

# ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

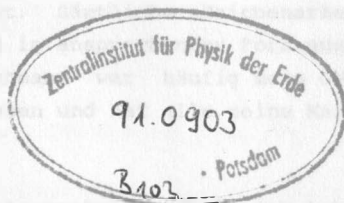
---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde

Nr. 115

## Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen im südlichen Ostseeraum

von  
Hans Weise



Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde  
Potsdam

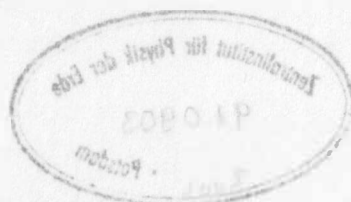
---

Als Manuskript gedruckt  
Potsdam 1990

Rezente vertikale  
Erkrustenbewegungen  
im  
südlichen Ostseerum



von  
Hans Wernke



Herausgegeben vom Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde

Potsdam

Als Monographie gedruckt

Potsdam 1990

## Vorwort

Die Thematik "Rezente vertikale Erdkrustenbewegung" und damit die "Untersuchungen zu den Niveaushiftungen zwischen Land und Meer" sind seit fast 3 Jahrzehnten Gegenstand der Forschungsarbeit unseres Instituts gewesen. Die Arbeitsintensität war in diesem langen Zeitraum unterschiedlich und die verfügbare Arbeitskapazität war Wechsels unterworfen.

In der zurückliegenden Zeit sind die Ergebnisse dieser Arbeiten meist in internen Forschungsberichten fixiert worden, die der Allgemeinheit nicht zugänglich sind. Mit der jetzt vorgelegten Monographie soll das von uns Erreichte dokumentiert werden und steht damit für alle fachlichen Interessenten offen.

Am Gelingen dieser Arbeit waren natürlich mehrere Mitarbeiter beteiligt, die mir über viele Jahre hinweg tatkräftig geholfen haben. *Herr Ing. G. Langer* war im gesamten Bearbeitungszeitraum des Forschungsthemas tätig und hat insbesondere die rechnerische Datenanalyse mit Sorgfalt und Umsicht betreut. Er wurde dabei von *Frau E. Engmann* unterstützt. *Frau J. Pinschke* hat mit großer Zuverlässigkeit viele und umfangreiche Testrechnungen ausgeführt und die Reinschriften mehrerer Forschungsberichte mit bemerkenswerter Gewissenhaftigkeit angefertigt. *Frau V. Söllner* zeichnet für die druckfertige Reinschrift und die Gestaltung der vorliegenden Monographie verantwortlich, wobei sie viel Geduld und Akribie bewiesen hat. Sämtliche Zeichenarbeiten hat *Frau B. Lochter* sorgfältig und in ansprechender Form ausgeführt. *Herr Dr. sc. techn. E. Buschmann* war häufig mein Gesprächspartner in fachlichen Diskussionen und hat alle meine Manuskripte kritisch gelesen.

Diesem genannten Personenkreis danke ich herzlich für die mir gewährte Hilfe.

Potsdam, im Dezember 1990

Hans Weise

Wiederholt wird hier die Möglichkeit einer  
Veränderung der Vertragsbedingungen angedeutet.  
Dabei wird auf die Möglichkeit hingewiesen,  
dass die Vertragsbedingungen auch in Zukunft  
abgeändert werden können. Dies ist eine  
wichtige Information für die Vertragspartner.

Die Vertragsbedingungen sind im Allgemeinen  
so gestaltet, dass sie den Interessen  
beider Parteien gerecht werden. Es ist  
jedoch zu beachten, dass die Vertrags-  
bedingungen auch in Zukunft abgeändert  
werden können. Dies ist eine wichtige  
Information für die Vertragspartner.

Die Vertragsbedingungen sind im Allgemeinen  
so gestaltet, dass sie den Interessen  
beider Parteien gerecht werden. Es ist  
jedoch zu beachten, dass die Vertrags-  
bedingungen auch in Zukunft abgeändert  
werden können. Dies ist eine wichtige  
Information für die Vertragspartner.  
Die Vertragsbedingungen sind im Allgemeinen  
so gestaltet, dass sie den Interessen  
beider Parteien gerecht werden. Es ist  
jedoch zu beachten, dass die Vertrags-  
bedingungen auch in Zukunft abgeändert  
werden können. Dies ist eine wichtige  
Information für die Vertragspartner.

Die Vertragsbedingungen sind im Allgemeinen  
so gestaltet, dass sie den Interessen  
beider Parteien gerecht werden. Es ist  
jedoch zu beachten, dass die Vertrags-  
bedingungen auch in Zukunft abgeändert  
werden können. Dies ist eine wichtige  
Information für die Vertragspartner.

0.1. Abbildungen

	Seite
1 Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde	14
2 Langjährige Monatsmittel der Wasserstände Swinemünde, Zeitraum 1811-1910	15
3 Jahresmittel der Wasserstände, Wismar und Warnemünde	24
4 Differenzen in den Jahresmitteln des Wasserstandes Wismar und Warnemünde	25
5 Wismar, Jahreswelle $S_a$ + Halbjahreswelle $S_{sa}$	29
6 Warnemünde, Jahreswelle $S_a$ + Halbjahreswelle $S_{sa}$	31
7 Differenz der Gezeiten ( $S_a + S_{sa}$ ) (Warnemünde minus Wismar)	33
8 Zusammenhang zwischen Mittelwasser MW und geographischer Länge	39
9 Finites Differenzengitter, Ostsee, nach Häkkinen	44
10 Modellberechnung des Wasserstandes, Sturmperiode	46
11 Modellberechnung des Wasserstandes, stabile Wetterlage	47
12 Meeresrelief approximiert	49
13 Ebene im Raum	51
14 Testgebiet für den marinen Gradienten	55
15 Lage der meteorologischen Hauptstationen	61
16 Barisches Feld	63
17 Vergleich zwischen gemessenem und berechnetem Wasserstand, stündliche Werte	72
18 Luftdruck über der südlichen Ostsee, Mai 1984	74
19 Monatsmittel des Wasserstandes der Pegelstation Saßnitz	87
20 Amplitude der Nodaltide $M_N$	89
21 Niveauverschiebungen zwischen Land und Meer, Pegelstation Wismar	94

**0.2. Tabellen**

	Seite
1 Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1945	12
2 Wasserstandsdaten der 4 Hauptpegel der ehemaligen DDR	22
3 Wismar, Monatsmittel des Wasserstandes vom Zeitraum 1940 bis 1950	28
4 Warnemünde, Monatsmittel des Wasserstandes vom Zeitraum 1940 bis 1944 und 1946 bis 1950	30
5 Warnemünde, Monatsmittel für 1945 ergänzt	32
6 Korrelation und Regression zwischen Mittelwasser MW und geographischer Länge $\lambda$	38
7 Koordinaten der Pegelstationen zur Berechnung des marinen Gradienten	56
8 Meteorologische Hauptstationen	64
9 Koordinaten, Winkel, Azimute, Strecken	66
10 Die wichtigsten Meeresgezeiten der südlichen Ostsee	77
11 Perioden im Wasserstand, Pegelstation Saßnitz	80
12 Reelle Perioden im Wasserstand der südlichen Ostsee	86
13 Nodaltide $M_N$	88
14 Trendberechnung der Niveaueverschiebungen	91

### 0.3. Verzeichnis der Formelsymbole

a	-	Regressionskoeffizient; additive Größe
b	-	Trend der Niveauverschiebungen
b,c	-	Richtungskoeffizienten
d	-	Rechengröße
e <sub>s,t</sub>	-	Entfernung zwischen den Punkten s und t
f	-	Abweichung vom Soll- oder Mittelwert
g	-	Schwerebeschleunigung, gemessen
grad p	-	Betrag des barischen Gradienten
h	-	Höhe, allgemein
i	-	Laufindex
k	-	Umrechnungsfaktor
m	-	mittlerer Fehler (identisch mit Standardabweichung)
n	-	Anzahl der Stützstellen für die Ebene im Raum
p <sub>i</sub>	-	Luftdruck am Punkt i
q	-	Korrektion wegen permanenter Gradienten
r	-	Korrelationskoeffizient, allgemein
r <sub>α</sub>	-	Korrelationskoeffizient (Azimut)
r <sub>grad</sub>	-	Korrelationskoeffizient (Gradientbetrag)
s,t	-	Stationen
t	-	Kreisfrequenz
u	-	Rechengröße
v	-	Anzahl der Unbekannten
w	-	Wasserstand, allgemein
x,y,z	-	Kartesische Koordinaten
Y	-	periodische Funktion
A	-	Amplitude einer periodischen Schwingung
D	-	Determinante
E	-	Expektanz
F	-	Hilfspunkt im barischen Feld
H	-	Station mit höchstem Luftdruck (barisches Dreieck)
H,R	-	Gauß-Krüger-Koordinaten
K	-	meteorologische Station Kopenhagen (Dänemark)
L	-	linke Station von H aus (barisches Dreieck)
M	-	Maßstab

N	-	Anzahl der Meßwerte einer Zeitreihe
P <sub>0</sub>	-	Zentrum des hydrokinematischen Nivellements
Q	-	Hilfspunkt im barischen Feld
R	-	rechte Station von H aus (barisches Dreieck)
S	-	meteorologische Station Szczecin (Polen)
T	-	Periodenlänge
V	-	meteorologische Station Visby (Schweden)
G	-	Meereszeit
X	-	} Koordinaten, allgemein
Y	-	
Z	-	
$\alpha_{s,t}$	-	Azimit von s nach t
$\alpha_p$	-	Azimit des barischen Gradienten
$\alpha_\eta$	-	Azimit des marinen Gradienten
$f_m$	-	mittlere Schwerebeschleunigung, berechnet
$f_t$	-	Dreieckswinkel im barischen Dreieck am Punkt t
$\epsilon$	-	Ablenkungswinkel des Gradientwindes
grad $\eta$	-	Betrag des marinen Gradienten
$\gamma_{H,R}$	-	reziproker barischer Teilgradient von H nach R
$\alpha$	-	Azimitkoeffizient
$\lambda$	-	geographische Länge
$\mu$	-	Rechengröße beim Meeresrelief
$\xi$	-	Winkel zwischen rechter Seite und Gradientrichtung im barischen Dreieck
$\phi$	-	Umrechnungsfaktor von Bogen- in Winkelmaß
$\sigma$	-	Standardabweichung
$\varphi$	-	geographische Breite; Phasenschwingung
$\chi$	-	Deviationswinkel
$\omega$	-	Phase einer periodischen Schwingung; Winkelgeschwindigkeit
HKN	-	Hydrokinematisches Nivellement
HN 76	-	Normal-Höhensystem 1976
MW	-	Mittelwasser
PN	-	Pegelnulld
UTC	-	Koordinierte Universalzeit



## 1. Einführung in das Problem

Um die Lage der Erdoberfläche in vertikaler Richtung eindeutig festlegen zu können, bedarf es eines Fixpunktes, den man sich durch die ungestörte Oberfläche der Weltmeere dargestellt denken kann. Nach diesem Prinzip haben viele Staaten der Erde das Höhensystem ihres Landes angelegt, wobei nicht immer der mittlere Meeresspiegel an der Küste des betreffenden Landes Bezugspunkt war. In Deutschland wurde beispielsweise für viele Jahrzehnte die Niveaufläche durch den Nullpunkt des Pegels bei Amsterdam (Niederlande) als Bezugshorizont für das Höhensystem benutzt und als "Normal-Null" (N.N.) bezeichnet. Die Festlegung eines solchen ideellen Nullpunktes geschieht durch Mittelung vieljähriger Wasserstandsbeobachtungen des betreffenden Ortes.

Der eigentliche Anschlußpunkt für die Höhenmessungen eines Landes ist nun aber nicht der Pegelnullpunkt selbst, sondern eine geologisch sichere, meist unterirdische Vermarkung im Innern des Landes (Normal-Höhenpunkt). Sind vertikale Veränderungen der Erdkruste nachzuweisen, so kann dies durch wiederholte Messungen auf Nivellementslinien in bezug auf den Normal-Höhenpunkt geschehen. Veränderungen im Laufe der Zeit lassen sich so mit großer Genauigkeit nachweisen, wobei jedoch der Bezugspunkt als unveränderlich in seiner Höhenlage und die Gleichwertigkeit der Nivellements zu verschiedenen Epochen vorausgesetzt werden müssen. Das Zeitintervall für das Wiederholungsnivellement beträgt hierbei gewöhnlich 20 Jahre [Boulanger, Mescherikov (1962)].

Nehmen weiträumige Gebiete - einschließlich des Bezugspunktes - an einer Schollenbewegung teil oder ist die Genauigkeit der nivellistischen Meßverfahren im Untersuchungszeitraum nicht gleichwertig, so lassen sich durch diese rein geodätischen Meßmethoden keine eindeutigen Nachweise der Veränderungen erbringen. In einem solchen Falle bedarf es zusätzlicher ozeanographischer Beobachtungen (Pegelmessungen), um Erdkrustenbewegungen zu erkennen.

Bei der mathematischen Behandlung des genannten Problems wird vom ideellen Fall der ungestörten Meeresoberfläche als Höhenbezug ausgegangen, die eine besondere Äquipotentialfläche darstellt und nach Listing (1872) als "Geoid" bezeichnet wird. De facto ist der Meeresspiegel jedoch von zahlreichen Komponenten gestört. Zu den wichtigsten zählen der Windeinfluß, die Luftdruckverteilung, die Meeresströmung, die Gezeiten, der Salzgehalt und die Temperaturschichtung. Einige Störglieder lassen sich durch langjährige Beobachtungen hinreichend eliminieren, andere sind nur teilweise oder nur unsicher erfaßbar.

Die Bestimmung von rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen aus der Analyse von Wasserstandsmessungen ist eine wissenschaftliche Aufgabe, deren Anfänge bis etwa in die Mitte des 20. Jahrhunderts zurückreichen. Finnische Wissenschaftler hatten im Bottnischen Meerbusen Veränderungen zwischen dem jeweiligen Bezugsniveau von Land und Meer festgestellt, wobei Pegelmessungen an einigen Stationen über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten die Grundlage bildeten [Witting (1918), Bergsten (1931), Lisitzin (1945), Hela (1953), Bergsten (1954), Lizitzin (1957)].

Die rechnerische Analyse dieser Beobachtungsdaten erbrachte zwei wesentliche Ergebnisse:

- Benutzt man den mittleren Wasserstand der jeweiligen Pegelstation als Bezugsniveau, so ergeben sich Landhebungen, deren Betrag mit zunehmender geographischer Breite wächst und
- die Beträge der Landhebung sind beachtlich: sie reichen von 3 mm/Jahr im Süden des Bottnischen Meerbusens bis zu 9 mm/Jahr im Norden dieser Meerenge.

Ähnliche Untersuchungen wurden in der Folgezeit auch vereinzelt von anderen Wissenschaftlern ausgeführt [Gaye (1951)]. Aber erst während der XVI. Generalversammlung der IUGG 1960 in Helsinki ist von der IAG eine "Commission on Recent Crustal Movements"

(CRCM) gebildet worden, die sich weltweit und zielgerichtet der Erforschung des Phänomens der vertikalen Erdkrustenbewegung widmet. Für die damit verbundene Problemstellung galt es, die in Skandinavien gewonnenen Erkenntnisse sinnvoll auf das Küstengebiet von Norddeutschland zu übertragen.

Der Übergang von den lokalen Verhältnissen in Finnland auf jene der südlichen Ostseeküste verlief nicht ohne Schwierigkeiten. Es war zu erwarten, daß wegen der geologischen Gegebenheiten im Ostseeraum (Kippung des Fennoskandischen Schildes) die Änderung des Bezugsniveaus an der südlichen Küste nur gering sein würde und der Nachweis u. U. nicht signifikant zu führen wäre. Und in der Tat war im ersten Test, bei dem Beobachtungen nur über einen Zeitraum von einigen Jahrzehnten verwendet wurden, kein Trend erkennbar. Das Problem wurde dann dadurch lösbar, daß Pegelbeobachtungen über eine Zeitdauer von mehr als 100 Jahren genutzt werden konnten. Durch die Fülle dieser Daten über einen so langen Zeitraum blieben mögliche Unregelmäßigkeiten im zeitlichen Verlauf des Wasserstandes wirkungslos und der Trend wurde erkennbar.

