiegel ausgesetzt worden. Fünf davon haben die Sturmflutereignisse vom 23. bis 25. 11. 81 mitgeschrieben. Die Daten wurden zur Analyse des Windstaus über die Kennlinien verwendet. Als Bezugsort wurde der Pegel Helgoland-Binnenhafen gewählt.

Es zeigt sich, daß der Windstau an den Hochseepiegeln ca. 90 bis 110 % des Windstaus am Pegel Helgoland-Binnenhafen beträgt. Bei den beiden Sturmfluten sind die geringsten Unterschiede zwar kurz vor Thw zu erkennen, alle Pegel zeigten aber ein weitgehend gleichmäßiges Verhalten über die gesamte Tide. Als Mittel ergeben sich die folgenden Werte:

Ort	Sturmflut vom	
	24. 11. 81	25. 11. 81
Helgoland-Nord	1,06	1,06
Helgoland-Süd	0,98	0,96
Schlüsseltonne	1,02	1,02

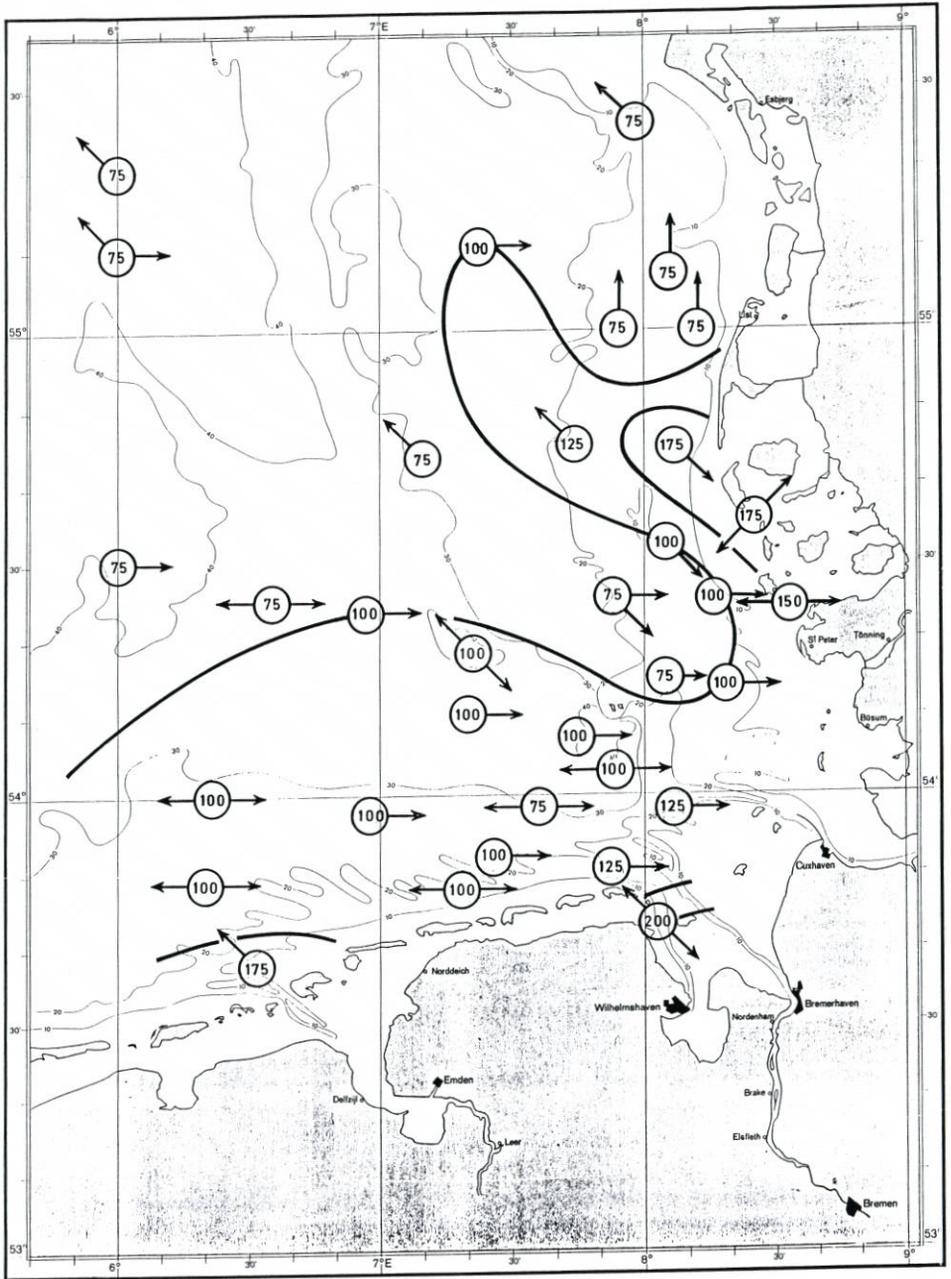


Abb. 7: Maximale Strömungsgeschwindigkeiten in cm/s in Oberflächennähe ohne Windeinfluß (aus Dt. HYDR. INST., 1983)