Das Geodätische Institut Potsdam (GIP) hatte schon frühzeitig die Bedeutung von regelmäßigen Wasserstandsbeobachtungen für die Anlage und die Überwachung eines Höhensystems erkannt. Einer Empfehlung der "Allgemeinen Konferenz der Europäischen Gradmessung" von 1864 bzw. 1867 folgend, wurde bereits 1870 der erste selbstregistrierende Pegel (Mareograph) in Swinemünde eingerichtet [Seibt (1881)]. Später wurden weitere Pegel installiert und um die Jahrhundertwende lag eine Kette von 9 Pegelstationen an der Südküste der Ostsee vor, die etwa 10 Längengrade (700 km) umspannte. Die Tabelle 1 vermittelt einen Überblick von der geographischen Verteilung dieser Pegelstationen.

**Tabelle 1**Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1945

Station	$\varphi$	$\lambda$	Messungen seit
Travemünde	53°58'	10°52'	1855
Marienleuchte	54 30	11 15	1882
Wismar	53 54	11 28	1849
Warnemünde	54 11	12 05	1882
Arkona	54 41	13 27	1882
Swinemünde	53 55	14 16	1811
Stolpmünde	54 35	16 51	1908
Pillau	54 39	19 54	1898
Memel	55 43	21 07	1898

Auf Veranlassung des Geodätischen Instituts Potsdam ist zwischen 1896 und 1911 das "Küstennivellement" von der Preußischen Landesaufnahme ausgeführt worden, das alle Pegel und sämtliche Höhenreferenzpunkte erfaßte. Dieses großangelegte Nivellement wurde später in besonderer Weise rechnerisch bearbeitet und die dabei abgeleiteten Höhen im "System des ausgeglichenen Küstennivellements" gelten teilweise noch heute als Bezugssystem für die Bestimmung von Erdkrustenbewegungen [Montag (1967)].

Um die von Jahr zu Jahr stark streuenden Mittelwerte des Wasserstandes zu glätten, wurden bei der numerischen Analyse größere Zeiträume zusammengefaßt. Im ersten Versuchsstadium wurden 50jährige Mittel benutzt, wobei diese Größe des mathematischen Filters zunächst willkürlich gewählt war. Das Ergebnis war insofern überraschend, als daß

- ein deutlicher Trend in den Niveauverschiebungen erkennbar wurde (Abb. 1),
- die Größe des Betrages sich gut in die Vorstellungen von der Schollenkipfung des Fennoskandischen Schildes einfügte,
- der errechnete Trend mit sehr kleiner Unsicherheit erhalten wurde,
- eine Jahresperiode im Wasserstand signifikant nachweisbar war (Abb. 2).

Bereits zwei Jahre nach Gründung der CRCM fand das I. Internationale Symposium "Rezente Erdkrustenbewegung" in Leipzig statt, auf dem die ehemalige DDR als einziges Land ein Ergebnis vorlegte, das sich auf die Ableitung von Krustenbewegungen aus Pegelmessungen bezog [Weise (1962), Lerbs (1962)]. Untersuchungsobjekt war hierbei die Station Swinemünde mit dem Datenmaterial von 1811 bis 1943.



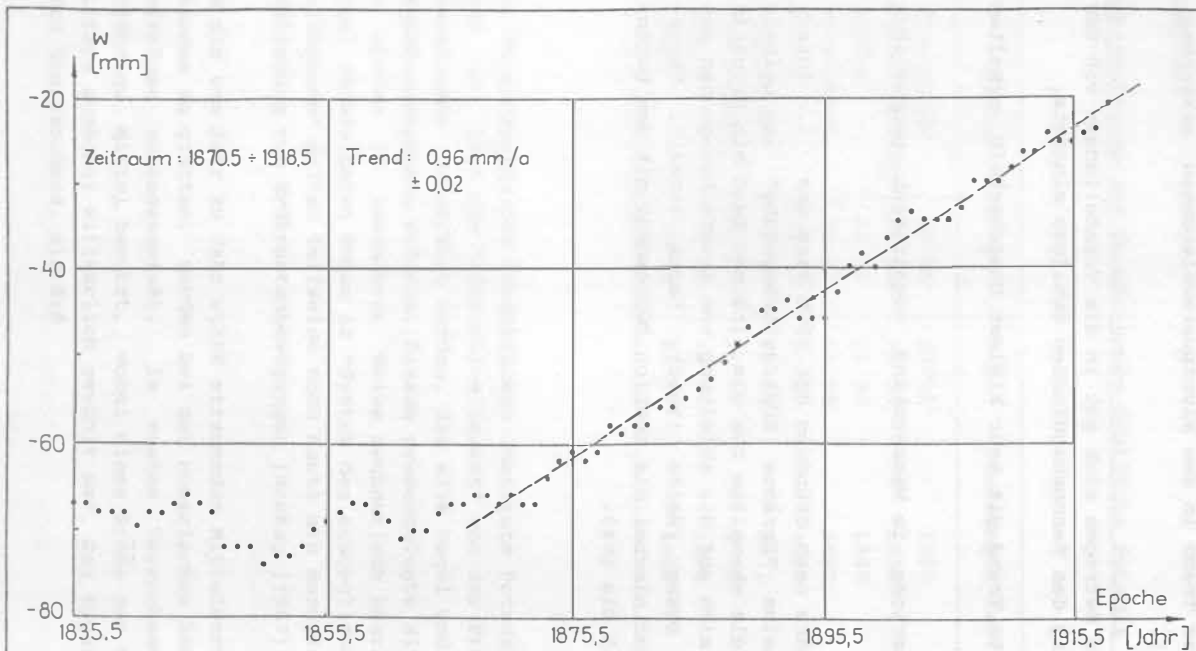


Abb. 1 Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde

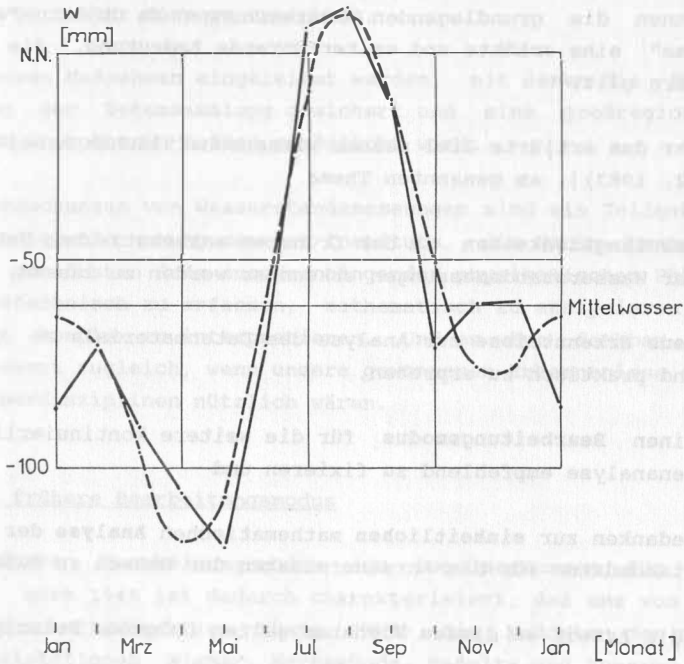


Abb. 2 Langjährige Monatsmittel der Wasserstände  
Swinemünde, Zeitraum 1811 - 1910

## 2. Die Forschungsaufgabe

Der Erforschung des Geoids - welches durch die ungestörte Meeresoberfläche verkörpert wird - widmet man gerade in jüngster Zeit weltweit besondere Aufmerksamkeit. In diesem Zusammenhang gewinnen die grundlegenden Untersuchungen am Objekt "südliche Ostsee" eine erhöhte und weiterführende Bedeutung, die es zu fördern gilt.

Es war das erklärte Ziel meiner wissenschaftlichen Arbeit [Weise (1982, 1983)], am genannten Thema

- **Unzulänglichkeiten** in der früheren mathematischen Behandlung der Wasserstandsmessungen erkennbar werden zu lassen,
- **neue Erkenntnisse** zur Analyse des Datenmaterials zu gewinnen und praktisch zu erproben,
- einen **Bearbeitungsmodus** für die weitere kontinuierliche Datenanalyse empfehlend zu fixieren und
- Gedanken zur **einheitlichen** mathematischen **Analyse** der Wasserstandsdaten für die Anrainerstaaten der Ostsee zu äußern.

Für die Arbeit an diesem Vorhaben galten folgende Prinzipien:

- Sind Störeinflüsse auf die Wasserstandsbeobachtungen erkannt, physikalisch begründbar und numerisch sicher bestimmbar, so sind entsprechende Korrekturen anzubringen. Eine Zahlenanalyse ohne jegliche Korrekturen ist nicht sinnvoll.
- Korrekturen sollen bereits bei den Originalwerten angebracht werden. Es ist nicht zu empfehlen, pauschal bestimmte Korrekturen an Mittelwerten über größere Zeiträume anzubringen; dadurch werden u. U. die Meßwerte verfälscht.



- Den großen bzw. den sicher bestimmbareren Störeinflüssen auf den Wasserstand ist größere Aufmerksamkeit zu widmen als den kleinen bzw. unsicher bestimmbareren Einflüssen.
- Alle Meßdaten, die für eine Pegelanalyse benötigt werden, sind in EDV-gerechter Form zu speichern.
- Es müssen Maßnahmen eingeleitet werden, mit denen die Fortführung der Datensammlung gesichert und eine großregionale Analyse in späteren Zeiten ermöglicht wird.

Die Untersuchungen von Wasserstandsmessungen sind ein Teilgebiet der Grundlagenforschung unseres Instituts, die darin besteht, alle mit der festen Erde zusammenhängenden physikalischen Phänomene meßtechnisch zu erfassen, mathematisch zu analysieren und möglichst komplex zu interpretieren. Und es wäre denkbar und wünschenswert zugleich, wenn unsere gewonnenen Erkenntnisse auch für Nachbardisziplinen nützlich wären.

### 2.1. Der frühere Bearbeitungsmodus

Der frühere Bearbeitungsmodus der Pegelmessungen für den Zeitraum nach 1945 ist dadurch charakterisiert, daß uns von der Wasserwirtschaftsdirektion Küste (WWD) die Meßdaten der vier Hauptpegelstationen Wismar, Warnemünde, Saßnitz und Koserow zur Verfügung gestellt wurden. Mit den Ergebnissen der Kontrollnivelements durch WWD und Kombinat Geodäsie und Kartographie waren alle Meßdaten auf ein einheitliches Bezugsniveau zu reduzieren. Durch geeignete Auswahl bzw. durch Zusammenfassung der Daten sind dann aus diesem Zahlenkollektiv detaillierte Untersuchungen angestellt worden. Von den in jüngster Zeit erhaltenen Ergebnissen mögen genannt sein:

- Bestimmung kurzperiodischer Meeresgezeiten bis zur Periodenlänge von einem Tag für die 4 Hauptpegelstationen der ehemaligen DDR [Weise (1988)],

- Vergleich der nach verschiedenen Berechnungsmethoden bestimmten kurzperiodischen Gezeiten [Weise (1988)],
- Bestimmung der langperiodischen Gezeiten  $S_a$  und  $S_{sa}$  für 6 Stationen an der südlichen Ostsee in einer räumlichen Ausdehnung von mehr als  $90^\circ$  geographischer Länge, wobei Gesetzmäßigkeiten zwischen Amplitude und geographischer Länge sowie zwischen Phase und geographischer Länge nachgewiesen werden konnten [Weise (1988)],
- Bestimmung der Höhenlage der Inseln Rügen und Greifswalder Oie aus Wasserstandsbeobachtungen an 2 Haupt- und 5 Nebenpegeln mittels der eigens entwickelten Methode des "Hydrokinematischen Nivellements" [Weise (1985), (1986)].

Das Hauptanliegen der Arbeit war jedoch die Ableitung von Niveaueverschiebungen zwischen Land und Meer aus langfristig gemittelten Beobachtungsdaten (Jahresmittel).

Durch den glücklichen Umstand bedingt, daß das Geodätische Institut Potsdam vor mehr als 100 Jahren Mareographen an der südlichen Ostsee eingerichtet und wissenschaftlich betreut hat, verfügten wir über lange Zeitreihen. Erst dieser gewaltige Datenfonds hat es ermöglicht, die außerordentlich geringen Beträge der Niveaueverschiebungen zwischen Land und Meer, die in der Größenordnung von 1 mm pro Jahr liegen, überhaupt erkennen und nachweisen zu können.

Wegen der in Amplitude und Phase für die südliche Ostseeküste unbekanntem Nodalzeit  $M_N$  mit einer Periodenlänge von 18,6 Jahren sind die Jahresmittel des Wasserstandes nochmals zu 19jährigen Mitteln zusammengefaßt worden und erst damit ist der Trend berechnet worden. Durch die Hinzunahme weiterer Meßdaten nach einem Zeitraum von 5 Jahren sind dann jeweils neue Trendberechnungen ausgeführt worden.

Für die Pegelstationen Saßnitz und Koserow, die noch nicht so lange arbeiten und demzufolge nur über kleine Datenfonds verfügen, konnten bisher überhaupt keine Angaben hinsichtlich Niveauverschiebungen gemacht werden.

## 2.2. Unzulänglichkeiten

- Es ist unbefriedigend, wenn erst eine viele Jahrzehnte umfassende Datensammlung vorliegen muß, um Trendberechnungen anstellen zu können. Durch die 19jährige Mittelbildung wird die nutzbare Zeitreihe für die Analyse noch um weitere 18 Jahre Beobachtungsmaterial verkürzt. Der Nachteil wirkt um so schwerer, je kürzer die Zeitreihe ist. Lange und lückenlose Zeitreihen von Beobachtungsdaten werden auch in Zukunft nur in bescheidenem Umfang zur Verfügung stehen; das haben diesbezügliche Recherchen über die Beobachtungstätigkeit der letzten 100 Jahre an rund 70 Pegelstationen der Ostsee gezeigt. Häufig gibt es technische Störungen am Mareographen, verhindern extreme Wettersituationen (Eisgang, Sturm) die Registrierung, wird der Modus der Datengewinnung (Sommerzeit, Normalzeit) geändert, oder die gesamte Arbeit einer Pegelstationen muß aus überregionalen Gesichtspunkten eingestellt werden (Arkona).

Diese Umstände bieten keine günstigen Voraussetzungen für die Kontinuität der wissenschaftlichen Arbeit. Aber auch die Tatsache, daß sich im Laufe der Zeit die Datengewinnung durch den technischen Fortschritt verbessert hat, führt zu deutlichen Inhomogenitäten der Zeitreihe. Die Meßdaten der Jahrhundertwende sind in der Wertigkeit sicher nicht mit denen der heutigen Zeit vergleichbar, was im besonderen Maße für den Höhenbezug vergangener Epochen zutrifft. Hieraus leiten sich die Bestrebungen ab, auch aus kürzeren Zeitreihen, aber mit homogenem und genauerem Datenmaterial zu signifikanten Ergebnissen zu gelangen.

- Nicht nur den 19jährigen Mitteln, sondern übergreifenden Mitteln überhaupt, haftet der Nachteil an, daß diese Werte stark korreliert sind und damit die für eine mathematisch-statistische Untersuchung notwendige Bedingung der Unabhängigkeit nicht mehr erfüllen. Hier war zu prüfen, ob der Effekt der Nodaltime so groß ist, daß eine solche Vorgehensweise gerechtfertigt ist.
- Ein weiterer Nachteil in der bisherigen Auswertungsmethode war darin zu sehen, daß Mittel von Meßreihen benutzt wurden, wo es besser wäre, den Einzelwert der Originalmessung zu verwenden. Mittelwerte haben ihre Berechtigung in erster Linie dann, wenn die Meßgröße mit zufälligen Fehlern behaftet ist. Beeinflussen dagegen systematische Fehler die Meßgröße, so sollte prinzipiell anders verfahren werden. Mittelwerte sind zum Erkennen und Bestimmen von systematischen Einflüssen oft gar nicht geeignet, denn sie unterdrücken gerade jene Störungen, die es zu erfassen gilt.

Wie die erkannten Mängel beseitigt werden können, wird im weiteren Bericht gezeigt.

### 3. Das Datenmaterial

#### 3.1. Wasserstände

Die Sammlung und Sichtung der Meßdaten war und ist eine sehr umfangreiche und damit auch zeitaufwendige Arbeit. Um sie der Nachwelt zu erhalten - was gerade im Hinblick darauf unerlässlich ist, daß nur langjährige Meßreihen die Voraussetzung für eine gezielte Analyse erfüllen - sind die Meßdaten der 8 ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam für den Zeitraum von der Inbetriebnahme bis 1944 zusammengestellt und veröffentlicht worden [Montag (1964)]. Die Beobachtungsreihen haben verständlicherweise unterschiedliche Längen, was durch die Installation der Pegelstationen zu verschiedenen Zeitpunkten bedingt ist. Seit 1945 werden die Pegelstationen nicht mehr vom Geodätischen Institut Potsdam betreut. Diese Aufgabe wurde danach von der Wasserwirtschaftsdirektion Küste für die an der Küste der damaligen DDR gelegenen Pegelstationen wahrgenommen. Der höhenmäßige Anschluß zwischen dem jeweiligen Pegel und den zugehörigen Nivellements Punkten geschah von der Wasserwirtschaftsdirektion Küste einmal jährlich selbst. Für die Kontrolle der Nivellements Punkte sorgte bisher das ehemalige Kombinat Geodäsie und Kartographie.

Die höhenmäßigen Bezugspunkte der einzelnen Pegel untereinander sind verschieden, was historisch bedingt ist [34] und für den Nachweis von rezenten Erdkrustenbewegungen auch keineswegs notwendig ist. Im Abschnitt "3.3. Höhenbezug" werden dazu noch ausführliche Erläuterungen gegeben.

Die Meßdaten des Wasserstandes wurden früher in Listenform zusammengestellt, später auf Lochbänder fixiert und sie werden jetzt auf Disketten übermittelt. Für die weitere numerische Analyse an unserem Institut stehen die korrigierten Wasserstände auf Magnetband zur Verfügung. Die nachfolgende Tabelle 2 vermittelt einen Überblick über Form und Umfang des gegenwärtigen Datenfonds.

**Tabelle 2**

Wasserstandsdaten der 4 Hauptpegel der ehemaligen DDR  
in EDV-gerechter Form

Station	$\varphi$	$\lambda$	Monatsmittel	stündl. Werte
WISMAR	53°54'	11°28'	1900/I - 1989/X	1979/XI - 1989/X
WARNEMÜNDE	54 11	12 05	1900/I - 1989/X	1979/XI - 1989/X
SASZNITZ	54 31	13 39	1961/I - 1989/X	1979/XI - 1989/X
KOSEROW	54 04	14 00	1974/I - 1989/X	1979/XI - 1989/X

### 3.2. Ergänzung fehlender Wasserstandsmessungen

Fehlende Pegelbeobachtungen sind in längeren Zeitreihen keine Seltenheit. Aus irgendwelchen Gründen hat es immer wieder Ausfälle über einige Monate gegeben, wodurch eine einheitliche Datenanalyse erheblich eingeschränkt wurde. Aus der engen Korrelation im Wasserstand benachbarter Pegelstationen konnten derartige Lücken in einer Beobachtungsreihe meist sinnvoll ergänzt werden. Auf diese Möglichkeit hat WESTPHAL bereits um die Jahrhundertwende hingewiesen, und sie ist seitdem häufig und erfolgreich benutzt worden. Bei dieser Methode werden die Meßdaten von mindestens zwei benachbarten Pegelstationen benötigt, um eine regressive Beziehung für die fehlenden Wasserstände ableiten zu können.

Mit welchem Approximationsgrad auf solche Weise der fehlende Wasserstand berechnet werden kann, läßt sich leicht anhand von vollständigen Zeitreihen testen, aus denen man absichtlich einige Werte wegläßt, um sie dann durch eine regressive Beziehung zu berechnen. Der Vergleich zwischen gemessenem und berechnetem Wasserstand gestattet eine Aussage über die Zuverlässigkeit dieses Verfahrens.

Diese Methode läßt sich **n i c h t** anwenden, wenn im Zeitraum der fehlenden Wasserstandsmessungen nur von einer Nachbarstation Meßwerte vorhanden sind. Ein solcher Fall lag an der Pegelstation Warnemünde im Jahre 1945 vor. Hier waren die Messungen ein ganzes Jahr lang unterblieben und es entstand dadurch eine bisher nicht aufgetretene Ausfalldauer. Wie dennoch versucht wurde, die fehlenden Meßwerte aus denen der Nachbarstation Wismar zu ergänzen, soll nachfolgend geschildert werden.

Stellt man die Jahresmittel des Wasserstandes  $\bar{w}_i$  der beiden genannten Stationen über einen längeren, symmetrisch zu 1945 verteilten Zeitraum (39 Jahre) graphisch dar (Abb. 3), so ist zu erkennen, daß

- die Wasserstände beider Stationen sehr alternierende Elongationen aufweisen,
- die Phasenlage der beiden Zahlenfolgen gut übereinstimmt,
- ein leichter Trend im Sinne einer Erhöhung der Wasserstände erkennbar wird.

Berechnet man weiterhin die Differenzen  $\Delta w$  der Jahresmittel  $\bar{w}_i$  der beiden Stationen (Abb. 4) im Sinne

$$w = \bar{w}_{WI} - \bar{w}_{WA} \quad (1)$$

für den Zeitraum von 1926 bis 1944 und von 1946 bis 1964, so ist

$$1/38 \sum \Delta w = \overline{\Delta w} = 4 \text{ mm.} \quad (2)$$

Das ist die langjährige mittlere Differenz der Jahreswasserstände beider Stationen. Das gesuchte Jahresmittel für Warnemünde im Jahre 1945 folgt dann aus

$$\begin{aligned} 1945 \bar{w}_{WI} - \overline{\Delta w} &= 1945 \bar{w}_{WA} \\ 22 \text{ mm} - 4 \text{ mm} &= 18 \text{ mm.} \end{aligned}$$

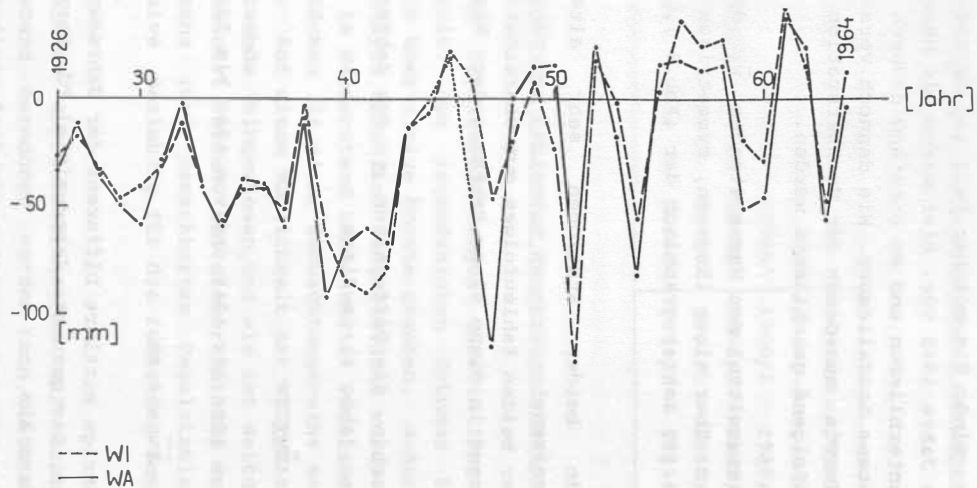


Abb. 3 Jahresmittel der Wasserstände, Wismar u. Warnemünde



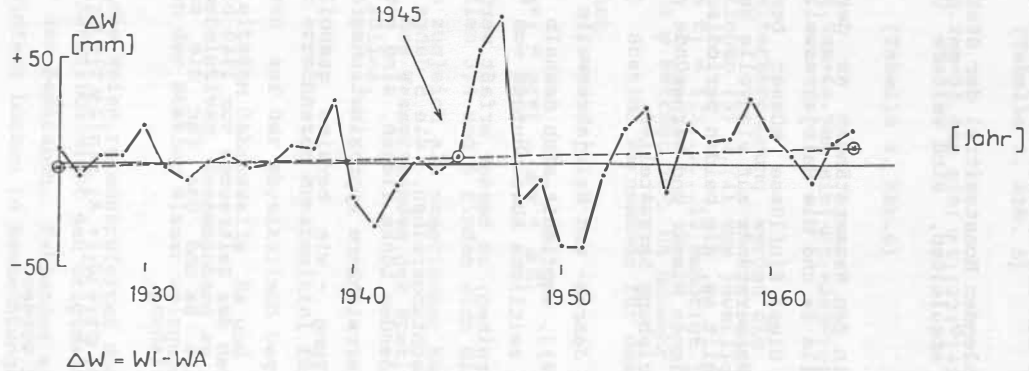


Abb. 4 Differenzen in den Jahresmitteln des Wasserstandes  
Wismar und Warnemünde

Diese Verfahrensweise der Ableitung des Jahresmittels für Warnemünde ist durch den hohen Korrelationskoeffizienten von  $r = 0.83$  für den Zeitraum von 1926 bis 1964 hinreichend gerechtfertigt.

Um nun auch die noch fehlenden Monatsmittel der Station Warnemünde für das Jahr 1945 abzuleiten, sind weitere Überlegungen nötig.

Es ist erwiesen, daß in den Wasserständen an der südlichen Ostseeküste die Jahreswelle  $S_a$  und die Halbjahreswelle  $S_{sa}$  deutlich ausgeprägt sind. Diese Einflüsse müssen berücksichtigt werden, wenn fehlende Wasserstände auf sinnvolle Weise ergänzt werden sollen. Zunächst gilt es, die beiden periodischen Effekte in den benachbarten Stationen Wismar und Warnemünde zu ermitteln und eine gegenseitige Beziehung herzustellen.

Obwohl die Parameter der Jahres- und Halbjahreswelle hinreichend bekannt sind [Weise (1988)], empfiehlt sich deshalb eine separate Neuberechnung, weil zeitliche Abweichungen vom "Normalwert" (aus langen Beobachtungsreihen) so besser erfaßt werden können.

Mit vollständigen Beobachtungsreihen, die 5 Jahre vor und 5 Jahre nach der zu schließenden Lücke liegen, sind gute Erfahrungen gemacht worden. Der erreichbare Approximationsgrad läßt sich auch für diese Auswertung - wie bereits geschildert - gut testen.

Aus den Beobachtungsdaten des Zeitraumes vor 1940 bis 1950 sind die periodischen Anteile  $S_a$  und  $S_{sa}$  für die superponierte Jahreswelle nach der Beziehung

$$G(t) = \bar{M} + A_1 \sin(\varphi t_1 + \omega_1) + A_2 \sin(2\varphi t_1 + \omega_2)$$

[Weise (1978)] ermittelt worden.

Es ergab sich:

Wismar (Tabelle 3, Abb. 5)

$$W_{IG}(t) = -29.2\text{mm} + 51.6\text{mm} \sin(\varphi t_i + 234^\circ) + 11.8\text{mm} \sin(2\varphi t_i + 78^\circ) \quad (3)$$

Warnemünde (Tabelle 4, Abb. 6)

$$W_{AG}(t) = -32.5\text{mm} + 44.9\text{mm} \sin(\varphi t_i + 200^\circ) + 16.2\text{mm} \sin(2\varphi t_i + 60^\circ) \quad (4)$$

Für die Weiterberechnung werden die Differenzen  $\Delta G_i'$  dieser beiden Funktionen (3) u. (4) zum jeweiligen Zeitmoment, also an den Stellen  $t_i = 1, 2, \dots, 12$ , benötigt (Tabelle 5, Abb. 7). Die Kreisfrequenz  $\varphi$  beträgt  $30^\circ$ . Um nunmehr zu den fehlenden Monatsmitteln der Station Warnemünde für das Jahr 1945 zu gelangen, wird gerechnet

$$W_{AW_i} = W_{IW_i} - \overline{\Delta W} + \Delta G_i' \quad (5)$$

In den Tabellen 3, 4 und 5 finden sich die entsprechenden Berechnungen, die zugleich als numerischer Nachweis für die ergänzten Monatswerte des Wasserstandes der Station Warnemünde des Jahres 1945 gelten sollen.

Die nunmehr errechneten Monatsmittel für Warnemünde des Jahres 1945 basieren auf der physikalisch begründeten und numerisch sicher abgeleiteten Jahreswelle  $S_a$  und  $S_{sa}$  und sind durch den straffen korrelativen Zusammenhang zu den korrespondierenden Wasserständen der Station Wismar weitgehend gesichert.

Die auf solche Weise rekonstruierten Monatsmittel sind in der Wertigkeit natürlich nicht den Originalbeobachtungen gleichzusetzen. Aber das Bestreben, Fehlendes sinnvoll zu ergänzen, ist besser, als einfach Lücken in Beobachtungsreihen zu belassen.

In analoger Weise sind auch die fehlenden Beobachtungsdaten der Station Koserow durch korrelative Beziehungen zum Pegel Saßnitz für den Zeitraum Januar bis April 1979 ergänzt worden.

Tabelle 3

WISMAR, Monatsmittel des Wasserstandes vom Zeitraum 1940 bis 1950

	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	Summe	M	M <sub>0</sub>	φt	S <sub>a</sub>	2φt	S <sub>2a</sub>	G'(t)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
JAN	- 29	- 88	- 65	- 45	- 17	- 79	+ 20	-204	+ 40	- 73	+ 36	- 504	- 46	-17	0°	-42	0°	+12	-30
	- 220	- 215	-235	- 91	+198	-171	+113	-141	- 20	+ 52	-142	- 872	- 79	-50	30	-51	60	+ 8	-43
MRZ	- 184	- 147	-249	+ 15	+ 25	- 27	- 5	-128	-132	+ 39	- 76	- 869	- 79	-50	60	-47	120	- 4	-51
	- 168	- 175	-170	+ 14	- 87	+ 70	+ 39	-125	-139	- 7	- 70	- 818	- 74	-45	90	-30	180	-12	-42
MAI	- 119	- 130	-158	+ 19	+ 53	+ 29	+ 51	- 87	- 47	+ 11	- 62	- 440	- 40	-11	120	- 5	240	- 8	-13
	- 86	- 102	- 44	+ 13	+ 13	+ 56	+ 92	- 33	- 22	+ 69	- 9	- 53	- 5	+24	150	+21	300	+ 4	+25
JUL	- 75	- 4	+ 16	+ 83	+ 28	+114	+ 18	- 1	+ 55	+ 59	+ 53	+ 346	+ 31	+60	180	+42	0	+12	+54
	+ 52	- 106	- 50	+ 59	- 42	+104	+ 79	+ 60	+ 4	+107	+ 3	+ 270	+ 24	+53	210	+51	60	+ 8	+59
SEP	+ 87	+ 76	- 54	+ 27	-124	+ 30	+ 14	- 27	+ 61	- 59	- 49	- 18	- 2	+27	240	+47	120	- 4	+43
	- 5	+ 10	+ 24	- 3	+ 13	+ 38	+ 90	+ 70	+ 78	-136	+120	+ 299	+ 27	+56	270	+30	180	-12	+18
NOV	- 221	- 149	+ 45	-188	- 31	+ 54	-187	- 3	- 20	+ 41	- 35	- 674	- 61	-32	300	+ 5	240	- 8	- 3
	- 34	- 49	+ 12	- 84	-118	+ 49	-215	+ 73	- 84	- 27	- 42	- 519	- 47	-18	330	-21	300	+ 4	-17
Summe	-1002	-1079	-928	-161	- 89	+267	+109	+546	-226	+ 76	-273	-3852	-351	- 3			0		0
Mittel	- 84	- 90	- 77	- 13	- 7	+ 22	+ 9	- 46	- 19	+ 6	- 23			-29,2					

$$M_0 \sin(\varphi t_1) = -179.9974$$

$$M_0 \sin(2\varphi t_1) = 14.7224$$

$$M_0 \cos(\varphi t_1) = -251.5738$$

$$M_0 \cos(2\varphi t_1) = 69.5000$$

$$A_1 = 51.6 \text{ mm}$$

$$A_2 = 11.8 \text{ mm}$$

$$\omega_1 = 234^\circ$$

$$\omega_2 = 78^\circ$$

M - mittleres Monatsmittel

M<sub>0</sub> - reduziertes mittleres Monatsmittel

M<sub>0</sub> = M - M; 2 M<sub>0</sub> = 0; G'(t) = S<sub>a</sub> + S<sub>2a</sub>