Danach ist der Windstau nördlich von Helgoland sogar noch geringfügig höher als der Windstau in Helgoland-Binnenhafen. Möglicherweise zeigt sich hier eine gewisse Leelage des Pegels Helgoland. Ansonsten ist davon auszugehen, daß der Windstau in diesem Bereich der südöstlichen Nordsee durch den Windstau von Helgoland charakterisiert wird.

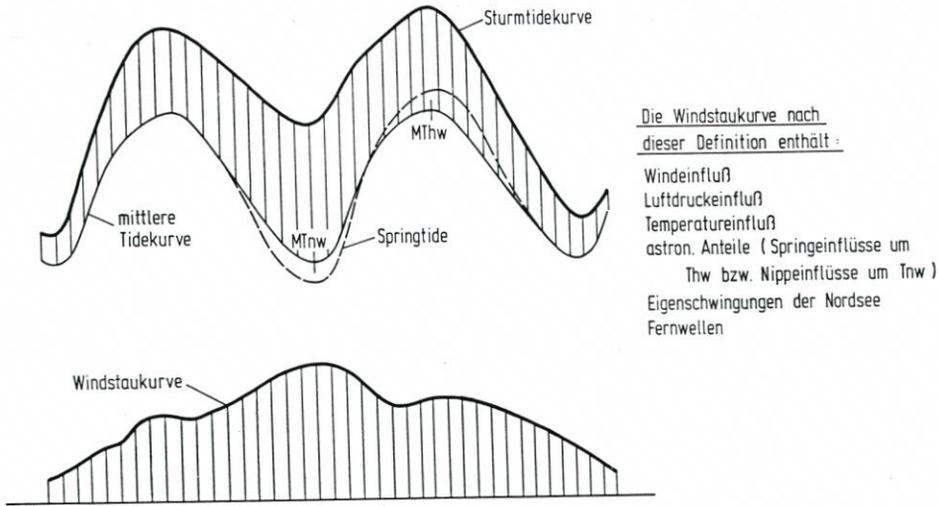


Abb. 8: Definition der hier verwendeten Windstaukurve

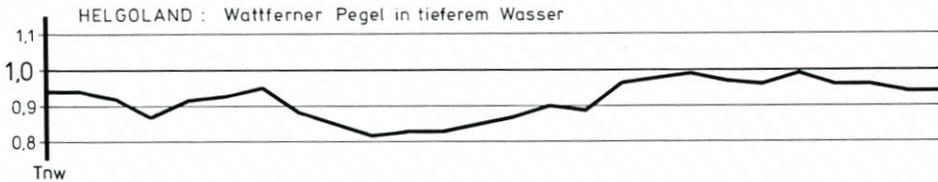


Abb. 9: Windstau-Kennlinie Helgoland zu Alte Weser; die Linie zeigt das Verhältnis der Windstaugrößen über die Tide (aus SIEFERT und LASSEN, 1985)

Der Vollständigkeit halber sei abschließend erwähnt, wie hoch (bezogen auf Helgoländer Null) die bisher höchsten gemessenen Sturmfluten aufliefen:

16. 2. 1962:	3,60 m HN
21. 1. 1976:	3,44 m HN
3. 1. 1976:	3,40 m HN

Diese Höhen (umgerechnet auf NN, s. o.) liegen rd. 1,0 bis 1,5 m niedriger als etwa in Cuxhaven.