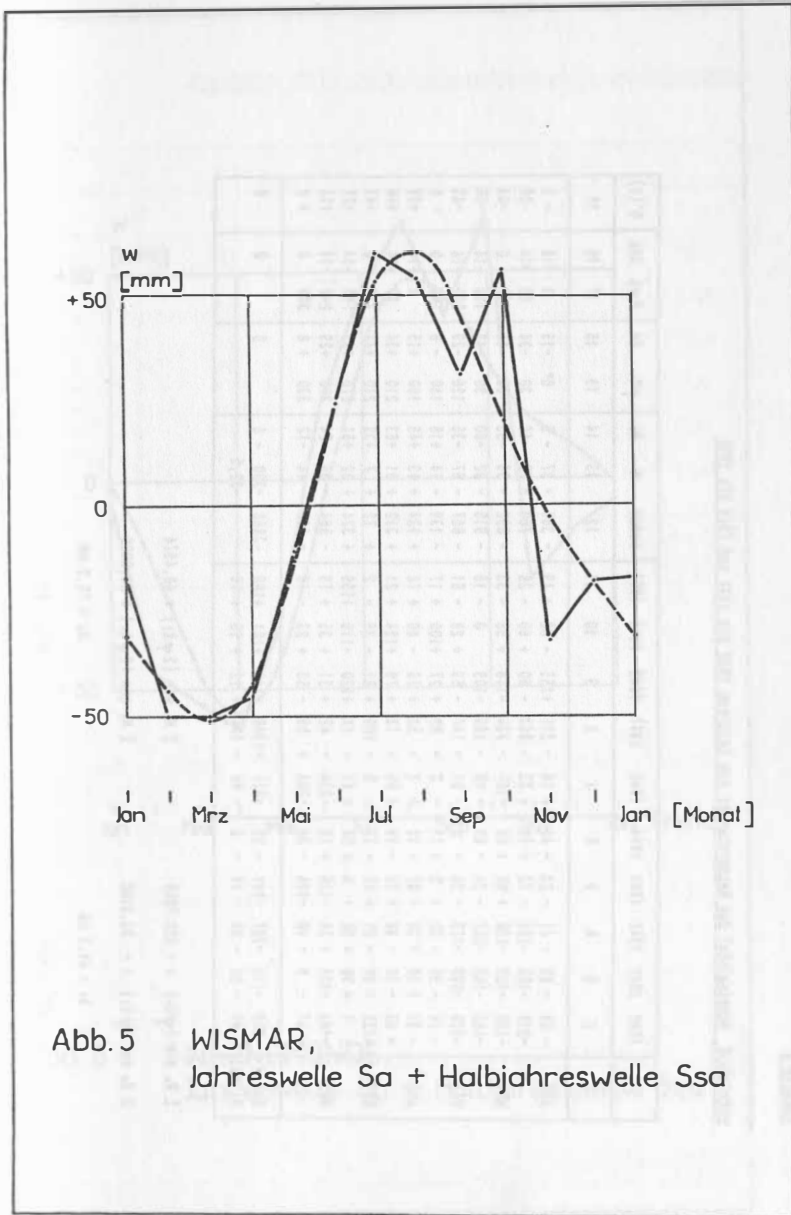


Abb. 5 WISMAR,  
Jahreswelle Sa + Halbjahreswelle Ssa

Tabelle 4

WARNEMÜNDE, Monatsmittel des Wasserstandes vom Zeitraum 1940 bis 1944 und 1946 bis 1950.

	1940	1941	1942	1943	1944	1946	1947	1948	1949	1950	Summe	M	M <sub>0</sub>	φt	Sa	2φt	Ssa	G'(t)
i	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
JAN	-58	-62	-41	-23	-42	+16	-311	+155	-52	+49	-369	-37	-5	0°	-15	0	+14	-1
	-218	-126	-224	-73	+79	+73	-263	-60	+60	-28	-780	-78	-46	30	-34	60	+14	-20
MRZ	-132	-103	-238	+66	+69	-167	-224	-143	+58	-33	-852	-85	-53	60	-44	120	0	-44
	-167	-156	-207	-24	-63	-10	-165	-109	0	-15	-916	-92	-60	90	-42	180	-14	-56
MAI	-128	-120	-123	-20	-6	-31	-147	-59	+28	-61	-667	-67	-35	120	-29	240	-14	-43
	-78	-95	-32	+5	+11	-3	-90	+27	+100	+17	-139	-14	+18	150	-8	300	0	-8
JUL	-34	+18	+38	+62	-12	+1	-53	+76	-40	+78	+134	+13	+45	180	+15	0	+14	+29
	+65	-50	-25	+72	-19	+59	-13	+79	+124	+21	+312	+31	+63	210	+34	60	+14	+48
SEP	+122	+90	-21	+22	-75	-9	-100	+81	-35	-2	+72	+7	+39	240	+44	120	0	+44
	-7	+30	+58	+5	+54	+41	-17	+120	-119	+159	+324	+32	+64	270	+42	180	-14	+28
NOV	-163	-132	+39	-136	+19	-234	-42	+31	+35	+19	-564	-56	-24	300	+29	240	-14	+15
	-11	-9	-10	-125	-38	-263	+59	-53	+23	-16	-443	-44	-12	330	+8	300	0	+8
Summe	-809	-716	-787	-169	-23	-527	-1366	+140	+181	+188	-3888	-390	-6		0		0	0
Mittel	-67	-60	-66	-14	-2	-44	-114	+12	+15	+16								

$$\Sigma M_0 \sin(\varphi t_i) = -252.7006$$

$$\Sigma M_0 \sin(2\varphi t_i) = 48.4974$$

$$\Sigma M_0 \cos(\varphi t_i) = -93.3180$$

$$\Sigma M_0 \cos(2\varphi t_i) = 84.0000$$

$$A_1 = 44.9 \text{ mm}$$

$$A_2 = 16.2 \text{ mm}$$

$$\omega_1 = 200^\circ$$

$$\omega_2 = 60^\circ$$

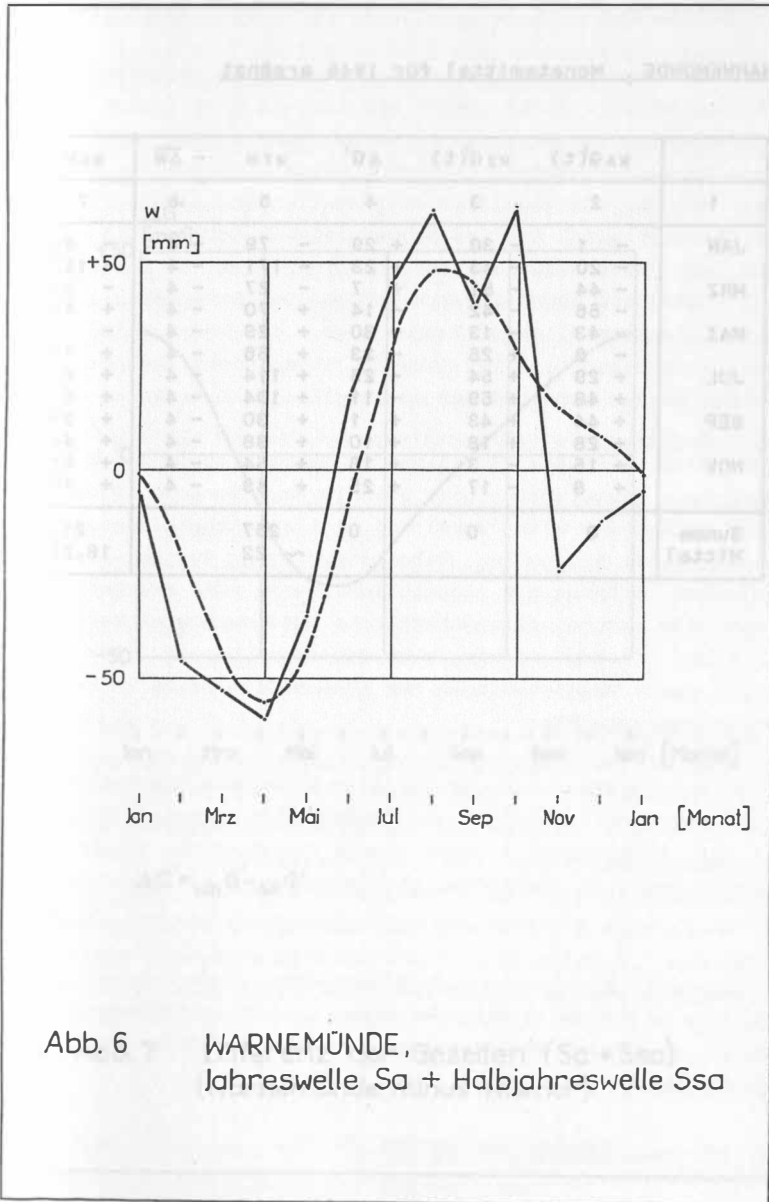
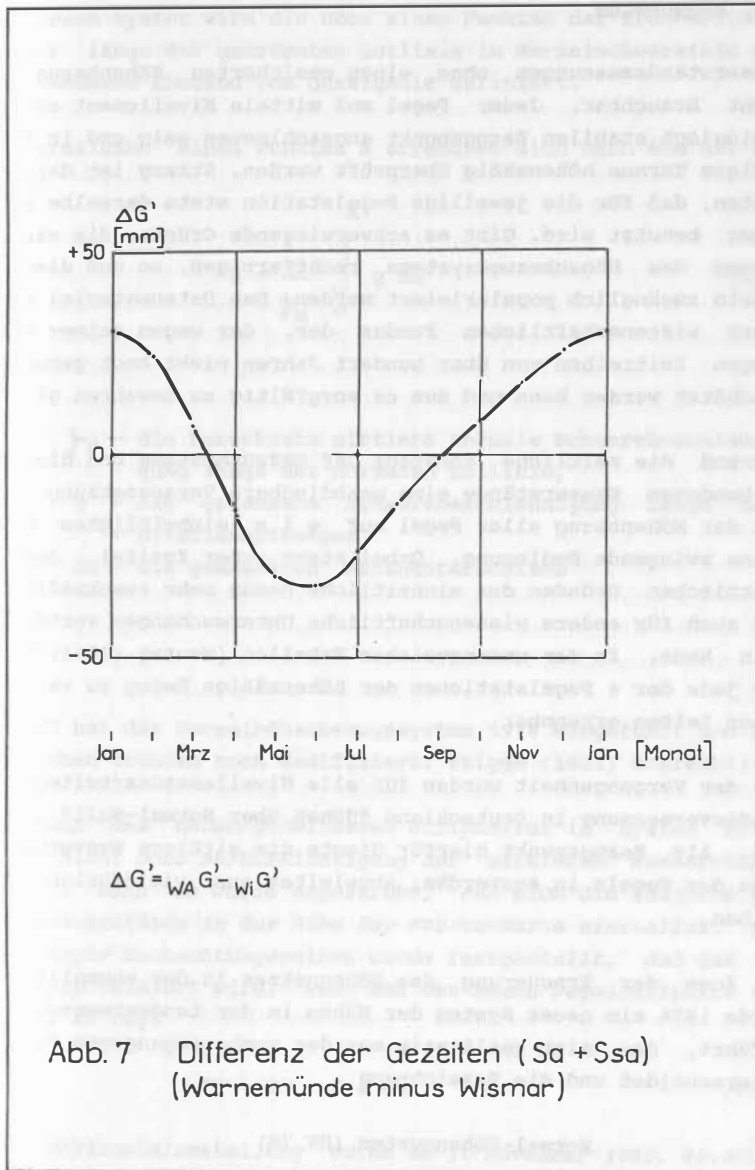


Tabelle 5

WARNEMÜNDE , Monatsmittel für 1945 ergänzt

	WAG'(t)	WIG'(t)	$\Delta G'$	WIW	$-\overline{\Delta W}$	WAW
1	2	3	4	5	6	7
JAN	- 1	- 30	+ 29	- 79	- 4	- 54
	- 20	- 43	+ 23	- 171	- 4	- 152
MRZ	- 44	- 51	+ 7	- 27	- 4	- 24
	- 56	- 42	- 14	+ 70	- 4	+ 52
MAI	- 43	- 13	- 30	+ 29	- 4	- 5
	- 8	+ 25	- 33	+ 56	- 4	+ 19
JUL	+ 29	+ 54	- 25	+ 114	- 4	+ 85
	+ 48	+ 59	- 11	+ 104	- 4	+ 89
SEP	+ 44	+ 43	+ 1	+ 30	- 4	+ 27
	+ 28	+ 18	+ 10	+ 38	- 4	+ 44
NOV	+ 15	- 3	+ 18	+ 54	- 4	+ 68
	+ 8	- 17	+ 25	+ 49	- 4	+ 70
Summe	0	0	0	267		219
Mittel				~ 22		18.25





### 3.3. Höhenbezug

Wasserstandsmessungen ohne einen gesicherten Höhenbezug sind nicht brauchbar. Jeder Pegel muß mittels Nivellement an einen geologisch stabilen Bezugspunkt angeschlossen sein und in regelmäßigem Turnus höhenmäßig überprüft werden. Streng ist darauf zu achten, daß für die jeweilige Pegelstation stets derselbe Höhenbezug benutzt wird. Gibt es schwerwiegende Gründe, die eine Änderung des Höhenbezugssystems rechtfertigen, so muß dies allgemein zugänglich popularisiert werden. Das Datenmaterial stellt einen wissenschaftlichen Fundus dar, der wegen seiner extrem langen Zeitreihen von über hundert Jahren nicht hoch genug eingeschätzt werden kann und den es sorgfältig zu bewahren gilt.

Während die zeitliche Konstanz der Bezugssysteme und die damit verbundenen Wasserstände eine unabdingbare Voraussetzung sind, ist der Höhenbezug aller Pegel auf **e i n** einheitliches Niveau keine zwingende Bedingung. Dabei steht außer Zweifel, daß aus praktischen Gründen der einheitliche Bezug sehr zweckmäßig ist und auch für andere wissenschaftliche Untersuchungen vorteilhaft sein kann. In den umfangreichen Tabellen [Montag (1964)] wird für jede der 4 Pegelstationen der höhenmäßige Bezug zu verschiedenen Zeiten erkennbar.

In der Vergangenheit wurden für alle Nivellementsarbeiten der Landesvermessung in Deutschland "Höhen über Normal-Null" verwendet. Als Bezugspunkt hierfür diente die mittlere Wasserstandshöhe des Pegels in Amsterdam, abgeleitet aus vieljährigen Meßreihen.

Im Zuge der Erneuerung des Höhennetzes in der ehemaligen DDR wurde 1976 ein neues System der Höhen in der Landvermessung eingeführt, das sich qualitativ von den vorhergegangenen deutlich unterscheidet und die Bezeichnung

Normal-Höhensystem (HN 76)  
erhalten hat.

Mit diesem System wird die Höhe eines Punktes der Erdoberfläche als der längs der gekrümmten Lotlinie im Normalschwerefeld der Erde gemessene Abstand vom Quasigeoid definiert.

Die Normalhöhe eines Punktes A errechnet sich dann aus der Beziehung

$$H = \frac{1}{\bar{g}_m} \int_0^A g \, dh \quad (6)$$

worin

- $\bar{g}_m$  - die berechnete mittlere normale Schwerebeschleunigung längs der normalen Lotlinie,
- $g$  - die gemessene Schwerebeschleunigung längs des Nivellementsweges,
- $dh$  - die gemessenen Höhenunterschiede

ist.

Die WWD hat das Normalhöhenbezugssystem 1976 eingeführt und aus praktischen Gründen noch modifiziert. Stigge (1981) schreibt:

*"Die Wahl des neuen gemeinsamen Nullpunktes im System HN'76 sollte nicht ohne Berücksichtigung der mittleren Wasserstände erfolgen, denn es wurde angestrebt, daß sich die langjährigen Mittelwasserstände in der Nähe der 500-cm-Marke einstellen. Mit Hilfe langer Beobachtungsreihen wurde festgestellt, daß das am besten approximiert wird, wenn man den neuen Pegelnullpunkt 514 cm unter HN legt*

$$PN = HN - 514 \text{ cm.} \quad (7)$$

*Diese Horizontalumstellung wurde am 1. November 1985, 00.00Uhr (MEZ) für alle Küstenpegel der DDR vollzogen."*

Für die einzelnen Pegel ergaben sich daraus naturgemäß unterschiedliche Korrektionswerte. Sie betragen für

Wismar	+ 42 mm
W'münde	+ 19 mm
Saßnitz	+ 30 mm
Koserow	+ 43 mm.

Diese Zahlenwerte - mitgeteilt von der WWD Küste mit Post vom 30.7.1984 - sind zu den bis dahin gemessenen Wasserständen zu addieren, um sie auf eine einheitliche Äquipotentialfläche zu beziehen. Im weiteren Verlauf dieser Umstellung sind dann die Meßeinrichtungen des Pegels um die genannten Beträge physisch verändert worden und die Meßreihen bedürfen von diesem Zeitpunkt an keiner weiteren Korrektion (Schreiben der Wasserwirtschafts-direktion Küste vom 05.11.1987).

Dieses Normalhöhensystem ist ein echtes hypothesenfreies Geopotentialsystem mit bemerkenswerten Vorzügen gegenüber den bisherigen Systemen. Seine Eigenschaften werden gerade bei Wasserstandsmessungen buchstäblich sichtbar. Dazu folgender Gedanken-gang.

Die mittlere ungestörte Meeresoberfläche stellt eine Äquipotentialfläche dar, die als Bezug für Höhenmessungen besonders geeignet ist. Werden Wasserstandsmessungen langjährig an verschiedenen Pegeln ausgeführt, so ist zu erwarten, daß sich die mittleren Wasserstände auf Werte einstellen, die als "normal" bezeichnet werden können und eben dieser besonderen Äquipotentialfläche - dem Geoid - entsprechen. Diese allgemeingültige Aussage wird eingeschränkt, wenn weitere permanente Veränderungen im Wasserstand auftreten, wie dies beispielsweise durch den Wasserzufluß in die Ostsee und den Wasserabfluß in die Nordsee bedingt ist.

In die Ostsee münden etwa 200 Flüsse, die eine jährliche Zufluß-rate von insgesamt 400 bis 500 km<sup>3</sup> aufweisen [Hupfer (1981)].

Unter diesen Flüssen nimmt die Nawa den ersten Platz ein, denn sie erbringt etwa 20% der Gesamtmenge. Natürlich ist auch die Abflußmenge über Großen und Kleinen Belt, über Kattegat und Skagerrak zur Nordsee von gleicher Größenordnung und unterbindet damit eine stetige Zunahme der Wassermenge. Aber diese gewaltigen Bewegungsvorgänge lösen Störungen aus, die in einem Gefälle des Meeresspiegels von Ost nach West ihren sichtbaren Ausdruck finden. Nach Stigge (1989) wird diese Neigung des Meeresspiegels durch die Dominanz der Windrichtungen aus West und Südwest noch gesteigert. Aber auch die Dichte des Meereswassers, die von Ost nach West zunimmt, und die Abnahme der Temperatur in umgekehrter Richtung sind von Einfluß auf die Neigung der Meeresoberfläche. Hier überlagern sich also mehrere Effekte mit gleicher Wirkung.

Um eine qualitative Aussage über die Größe dieses Phänomens zu erhalten, sind mittlere Wasserstände in Bezug zur geographischen Verteilung der Pegelstationen untersucht worden. Aus den Mittelwerten 10jähriger Beobachtungsreihen an 21 Pegelstationen zwischen Timmendorf ( $\lambda = 11^{\circ}23'$ ) und Uckermünde ( $\lambda = 14^{\circ}03'$ ) ist eine korrelative Beziehung zur geographischen Länge abgeleitet worden (Tab. 6). In der Abb. 8 ist der geschilderte Sachverhalt dargestellt. Als Regression wurde ermittelt

$$\frac{\Delta W}{\Delta \lambda} = 3.46 \text{ cm}^{\circ} \text{ geogr. Länge.} \quad (8)$$

Diese Größe stellt offenbar einen permanenten Gradienten des Meeresreliefs an der südlichen Ostseeküste dar.

Folgt man diesem Gedankengang, so müßten die Pegelnullpunkte eine weitere Korrektur erhalten, um vergleichbare Verhältnisse für Wasserstandsangaben in diesem Bereich der Ostsee zu schaffen.

Tabelle 6

Korrelation und Regression zwischen Mittelwasser MW und geographischer Länge  $\lambda$ 

Nr.	Station	MW [cm]	MW' [cm]	$\lambda$ [°]	$\lambda'$ [°]	MW' [cm]	f [cm]
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Timmendorf	- 7	- 6.5	11.38	- 1.70	- 5.9	- 0.6
2	Wismar	- 6	- 5.5	.47	- 1.61	- 5.6	0.1
3	Warnemünde	- 2	- 1.5	12.08	- 1.00	- 3.5	2.0
4	Althagen	- 1	- 0.5	.42	- .66	- 2.3	1.8
5	Darßer Ort	- 4	- 3.5	.50	- .58	- 2.0	- 1.5
6	Prerow	0	0.5	.67	- .41	- 1.4	1.9
7	Zingst	- 1	- 0.5	.68	- .40	- 1.4	0.9
8	Barth	0	0.5	.73	- .35	- 1.2	1.7
9	Stralsund	- 3	- 2.5	13.10	.02	0.1	- 2.6
10	Wittower Fähre	- 2	- 1.5	.25	.17	0.6	- 2.1
11	Stahlbrode	- 3	- 2.5	.28	.20	0.7	- 3.2
12	Wiek/Rügen	1	1.5	.30	.22	0.8	0.7
13	Ralswiek	0	0.5	.43	.35	1.2	- 0.7
14	Greifswald-Mieck	- 2	- 1.5	.45	.37	1.3	- 2.8
15	Lauterbach	- 1	- 0.5	.50	.42	1.5	- 2.0
16	Saßnitz	- 1	- 0.5	.65	.57	2.0	- 2.5
17	Wolgast	2	2.5	.78	.70	2.4	0.1
18	Karnin	8	8.5	.87	.79	2.7	5.8
19	Koserow	- 4	- 3.5	14.00	.92	3.2	- 6.7
20	Stagniß	5	5.5	.05	.97	3.4	2.1
21	Uckerwünde	10	10.5	.05	.97	3.4	7.1
Summe		-11	- 0.5	274.64	- 0.04	0.0	- 0.5
Mittel		-0.52		13.08			

$$N = 21$$

$$\sum MW' \lambda' = 43.00$$

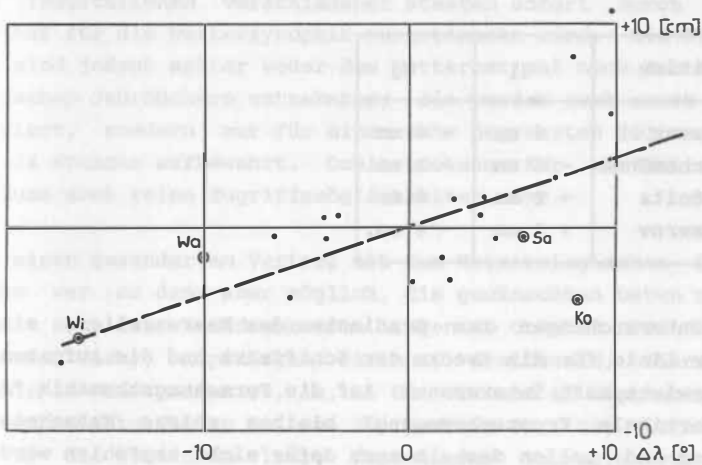
$$\sum MW'^2 = 339.25$$

$$\sum \lambda'^2 = 12.425$$

$$r = 0.66$$

$$\Delta w / \Delta \lambda = 3.461$$

$$\sum f^2 = 191.01$$



$N = 21$

$r = 0,68$

$k = 3,46 \text{ cm}/^\circ$

Abb. 8 Zusammenhang zwischen Mittelwasser MW  
und geographischer Länge  $\lambda$   
 $MW = f(\lambda)$

Dabei wäre zu überlegen, ob für alle Pegel eine einheitliche lineare Beziehung anzunehmen ist - was einer Ausgleichung entspricht und zu den Werten  $q_1$  führt - oder jene Zahlenwerte  $q_2$ , die vielleicht die lokalen Verhältnisse besser widerspiegeln. Damit würden sich ergeben

Station	$q_1$	$q_2$
Wismar	6 mm	- 6 mm
Warnemünde	- 4 mm	- 2 mm
Saßnitz	+ 2 mm	0 mm
Koserow	+ 3 mm	- 4 mm.

Die Untersuchungen zum Gradienten des Meeresreliefs sind in erster Linie für die Zwecke der Schifffahrt und die Aufgaben der Wasserwirtschaft interessant. Auf die Forschungsthematik "Rezente vertikale Krustenbewegung" bleiben solche Maßnahmen ohne Einfluß und sollen deshalb auch dafür nicht empfohlen werden.

Ussisoo (1977) hat an der schwedischen Küste eine nahezu gleichmäßige Zunahme der mittleren Wasserstandshöhen nachgewiesen. Von Ekman (1984), (1988) ist dafür eine Begründung und eine mathematische Beziehung angegeben worden, welche eine Abhängigkeit der mittleren Wasserstände von der geographischen Breite und den Love'schen Zahlen enthält. Die dort angegebene Formel für die Differenz zwischen dem mittleren und dem non-tidal Geoid sind für die Küste Schwedens, deren Hauptachse etwa in nord-südlicher Richtung verläuft, zweifellos zutreffend, ergeben aber für die um rund  $90^\circ$  versetzte Küstenlinie der südlichen Ostsee mit  $\Delta\varphi = 1^\circ$  keine plausiblen Ergebnisse. In diesem Punkt sollten die Untersuchungen jedoch fortgesetzt und nach Osten ausgedehnt werden.



### 3.4. Meteorologische Daten

Zu dem für die Wasserstandsanalyse wichtigsten meteorologischen Parameter - dem Luftdruck - wäre zu bemerken, daß er als stündlicher Terminwert ermittelt wird und zwischen den Meteorologischen Institutionen verschiedener Staaten sofort durch Fernschreiber für die Wettersynoptik ausgetauscht wird. Die Terminwerte sind jedoch später weder dem Wetterbericht noch den Meteorologischen Jahrbüchern entnehmbar; sie werden auch sonst nicht archiviert, sondern nur für einen sehr begrenzten Zeitraum von etwa 24 Stunden aufbewahrt. Damit bestehen für zurückliegende Zeiträume auch keine Zugriffsmöglichkeiten mehr.

Durch einen gesonderten Vertrag mit dem Meteorologischen Dienst Potsdam war es dann aber möglich, die gewünschten Daten regelmäßig zu erhalten. Luftdruckwerte liegen ab Oktober 1983 für die Stationen Visby, Kopenhagen, Arkona, Greifswald, Gdansk und Szczecin zu den Zeiten 03, 12, 21 Uhr UTC und ab September 1989 in gleichen Intervallen zu den Zeitpunkten 00, 06, 12, 18 Uhr UTC für die Stationen Visby, Kopenhagen, Szczecin vor. Die Luftdruckwerte sind auf 0.1 hPa angegeben.

Nun ändert sich der Luftdruck als Funktion der Zeit im allgemeinen nur gering, so daß ein längerer Zeitraum von mehr als einer Stunde durchaus geeignet ist, um durch Interpolation auf dazwischenliegende Zeitpunkte zu schließen (siehe auch Abb. 18). Für die Angabe des Luftdruckes ist ein einheitlicher Bezug auf die Höhe des Meeresspiegels, auf eine Temperatur 0°C und auf eine normale Schwerebeschleunigung in 45° geographischer Breite erforderlich.

#### 4. Der Windstau effekt

Den stärksten Störeinfluß auf die Meeresoberfläche übt der Wind aus, der seinen Ursprung in der Änderung des horizontalen Druckgefälles der Luft hat. Durch die tangential wirkende Schubspannung wird die Kraft des Windes auf die Meeresoberfläche übertragen; sie ist dem Quadrat der Windgeschwindigkeit proportional. Durch den Wind entsteht eine Abweichung des Meeresschiffes von einer Niveauläche - eine schiefe Stellung - die beträchtlich sein kann.

Zahlreich sind die Versuche gewesen, zwischen dem Windeinfluß und dem Wasserstand des Meeres eine mathematisch-physikalische Beziehung herzustellen, die es gestattet, die Windwirkung abzuschätzen bzw. den gemessenen Wasserstand zu korrigieren [Meißner (1920), Dietrich (1953), Tomczak (1949), Schmitz (1965), Tomczak (1969), Hupfer (1978)]. Die dabei auftretenden Probleme sind mannigfaltig und diffizil. Zu den wichtigen Einflußparametern der angegebenen physikalischen Beziehung sind zu zählen:

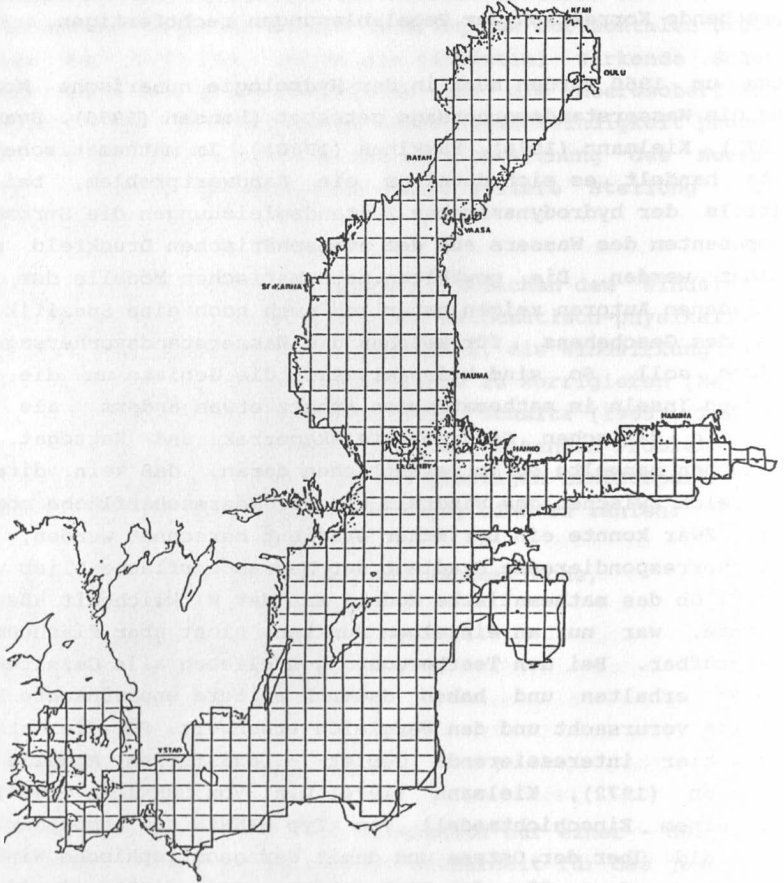
- der Reibungskoeffizient an der Meeresoberfläche,
- der Tangentialdruck des Windes,
- die Dichte des Meerwassers,
- der Gradient des Luftdruckes,
- die Strömungsverhältnisse,
- die Meerestiefe und
- die Schwerebeschleunigung.

Von diesen 7 Parametern ist eigentlich nur einer - der Luftdruckgradient - mit hinreichender Sicherheit für das jeweilige Meeresgebiet bestimmbar. Alle anderen Parameter bedingen zu ihrer Erfassung entweder einen enormen meßtechnischen Aufwand oder beruhen auf großräumigen Schätzungen mit theoretischen Annahmen.