4. Seegang

Oft sind kontinuierliche Aufzeichnungen von Wasserständen und Wind die einzig verwertbaren Unterlagen, aus denen Kenntnisse über die Seegangintensität abgeleitet und als Hilfe bei Planungsaufgaben berücksichtigt werden können. Entsprechend wurde z. B. im Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig für die exponierte Lage der Insel Helgoland in der südlichen Nordsee trotz fehlender Wellenaufzeichnungen aus dem unmittelbaren Seegebiet um Helgoland über Wellenbeobachtungen auf den Feuerschiffen in der Deutschen Bucht sowie über Wind-Wellenkorrelationen und Anwendung von Wellenvorhersageverfahren das Wellenklima vor Helgoland abgeschätzt.

Seit kurzer Zeit laufen nun auch Seegangsmessungen im Raum Helgoland durch das

DHI, ohne daß darüber bereits Daten veröffentlicht wurden. Insel und Düne sind bei ihrer exponierten Lage starkem Seegangsangriff ausgesetzt; die Düne liegt allerdings bei den vorherrschenden Sturmlagen im Lee der Hauptinsel und ihrer künstlichen Fortsetzungen im Norden (Nordmole) und Süden (Hafenanlagen). Dennoch wird sie auch bei diesen Windlagen von Wellen angegriffen, die durch Diffraktion (Wellenbeugung in kreisförmigen Bahnen um ein Hindernis) um die Hauptinsel gelangen und auf ansteigendem Seegrund außerdem noch der Refraktion (Wellenbeugung durch abnehmende Wassertiefe) unterworfen sind, wie FÜHRBÖTER und DITTE (1986) nachgewiesen haben.

Ein frühes Beispiel für intensive Beschäftigung mit dem Seegangsklima gibt ECKHARDT (1929)³. Er schreibt u. a.:

„Beim Beginn des Hafenbaues im Jahre 1908 wurden Beobachtungen über Wellenlänge, Wellengeschwindigkeit und Wellenhöhe angestellt auf dem Gebiete, das vor der zu errichtenden Westmole in Wassertiefen von etwa 5 m bei Hochwasser lag, um Anhaltspunkte für den zu erwartenden Wellenangriff auch für die Mole in größeren Tiefen zu bekommen. Zum Messen von Länge und Geschwindigkeit der Wellen wurden westlich der Linie, auf der die gegen die Hauptsturmrichtung schützende Westmole errichtet werden sollte, zwei Reihen von Bojen in Wassertiefen von 4 bis 6 m bei Hochwasser rechtwinklig zueinander verlegt. Die Bojen jeder Reihe lagen 100 m weit voneinander entfernt. Mittels einer Stoppuhr wurde beobachtet, welche Zeit eine Welle brauchte, um von einer Boje zur anderen zu gelangen.

In vielen Fällen konnte die Richtung der Wellen durch Peilung mittels des Kompasses oder durch Winkelmessung von einer festgelegten Basis aus bestimmt werden. Zur Höhenmessung diente eine Säule aus Quadranteisen, die inmitten des Bojensystems errichtet war. Sie war ähnlich wie eine Pegellatte verschiedenfarbig unterteilt, so daß man recht gut beurteilen konnte, wie hoch die Wellen an der Säule aufliefen.

Bei den ersten Beobachtungen stellten wir bei Windstärke 6 und Windrichtung WSW Wellenlängen von etwa 45 m und eine Höhe⁴ von 1,2 m fest. Spätere Messungen ergaben Längen von 58 bis 73 m und Höhen von 1,6 bis 2 m. Diese Wellen dürfen nicht als freischwingende Wellen angesehen werden, da sie über flachem Grund gemessen worden sind und schon an der Steilkante des untermeerischen Sockels, etwa 300 m vorher, gebrandet hatten.

Bei einem Südweststurm Stärke 8 wurden Längen bis zu 100 m gemessen. Die Höhen müssen über 3 m betragen haben. Bei einem wenige Tage später einsetzenden Südweststurm Stärke 9 wurden Wellenlängen bis zu 110 m gefunden. Die höchsten Wellen vor der Mole erreichten annähernd 5 m.