Signifikante Beziehungen zwischen Wind und Wasserstand abzuleiten, ist nur unter besonders günstigen geographischen Verhältnissen gelungen, z.B. in Norwegen, wo die Westküste des Lan-

des in breiter Front dem Atlantik ungeschützt ausgesetzt ist [Dietrich (1953)]. Hier konnten hohe korrelative Beziehungen zwischen Wind und Wasserstand nachgewiesen werden, die eine entsprechende Korrektur der Pegelablesungen rechtfertigen.

Etwa um 1960 wurden auch in der Hydrologie numerische Modelle für die Wasserstandsvorhersage getestet [Hansen (1956), Svansson (1972), Kielmann (1976), Häkkinen (1980)]. Im mathematischen Ansatz handelt es sich dabei um ein Randwertproblem, bei dem mittels der hydrodynamischen Zustandsgleichungen die Strömungskomponenten des Wassers aus dem atmosphärischen Druckfeld abgeleitet werden. Die gewählten mathematischen Modelle der verschiedenen Autoren zeigen natürlich auch noch eine Spezifik zum Ort des Geschehens, für welchen die Wasserstandsvorhersage erfolgen soll. So sind beispielsweise die Gebiete um die britischen Inseln im mathematischen Ansatz etwas anders als jene für die dänischen Gewässer wie Skagerrak und Kattegat. Den Versuchen mangelte es im wesentlichen daran, daß kein direkter Vergleich zwischen dem Windfeld und der Meeresoberfläche möglich war. Zwar konnte ein barischer Gradient berechnet werden, aber der korrespondierende Gradient der Meeresoberfläche blieb unbekannt. Ob das mathematische Modell mit der Wirklichkeit übereinstimmte, war nur an einzelnen Punkten, nicht aber flächenmäßig überprüfbar. Bei den Testberechnungen blieben alle Gezeitenwirkungen erhalten und haben dadurch weitere unerwünschte Störeffekte verursacht und den Vergleich erschwert. Für die Ostsee - das hier interessierende Gebiet - existieren Modelle von Svansson (1972), Kielmann (1976) u.a. Von Häkkinen (1980) ist mit einem Einschichtmodell vom Typ HANSEN das atmosphärische Druckfeld über der Ostsee und damit der geostrophische Wind berechnet worden. Für das Zirkulationsmodell diente ein finites Differenzengitter mit einer Maschenweite von  $\Delta\psi = 0,25^\circ$  und  $\Delta\lambda = 0,5^\circ$  (Abbildung 9).



**Abb. 9** Finites Differenzengitter, Ostsee, nach Häkkinen

Das mathematische Modell ist über zwei längere Zeiträume von je einem Monat numerisch getestet worden. Die Zeiträume unterscheiden sich vom Wettergeschehen her deutlich: der eine Zeitraum umfaßt ausgesprochen stürmisches Wetter im Monat Dezember mit Wasserstandsschwankungen im Meterbereich, der andere Zeitraum eine ruhige Wetterlage des Monats September mit nur einem einzelnen Sturm von 2 bis 3<sup>d</sup>. Mittels dieses mathematischen Modells sind dann Wasserstandsänderungen für 11 Stationen (7 finnische, 4 schwedische) theoretisch berechnet und mit der Realität verglichen worden. Einige Resultate sind in den Abb. 10 und 11 graphisch dargestellt. Das Ergebnis ist in mindestens drei Punkten bemerkenswert:

- Etwa 80% der wirklich eingetretenen Wasserstandsänderungen konnten mathematisch richtig modelliert werden.
- Die zeitliche Zuordnung der Wasserstandshöhe (Phasenabhängigkeit) ist erstaunlich gut approximiert worden.
- Die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Wirklichkeit ist regional verschieden; die Wasserstände im Finnischen Meerbusen wurden durch das Modell besser simuliert als jene im Bottnischen Meerbusen.

Als Gründe für die regionalen Unterschiede in der Übereinstimmung nennt der Autor die erheblich anderen Hauptrichtungen der beiden Meeresbuchten (die Differenz beträgt fast 90°) und den durch die Åland-Inseln verengten Zugang von der Ostsee zum Bottnischen Meerbusen. Aber auch die Weitmaschigkeit des Luftdruckgitters könnte auf die Modellberechnung von Einfluß sein.

Für unsere eigenen Untersuchungen zum Windeinfluß auf die Meeresoberfläche wurde ein wesentlicher Impuls ausgelöst, als es im Rahmen eines anderen Forschungsprojektes gelang, zwei Inseln im offenen Meer mittels hydrologischer Meßmethoden höhenmäßig an das Festland anzuschließen. Die dabei angewandte Methode des "Hydrokinematischen Nivellements" [Weise (1985)] und die gewonnenen Erkenntnisse haben einen direkten Bezug zur Erfassung des Windeinflusses, wie nachfolgend gezeigt werden soll.

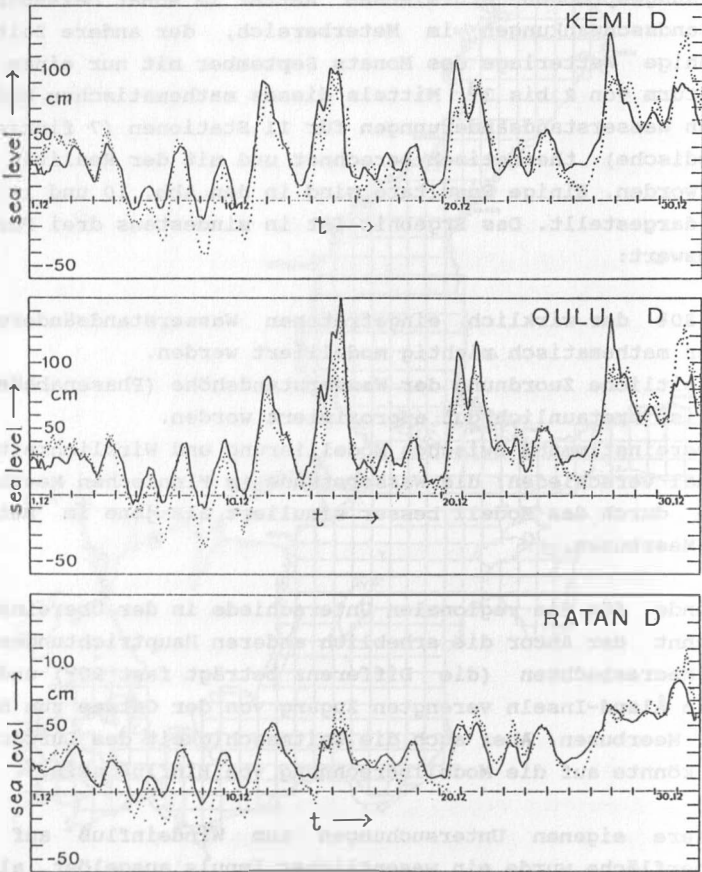


Abb. 10 Modellberechnung des Wasserstandes, Sturmperiode  
(nach Häkkinen)

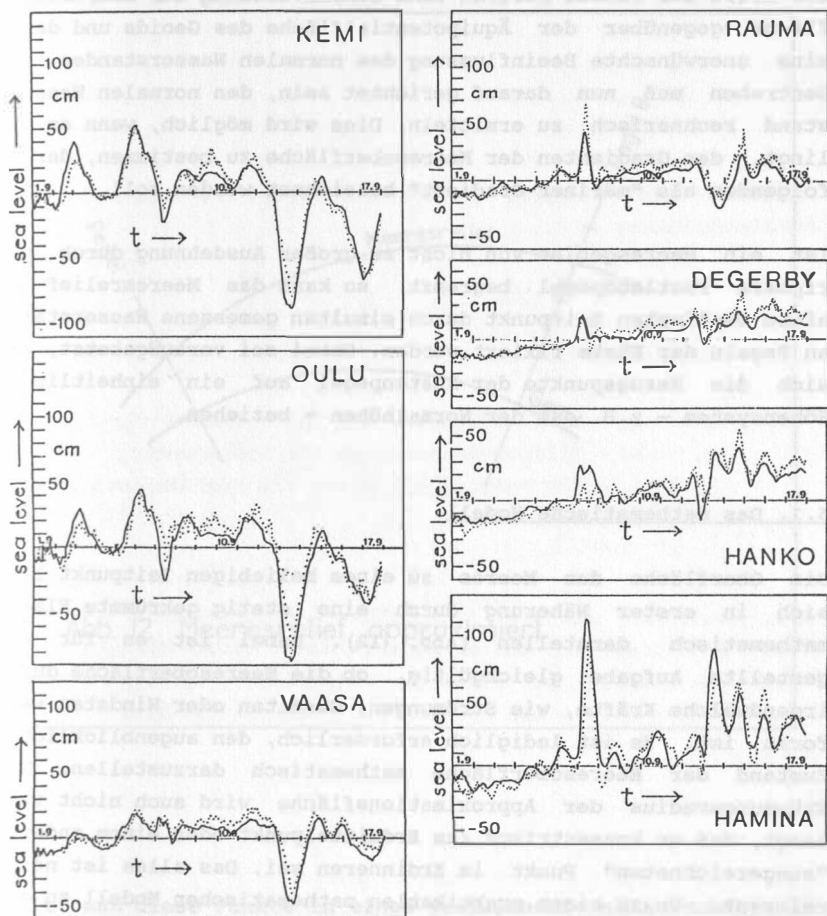


Abb. 11 Modellberechnung des Wasserstandes, stabile Wetterlage (nach Häkkinen)

## 5. Das Meeresrelief

Die Kraft des Windes bewirkt eine Schiefstellung der Meeresoberfläche gegenüber der Äquipotentialfläche des Geoids und damit eine unerwünschte Beeinflussung des normalen Wasserstandes. Das Bestreben muß nun darauf gerichtet sein, den normalen Wasserstand rechnerisch zu ermitteln. Dies wird möglich, wenn es gelingt, den Gradienten der Meeresoberfläche zu bestimmen, der im folgenden als "mariner Gradient" bezeichnet werden soll.

Ist ein Meeresgebiet von nicht zu großer Ausdehnung durch periphere Festlandpegel begrenzt, so kann das Meeresrelief zu einem bestimmten Zeitpunkt durch simultan gemessene Wasserstände an Pegeln der Küste fixiert werden. Dabei sei vorausgesetzt, daß sich die Bezugspunkte der Küstenpegel auf ein einheitliches Höhensystem - z.B. das der Normalhöhen - beziehen.

### 5.1. Das mathematische Modell

Die Oberfläche des Meeres zu einem beliebigen Zeitpunkt läßt sich in erster Näherung durch eine stetig gekrümmte Fläche mathematisch darstellen (Abb. 12). Dabei ist es für die gestellte Aufgabe gleichgültig, ob die Meeresoberfläche durch irgendwelche Kräfte, wie Strömungen, Gezeiten oder Windstau verformt ist. Es ist lediglich erforderlich, den augenblicklichen Zustand der Meeresoberfläche mathematisch darzustellen. Vom Krümmungsradius der Approximationsfläche wird auch nicht verlangt, daß er konzentrisch zum Erdmittelpunkt oder einem anderen "ausgezeichneten" Punkt im Erdinneren sei. Das alles ist nicht relevant. Um zu einem praktikablen mathematischen Modell zu gelangen, muß zunächst folgender Gedankengang erläutert werden.

Im Zustand des völligen Gleichgewichtes entspricht die Meeresoberfläche einer Äquipotentialfläche, in der alle Punkte per definitionem die gleiche geopotentielle Kote und damit die gleiche dynamische Höhe, aber alle verschiedene Lotrichtungen haben.



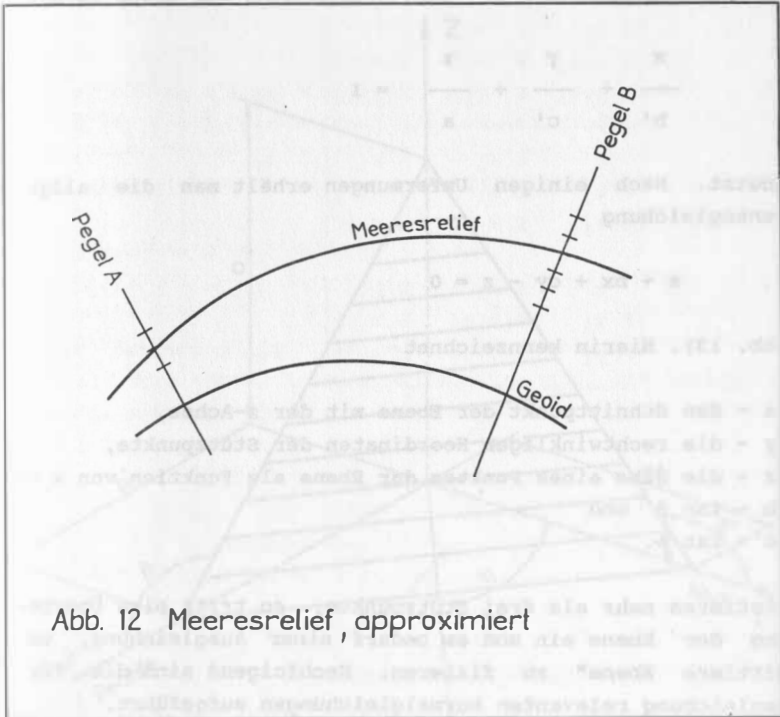


Abb. 12 Meeresrelief, approximiert

Stellt man diese Punkte in einem dreidimensionalen rechtwinkligen kartesischen Koordinatensystem dar, so bleiben die Höhen erhalten, aber die Lotrichtungen der Punkte sind jetzt alle zueinander parallel. In einem solchen Koordinatensystem stellt die ungestörte Meeresoberfläche eine Ebene dar, und diese Eigenschaft ist für die mathematische Behandlung in der Statik und Dynamik des Meeres besonders günstig.

Eine Ebene ist durch drei nicht auf einer Geraden liegende Punkte eindeutig definiert. Als mathematischer Ansatz für die Bezugsfläche wird die Abschnittsgleichung der Ebene in der Form

$$\frac{x}{b'} + \frac{y}{c'} + \frac{z}{a} = 1 \quad (9)$$

benutzt. Nach einigen Umformungen erhält man die allgemeine Ebenengleichung

$$a + bx + cy - z = 0 \quad (10)$$

(Abb. 13). Hierin kennzeichnet

- a - den Schnittpunkt der Ebene mit der z-Achse,
- x, y - die rechtwinkligen Koordinaten der Stützpunkte,
- z - die Höhe eines Punktes der Ebene als Funktion von x und y,
- b -  $\tan \beta$  und
- c -  $\tan \gamma$ .

Existieren mehr als drei Stützpunkte, so tritt eine Überbestimmung der Ebene ein und es bedarf einer Ausgleichung, um die "mittlere Ebene" zu fixieren. Nachfolgend sind die für die Ausgleichung relevanten Normalgleichungen aufgeführt.

Es gilt

$$\begin{aligned} a * n + b \sum x_i + c \sum y_i - \sum z_i &= 0 \\ a \sum x_i + b \sum x_i^2 + c \sum x_i y_i - \sum x_i z_i &= 0 \\ a \sum y_i + b \sum x_i y_i + c \sum y_i^2 - \sum y_i z_i &= 0 \end{aligned} \quad (11)$$

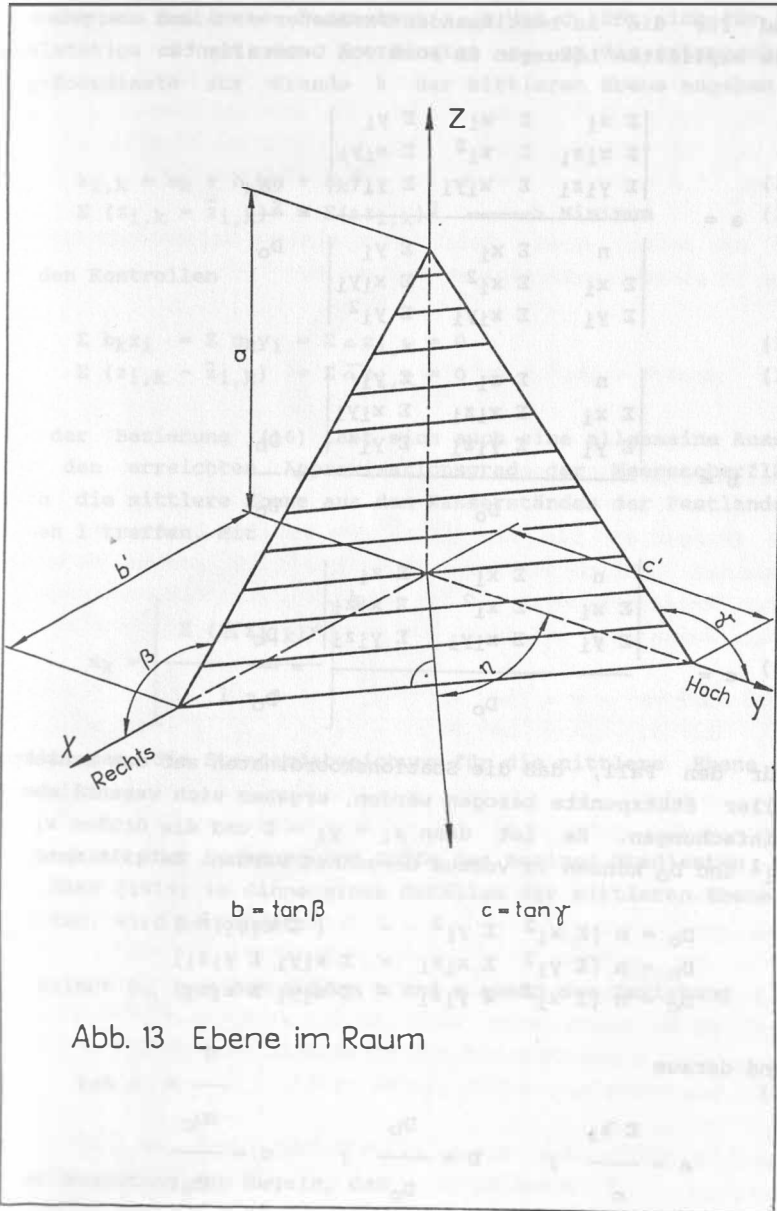


Abb. 13 Ebene im Raum

und für die zu bestimmenden Parameter  $a$ ,  $b$  und  $c$  ergeben sich die expliziten Lösungen in Form von Determinanten

$$\begin{aligned}
 a &= \frac{\begin{vmatrix} \sum z_i & \sum x_i & \sum Y_i \\ \sum x_i z_i & \sum x_i^2 & \sum x_i Y_i \\ \sum Y_i z_i & \sum x_i Y_i & \sum Y_i^2 \end{vmatrix}}{D_0} = \frac{D_a}{D_0} \\
 b &= \frac{\begin{vmatrix} n & \sum x_i & \sum Y_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 & \sum x_i Y_i \\ \sum Y_i & \sum x_i Y_i & \sum Y_i^2 \end{vmatrix}}{D_0} = \frac{D_b}{D_0} \\
 c &= \frac{\begin{vmatrix} n & \sum z_i & \sum Y_i \\ \sum x_i & \sum x_i z_i & \sum x_i Y_i \\ \sum Y_i & \sum Y_i z_i & \sum Y_i^2 \end{vmatrix}}{D_0} = \frac{D_c}{D_0}
 \end{aligned} \tag{12}$$

Für den Fall, daß die Stationskoordinaten auf den Schwerpunkt aller Stützpunkte bezogen werden, ergeben sich wesentliche Vereinfachungen. Es ist dann  $x_i = y_i = 0$  und die Größen  $x_i^2$ ,  $xy$ ,  $y_i^2$  und  $D_0$  können im voraus berechnet werden. Es gilt dann

$$\begin{aligned}
 D_0 &= n [\sum x_i^2 \sum Y_i^2 - (\sum x_i Y_i)^2] \\
 D_b &= n [\sum Y_i^2 \sum x_i z_i - \sum x_i Y_i \sum Y_i z_i] \\
 D_c &= n [\sum x_i^2 \sum Y_i z_i - \sum x_i Y_i \sum x_i z_i]
 \end{aligned} \tag{13}$$

und daraus

$$a = \frac{\sum z_i}{n} ; \quad b = \frac{D_b}{D_0} ; \quad c = \frac{D_c}{D_0} \tag{14}$$

Mit den so bestimmten Parametern  $a$ ,  $b$  und  $c$  läßt sich für jede Pegelstation  $i$  mit den Koordinaten  $x_i$ ,  $y_i$  die entsprechende  $z_{i,k}$ -Koordinate zur Stunde  $k$  der mittleren Ebene angeben. Es gilt

$$z_{i,k} = a_k + b_k x_i + c_k y_i \quad (15)$$

$$\Sigma (z_{i,k} - \bar{z}_{i,k})^2 = \Sigma (\Delta z_{i,k})^2 \longrightarrow \text{Minimum} \quad (16)$$

mit den Kontrollen

$$\Sigma b_k x_i = \Sigma c_k y_i = \Sigma \Delta z_{i,k} = 0 \quad (17)$$

$$\Sigma (z_{i,k} - \bar{z}_{i,k}) = \Sigma \bar{\Delta z}_{i,k} = 0 \quad (18)$$

Aus der Beziehung (16) läßt sich auch eine allgemeine Aussage über den erreichten Approximationsgrad der Meeresoberfläche durch die mittlere Ebene aus den Wasserständen der Festlandstationen  $l$  treffen. Mit

$$m_k = \left[ \frac{\Sigma (\bar{\Delta z}_{i,k})^2}{1 - 3} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (19)$$

erhält man die Standardabweichung für die mittlere Ebene zur Stunde  $k$ .

Um Angaben über Richtung und Größe des marinen Gradienten nach von HANN (1915) im Sinne eines Gefälles der mittleren Ebene zu erhalten, wird berechnet:

das Azimut  $\alpha_\eta$  aus den Größen  $b$  und  $c$  gemäß der Beziehung

$$\tan \mu = \frac{b}{c} \quad (20)$$

unter Beachtung der Regeln, daß

			b	c
$\alpha_{\eta} = \mu$	wenn im I. Quartal liegt		-	-
$\alpha_{\eta} = \mu + 180^{\circ}$	wenn im II. Quartal liegt		-	+
$\alpha_{\eta} = \mu + 180^{\circ}$	wenn im III. Quartal liegt		+	+
$\alpha_{\eta} = \mu + 360^{\circ}$	wenn im IV. Quartal liegt		+	-

und der Betrag grad folgt nach einigen Umformungen über die Höhe in einem rechtwinkligen Dreieck zu

$$\text{grad } \eta = (b_k^2 + c_k^2)^{\frac{1}{2}} . \quad (21)$$

## 5.2. Die Pegelstationen

Als Testgebiet zur Ermittlung des marinen Gradienten ist das Seegebiet östlich der Insel Rügen ausgewählt worden, da es günstige Voraussetzungen für die beabsichtigten Untersuchungen besitzt. Seine Lage ist durch die geographischen Koordinaten

$$\begin{aligned} 54^{\circ} 04' < \varphi < 54^{\circ} 31' \\ 13^{\circ} 27' < \lambda < 14^{\circ} 00' \end{aligned}$$

gekennzeichnet; es schließt den Greifswalder Bodden, das Prorer Wiek und den westlichen Teil der Oderbucht ein (Abb. 14).

Das etwa 1000 km<sup>2</sup> große Gebiet wird nicht vollständig vom Festland umschlossen, sondern nur mit einem Bedeckungsgrad von ca. 75%. Die am Test beteiligten 6 Pegelstationen sind in der Tabelle 7 näher gekennzeichnet. Die aus Seekarten entnommenen geographischen Koordinaten sind für die weiteren geodätischen Berechnungen ungeeignet und mußten deshalb in Gauß-Krüger-Koordinaten transformiert werden [Boltz (1943)].

Anschließend wurden diese Koordinaten auf den Schwerpunkt reduziert. Auf diese Weise werden große Zahlenwerte vermieden

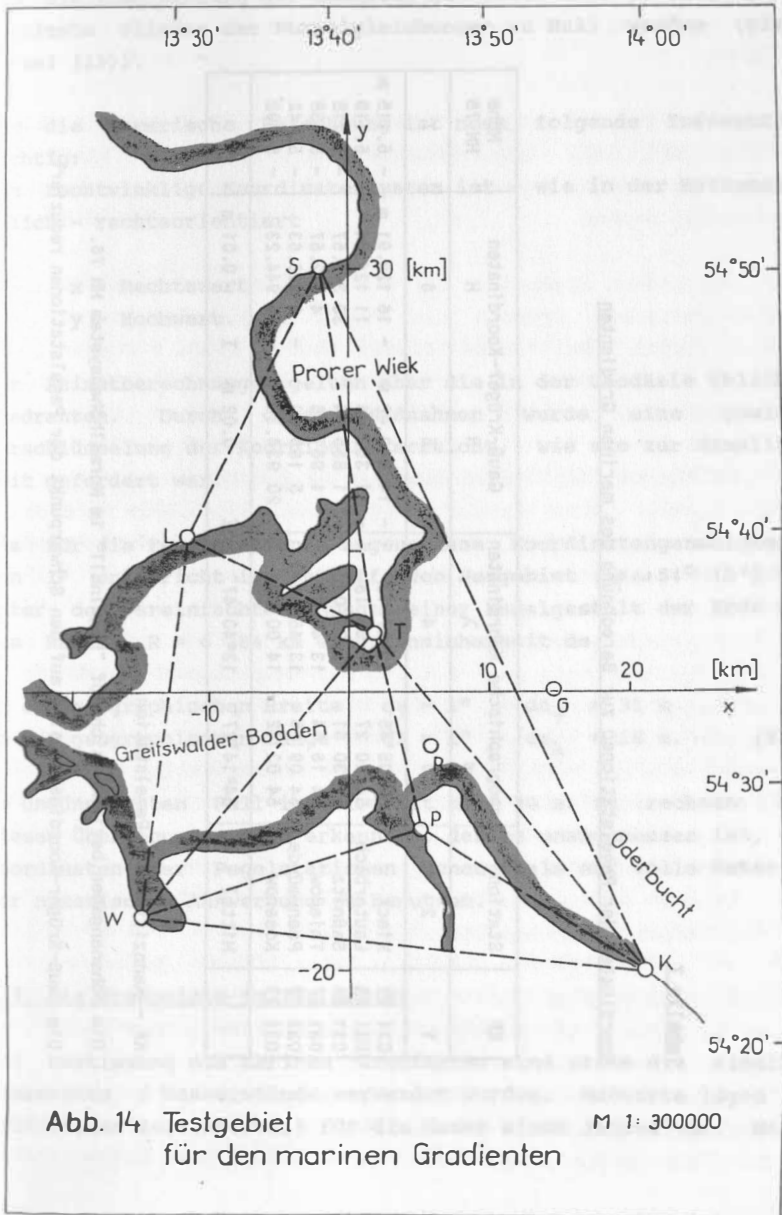


Tabelle 7

Koordinaten der Pegelstationen zur Berechnung des marinen Gradienten

KF	Station	geographische Koordinaten		Gauß-Krüger-Koordinaten		Höhe HN 76
		$\varphi$	$\lambda$	R	H	
1	2	3	4	5	6	7
031 72	Wieck	53°05'45"	13°27'12"	- 14 840.42 m	- 16 129.91 m	- 5.115 m
031 63	Lauterbach	54 20 27	13 30 18	- 11 365.94	11 124.64	- 5.119
031 65	Saßnitz	54 30 51	13 39 03	- 1 855.14	30 393.57	- 5.118
031 67	Thießow	54 16 54	13 42 36	1 961.66	4 512.57	- 5.138
031 79	Peenemünde	54 09 06	13 45 33	5 165.50	- 9 956.63	- 5.142
031 93	Koserow	54 03 42	14 00 00	20 934.32	- 19 944.23	- 5.092
	Mittel	54°14'27"	13°40'47"	$\Sigma$ 0.02 m	$\Sigma$ 0.01 m	

KF - Kennziffer der Pegelstation

Die Höhenangaben beziehen sich auf "Pegelnul1" im Normalhöhenystem HN 76.

Die Gauß-Krüger-Koordinaten sind auf den Schwerpunkt der Pegelstationen reduziert.



und die Ausgleichung der Meßdaten gestaltet sich einfacher, da bestimmte Glieder der Normalgleichungen zu Null werden (siehe Formel (13)).

Für die numerische Berechnung ist noch folgende Information wichtig:

Das rechtwinklige Koordinatensystem ist - wie in der Mathematik üblich - rechtsorientiert

x - Rechtswert

y - Hochwert.

Für Azimutberechnungen gelten aber die in der Geodäsie üblichen Quadranten. Durch diese Maßnahmen wurde eine gewisse Verschlüsselung der Koordinaten erreicht, wie sie zur damaligen Zeit gefordert war.

Die für die Pegelstationen angenommene Koordinatengenauigkeit von 1" entspricht im betreffenden Seegebiet ( $\varphi \sim 54^{\circ} 15'$ ) und unter der vereinfachten Annahme einer Kugelgestalt der Erde mit dem Radius  $R = 6\,384$  km einer Unsicherheit  $ds$

$$\begin{aligned} \text{in der geographischen Breite} \quad d\varphi = 1'' \quad ds_{\varphi} &\approx 31 \text{ m} \\ \text{in der geographischen Länge} \quad d\lambda = 1'' \quad ds_{\lambda} &\approx 18 \text{ m.} \end{aligned} \quad (22)$$

Im ungünstigsten Fall ist also mit  $ds \sim 30$  m zu rechnen. Aus diesen Überlegungen wird erkennbar, daß es unangemessen ist, die Koordinaten der Pegelstationen genauer als auf volle Meter in der numerischen Auswertung zu benutzen.

### 5.3. Die Ergebnisse im Testgebiet

Zur Bestimmung des marinen Gradienten sind stets die simultan gemessenen 6 Wasserstände verwendet worden. Meßwerte lagen im stündlichen Zeitintervall für die Dauer eines Jahres vor. Wegen

Datenausfalls einzelner Stationen ließ sich jedoch nicht immer eine Approximationsfläche berechnen und ein mariner Gradient angeben.

Da die Approximationsfläche für den Wasserstand mit 6 Meßwerten überbestimmt ist, läßt sich nach der Ausgleichung auch eine Angabe über den Genauigkeitsgrad der jeweiligen stündlichen Berechnung machen.

Die numerischen Ergebnisse für den marinen Gradienten können aus platztechnischen Gründen hier nicht mitgeteilt werden; auch ließen sich aus ihnen allein noch keine ausreichenden Informationen über den Zustand des Meeres zum Zeitpunkt des berechneten marinen Gradienten ableiten.

Um gesicherte Ergebnisse über die Neigung der Meeresoberfläche zu erhalten, sind Selektionskriterien eingeführt worden. Nur jene marinen Gradienten sollen als repräsentativ gelten, von denen die folgenden Bedingungen erfüllt werden.

- Beim hydrokinematischen Nivellement kommt es sehr auf zeitgleiche Messungen an, d.h., der Synchronismus muß streng gewährleistet sein. Bei Steig- bzw. Sinkgeschwindigkeiten des Wasserstandes von  $\leq 5$  cm/h bleibt ein Fehler im Meßzeitpunkt von 3 Minuten noch innerhalb von 1 mm und darf vernachlässigt werden. Deshalb die Forderung:

Der Wasserstand einer Pegelstation darf sich innerhalb einer Stunde um nicht mehr als 5 cm geändert haben, um für die weitere Auswertung nützlich zu sein.

- Ist die Meeresoberfläche durch äußere Einflüsse in ihrer Form so verändert, daß die Approximation mittels einer gleichmäßig gekrümmten Fläche den tatsächlichen Verhältnissen nicht mehr entspricht, so sollten diese Messungen für die weitere Arbeit unbeachtet bleiben. Ein Qualitätskriterium für die Selektion ist die Größe der Standardabweichung der ausgeglichenen

Ebene gemäß (11) mit der Bedingung:

$$m_k \leq 3 \text{ cm.} \quad (23)$$

- Ist ein Gradient im Betrag sehr klein, so ist auch die Richtung (das Azimut) sehr unsicher und kann für spätere Weiterberechnungen nicht als repräsentativ gelten.