Die besten und sichersten Wellenbeobachtungen wurden durch Photogrammetrie erzielt. Zu den Wellenaufnahmen dienten zwei Phototheodolite der Firma Zeiß in Jena, die 250 mm Brennweite hatten und für Platten von 12 × 30 cm Größe eingerichtet waren. Die beiden Instrumente wurden auf der Südspitze von Helgoland in einem Abstände von 28 m voneinander, etwa 45 m über dem Wasserspiegel auf festen Mauerpfeilern aufgestellt. Ihre Verschlüsse wurden elektrisch gleichzeitig gelöst, und die beiden Negative lieferten Bilder, die in einem Stereoskop plastisch wirkten und im Stereokomparator zu Wellenkarten ausgewertet werden konnten. Diese geben die Höhen, Längen und Richtungen der Wellen an und lassen auch ihre Form erkennen. Man ersieht aus diesen Schnitten, wie die Wellen mit flacher werdendem Wasser steiler werden und in welcher Form sie über die Mole gingen.“

Später (1956) berichtet derselbe Autor über ein Erlebnis während einer schweren Sturmflut im Jahre 1916:

„Da hörte ich plötzlich einen dumpfen, schweren Knall, ähnlich dem, den wir vom Abfeuern der schweren Geschütze auf dem Oberlande kennengelernt hatten. Ich sah unwillkürlich nach Norden, so daß ich auch die ganze Flucht der um diese Zeit 400 m langen Bekrönungsmauer der Westmole vor Augen hatte. Mit dem dumpfen Aufpralle des nächsten Brechers auf die Mole sah ich nun ganz deutlich, wie an vielen Stellen der unteren Fuge der Bekrönungsmauer in Höhe von

³ Der Verfasser bedankt sich bei Herrn BD Thiemann für den Hinweis auf diese Arbeit

⁴ Da es sich um Wellenschätzungen handelt, ist diese etwa gleich der kennzeichnenden Wellenhöhe $H_{1/3}$

+5,25 m weißer Gischt über die hier liegende Fahrbahn hinter der Mole spritzte. Nach dem nächsten Brecher stand die ganze Flucht der Mauer, die vorher doch eine Gerade gewesen war, in einer Zickzacklinie. Ich habe einen Augenblick geglaubt, nicht richtig zu sehen, aber beim nächsten Brecher wußte ich, daß das, was ich gefürchtet hatte, eingetreten war: daß die ganze untere Fuge der Brüstungsmauer in 400 m Länge und 1,65 m Breite dem Wellenstoße nachgegeben hatte und auf ihrer ganzen Länge und Breite aufgerissen war.“

ECKHARDT (1956) faßt seine Erfahrungen dahingehend zusammen, daß sich die Wellen nur solange nach der Uferlinie einstellen, als der Einfluß des Windes auf sie gering ist. Wird aber der Wind zum Sturm, dann stellen sich die Wellen auf die Richtung des Windes ein, d. h., sie laufen vor dem Winde.

Zwar lassen sich Diffraktionen und Refraktionen mit den modernen Hilfsmitteln der heutigen Elektronenrechner durchaus berechnen, doch ist gerade der Seegrund um Helgoland denkbar schlecht für die Anwendung solcher Rechenverfahren geeignet, weil er eine außerordentlich reich gegliederte Topographie aufweist und daher für die Eingabe der Randbedingungen erhebliche Programmierarbeit und Speicherkapazität verlangt. Dennoch ist es FÜHRBÖTER und DETTE (1986) gelungen, auch ohne Messungen auf dem eingangs skizzierten Wege verlässliche Bemessungsgrundlagen für die Düne zu schaffen⁵.

Entscheidend für die Seegangsverhältnisse ist natürlich der Wind. So zeigt die folgende Tabelle die Richtungen der Starkwinde und Stürme mit einer eindeutigen Häufung im Sektor SSW bis WNW:

Richtungen, aus denen vorwiegend Starkwinde mit Bft ≥ 8 auftreten,
in Stunden je Jahr (Wetterstation Helgoland)

Richtung	langjähriges Mittel
NO	3,0
ONO	5,4
S	4,9
SSW	10,5
SW	5,7
WSW	9,1
W	10,5
WNW	8,1

Als weiteres Beispiel wird auf Abb. 10 die Verteilung der Windrichtungen während der hohen Sturmfluten der 1970er Jahre gegeben. Bei erhöhten Wasserständen ist danach vornehmlich mit Seegang aus WSW bis WNW zu rechnen, wo zugleich das Maximum der Sturmhäufigkeit liegt.

Hinzu kommt die große Bedeutung der Verweilzeit hoher Wasserstände. Für die Schadenswirkung einer Sturmflut ist nämlich nicht allein die Höhe des Scheitelwasserstandes maßgebend, sondern auch die Zeit, die sich der Wasserstand um diesen Scheitelwert aufgehalten hat (FÜHRBÖTER, 1979). Beispielsweise hatten die Sturmfluten vom Februar 1962 und vom November 1981 erheblich höhere Verweilzeiten unterhalb des Scheitelwasserstandes als die Sturmflut vom 3. 1. 1976, bei der sie relativ kurz war.

Das führt zu berechneten kennzeichnenden Wellenhöhen $H_{1/3}$ bis zu 6 m aus WNW bis

⁵ Der Verfasser ist den Autoren für die Einsicht in unveröffentlichte Unterlagen und wichtige Hinweise sehr dankbar.

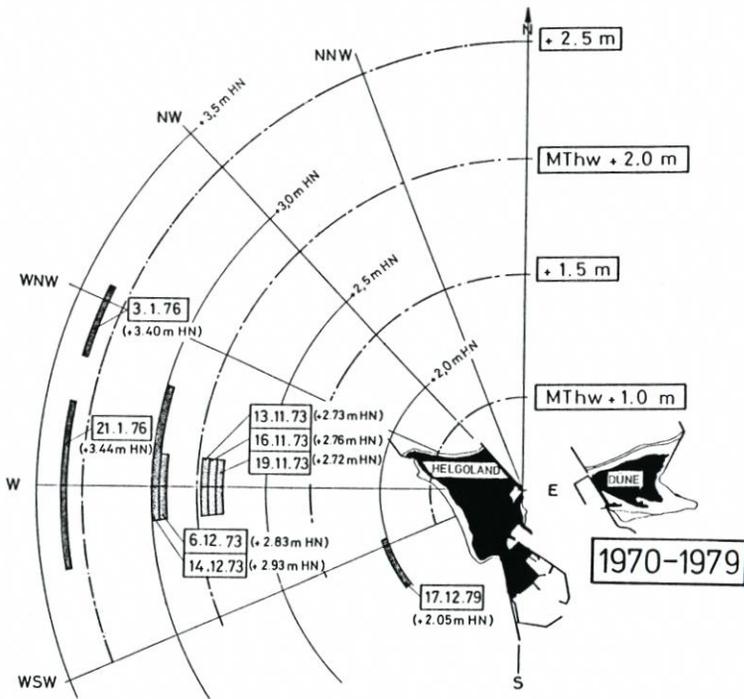


Abb. 10: Windrichtungen auf Helgoland während der hohen Sturmfluten der 1970er Jahre (aus FÜHRBÖTER und DETTE, 1986)

N bei mittleren Perioden von 8 bis 9 s. Beides sind Werte, die an der deutschen Nordseeküste nirgends erreicht werden.

5. Schriftenverzeichnis

- DT. HYDROGR. INST.: Die Strömungen in der Deutschen Bucht. Eigenverlag, Hamburg, 1983.
- ECKHARDT, A.: Erfahrungen über Wellenwirkung beim Bau des Hafens in Helgoland. Jb. der Hafenbautechn. Ges., 1929.
- ECKHARDT, A.: Wellenstoß auf Hafensmolen. Beobachtungen auf Helgoland. Die Bautechnik, H. 12, 1956.
- FÜHRBÖTER, A.: Über Verweilzeiten und Wellenenergien. Mitteilungen des Leichtweiß-Inst. der TU Braunschweig, H. 65, 1979.
- FÜHRBÖTER, A. u. DETTE, H. H.: Zur Entwicklung der Düne Helgoland. Die Küste, H. 43, 1986.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 50, 1989.
- MÖLLER, L.: Das Tidegebiet der Deutschen Bucht – Die Vertikalkomponente der Gezeiten. Veröff. des Inst. für Meereskunde, geogr.-wiss. Reihe, H. 23, E. S. Mittler und Sohn, Berlin, 1933.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. Die Küste, H. 42, 1985.
- WIESE, H.-W.: Messungen der Wasserstände in der Deutschen Bucht während DEBEX '81. Intermaritec, 1982.