Deshalb die Bedingung:

$$\text{grad } \eta \geq 0.10 \text{ cm/km.} \quad (24)$$

- Was für die Steig- und Fallgeschwindigkeit des Wasserstandes gilt, muß für die Richtungsänderung analog angewandt werden. Schnellen Wechseln der Richtung setzen die Wassermassen einen erheblichen Widerstand entgegen und es bleibt unsicher, ob der Augenblickswert für  $\alpha_\eta$  als signifikant anzusehen ist. Deshalb sind nur jene marinen Gradienten für die weitere mathematische Analyse brauchbar, die der Bedingung

$$\alpha_{\eta i} - \alpha_{\eta i+1} \leq 90^\circ \quad (25)$$

entsprechen.

Hat das Meeresrelief eine schiefe Stellung zur ungestörten Niveaufläche, so läßt sich diese Schiefstellung prinzipiell mittels des berechneten marinen Gradienten rechnerisch berücksichtigen.

In diese Korrektur geht die Entfernung der Pegelstation zum Bezugspunkt und der Gradient nach Betrag und Richtung ein. Diese Verfahrensweise bietet die größte Sicherheit, um die Schiefstellung der Meeresoberfläche rechnerisch zu korrigieren und damit den Störparameter Wind zu eliminieren.

Aber ein solcher Weg ist nur dort beschreitbar, wo die Lokalität eine entsprechende Netzkonfiguration gestattet, die Pegel untereinander nivellistisch verbunden sind und die entstehenden Kosten

für die zusätzliche Berechnung des Flächengradienten ökonomisch vertretbar sind. Dies ist nicht immer gegeben. Deshalb war ich bemüht, eine Methode zu finden, die es gestattet, ohne zusätzliche Meßeinrichtungen den marinen Gradienten näherungsweise zu bestimmen. Das barische Feld über dem betreffenden Seegebiet eröffnet eine solche Möglichkeit.

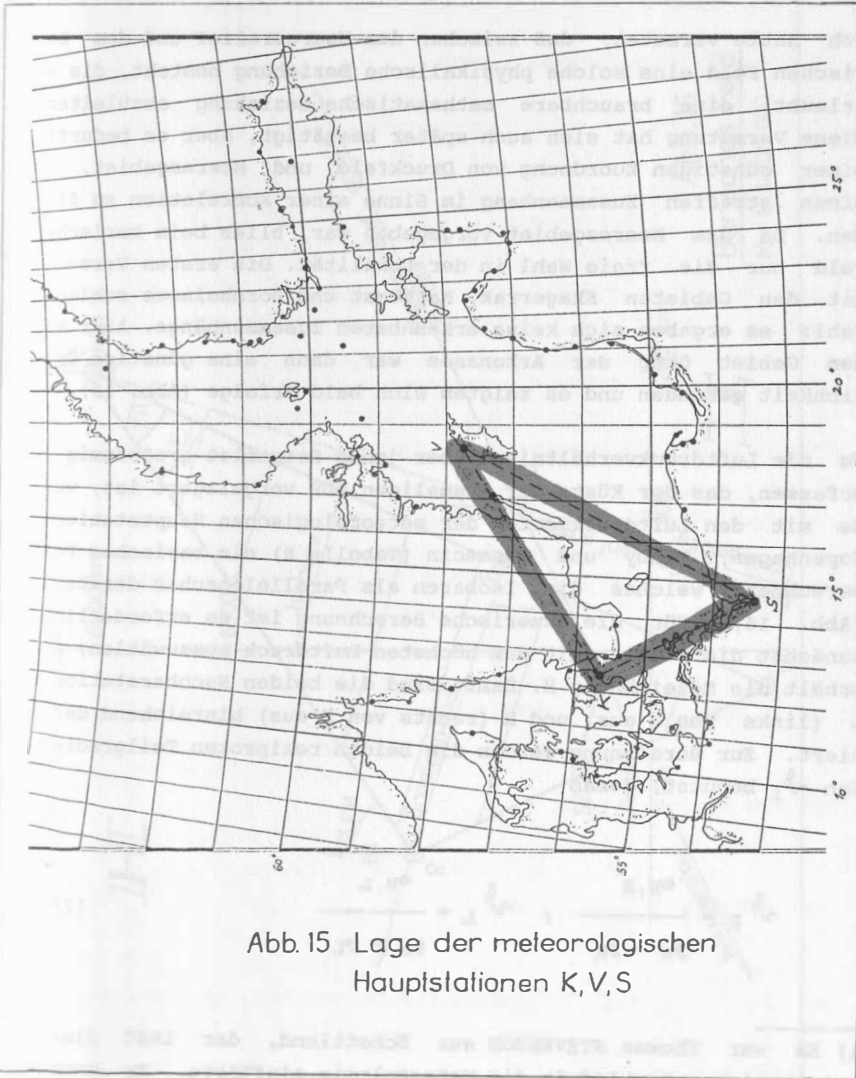


Abb. 15 Lage der meteorologischen Hauptstationen K, V, S

## 6. Der barische Gradient <sup>1)</sup>

Ich hatte vermutet, daß zwischen dem Meeresrelief und dem barischen Feld eine solche physikalische Beziehung besteht, die es erlaubt, eine brauchbare mathematische Beziehung abzuleiten. Diese Vermutung hat sich auch später bestätigt, aber es bedurfte einer günstigen Zuordnung von Druckfeld und Meeresgebiet, um einen straffen Zusammenhang im Sinne einer Korrelation zu finden. Da das Meeresgebiet vorgegeben war, blieb beim barischen Feld nur die freie Wahl in der Lokalität. Die ersten Versuche mit den Gebieten Skagerrak, Kattegat und Bornholmsee schlugen fehl: es ergaben sich keine erkennbaren Zusammenhänge. Aber mit dem Gebiet über der Arkonasee war dann eine günstige Örtlichkeit gefunden und es zeigten sich bald Erfolge (Abb. 15).

Um die Luftdruckverhältnisse über jenem Seegebiet großräumig zu erfassen, das der Küste der ehemaligen DDR vorgelagert ist, wurde mit den Luftdruckwerten der meteorologischen Hauptstationen Kopenhagen, Visby und Szczecin (Tabelle 8) ein barisches Feld berechnet, welches die Isobaren als Parallelenschar darstellt (Abb. 16). Für die numerische Berechnung ist es erforderlich, zunächst die Station mit dem höchsten Luftdruck auszuwählen; sie erhält die Bezeichnung H. Damit sind die beiden Nachbarstationen L (links von H aus) und R (rechts von H aus) hinreichend definiert. Zur Berechnung werden die beiden reziproken Teilgradienten  $\gamma_i$  benutzt, gemäß

$$\gamma_R = \frac{e_{H,R}}{P_H - P_R} ; \quad \gamma_L = \frac{e_{H,L}}{P_H - P_L} \quad (26)$$

1) Es war Thomas STEVENSON aus Schottland, der 1867 diesen wichtigen Begriff in die Meteorologie einführte. Er nannte ihn zunächst "barometric gradient".

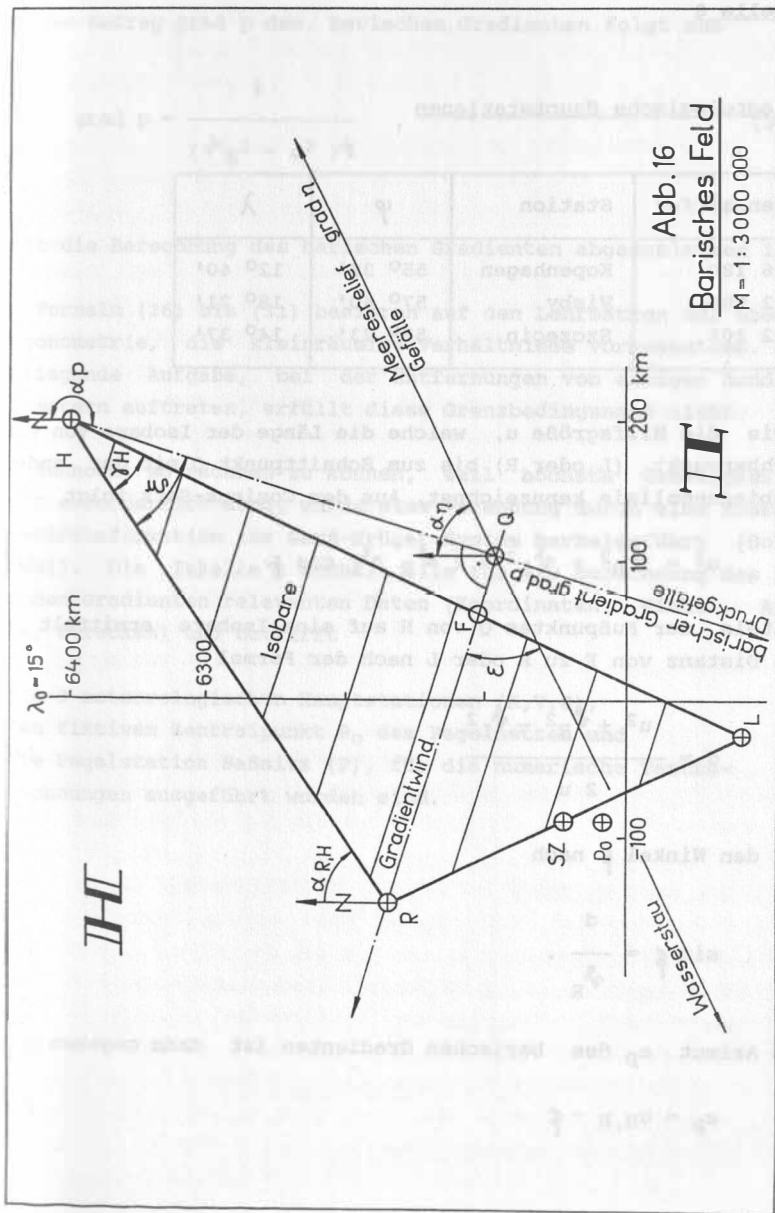


Abb. 16  
Barisches Feld  
M = 1 : 3 000 000

**Tabelle 8**Meteorologische Hauptstationen

Kennziffer	Station	$\varphi$	$\lambda$
06 180	Kopenhagen	55° 38'	12° 40'
02 090	Visby	57° 40'	18° 21'
12 205	Szczecin	53° 23'	14° 37'

sowie die Hilfsgröße  $u$ , welche die Länge der Isobare von einem Nachbarpunkt (L oder R) bis zum Schnittpunkt Q mit der anderen Verbindungslinie kennzeichnet. Aus dem Cosinus-Satz folgt

$$u^2 = v_R^2 + v_L^2 - 2 v_R v_L \cos \beta . \quad (27)$$

Mittels der Fußpunktes Q von H auf eine Isobare ermittelt man die Distanz von F zu R oder L nach der Formel

$$d = \frac{u^2 + v_R^2 - v_L^2}{2 u} \quad (28)$$

und den Winkel  $\beta$  nach

$$\sin \beta = \frac{d}{v_R} . \quad (29)$$

Das Azimut  $\alpha_p$  des barischen Gradienten ist dann gegeben durch

$$\alpha_p = \alpha_{H,R} - \beta \quad (30)$$



und der Betrag grad p des barischen Gradienten folgt aus

$$\text{grad } p = \frac{1}{(R^2 - d^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (31)$$

womit die Berechnung des barischen Gradienten abgeschlossen ist.

Die Formeln (26) bis (31) basieren auf den Lehrsätzen der ebenen Trigonometrie, die kleinräumige Verhältnisse voraussetzen. Die vorliegende Aufgabe, bei der Entfernungen von einigen hundert Kilometern auftreten, erfüllt diese Grenzbedingungen nicht.

Um dennoch so rechnen zu können, weil höchste Genauigkeiten nicht erforderlich sind, wurde eine Verebnung durch eine Koordinatentransformation ins Gauß-Krüger-System herbeigeführt [Boltz (1943)]. Die Tabelle 9 enthält alle für die Berechnung des barischen Gradienten relevanten Daten (Koordinaten, Winkel, Azimute, Strecken) und betrifft

- die 3 meteorologischen Hauptstationen (K,V,S),
- den fiktiven Zentralpunkt  $P_0$  des Pegelnetzes und
- die Pegelstation Saßnitz (P), für die numerische Testberechnungen ausgeführt worden sind.

Tabelle 9

## Koordinaten, Winkel, Azimute, Strecken

Station	$\varphi$	$\lambda$	H	R	$\lambda$	Azimut	Strecke
1	2	3	4	5	6	7	8
K'nagen (K)	55,6333°	12,6667°	6 169,569 km	- 146,926 km	97,81429°	$\alpha_{K,V} = 56,53300^\circ$ $\alpha_{K,S} = 154,34729^\circ$ $\alpha_{K,P} = 158,76967^\circ$	$e_{K,V} = 415,686$ km $e_{K,S} = 280,475$ km $e_{K,P} = 168,069$ km
Visby (V)	57,6667°	18,3500°	6 398,802 km	+ 199,841 km	31,47881°	$\alpha_{V,S} = 205,05419^\circ$ $\alpha_{V,P} = 216,53433^\circ$ $\alpha_{V,K} = 236,53300^\circ$	$e_{V,S} = 532,133$ km $e_{V,P} = 480,269$ km $e_{V,K} = 415,686$ km
Szczecin (S)	53,3833°	14,6167°	5 916,739 km	- 25,504 km	50,70690°	$\alpha_{S,V} = 25,05419^\circ$ $\alpha_{S,P} = 327,79940^\circ$ $\alpha_{S,K} = 334,34729^\circ$	$e_{S,V} = 532,133$ km $e_{S,P} = 113,647$ km $e_{S,K} = 280,475$ km
Saßnitz (Z)	54,5142°	13,6508°	6 043,360 km	- 87,368 km	-	$\alpha_{Z,P} = 177,55005^\circ$	$e_{Z,P} = 30,482$ km
P.	54,2408°	13,6797°	6 012,906 km	- 86,065 km	-	$\alpha_{P,Z} = 357,55005^\circ$	$e_{P,Z} = 30,482$ km

R bezieht sich auf  $\lambda_0 = 15^\circ$

P<sub>0</sub>-Zentrum des Pegelnetzes

DOI: <https://doi.org/10.2312/zipc.1990.115>

## 7.0. Barisches Feld und Meeresrelief

### 7.1. Die Beziehungen zwischen den Gradienten von barischem Feld und Meeresrelief

Die Richtung des barischen Gradienten  $\alpha_p$  entspricht nicht der des wirklichen Windes. Nur zum Zeitpunkt des Entstehens sind Windrichtung und Gefällrichtung identisch; dann bewirkt die ablenkende Kraft der Erddrehung (Corioliskraft), daß sich der Wind orthogonal zum Druckgefälle einstellt, wobei der tiefere Luftdruck links von der Windrichtung liegt. Dieser als Gradientwind bezeichnete Vektor hält das Gleichgewicht zwischen Druckgefälle und Corioliskraft. Die an der Erdoberfläche - Land oder Wasser - entstehende Reibung bewirkt eine weitere Ablenkung der Windrichtung nach der Seite des tieferen Druckes hin und führt zum "effektiven Wind"  $\alpha_w$ . Es gilt

$$\alpha_w = \alpha_p + 90^\circ - \epsilon .$$

(32)

Um zahlenmäßige Aussagen zwischen

- dem Betrag des barischen Gradienten grad p und dem Betrag des marinen Gradienten grad sowie
- dem Azimut des barischen Gradienten  $\alpha_p$  und dem Azimut des marinen Gradienten  $\alpha_\gamma$

machen zu können, sind die Zusammenhänge der korrespondierenden Größen nach Betrag und Richtung mittels Korrelationsrechnung getestet worden.

Vor Beginn der mathematischen Analyse ist jeder Meßwert auf Signifikanz geprüft worden. Dabei zeigte sich, daß nicht alle Meßdaten für die Ermittlung der Regressionsgleichung - was das Ziel dieser Untersuchungen war - brauchbar sind. Um hinreichend sichere Beziehungen abzuleiten, müssen auch sichere meteorologische Bedingungen vorliegen. In Anlehnung an die im Abschnitt 5.3. genannten hydrologischen Selektionskriterien mögen zusammenfassend die Grenzbedingungen zur Ableitung von regressiven Beziehungen zwischen marinen und barischen Gradienten genannt sein. Man beachte:

- Ein zu geringer Betrag der Gradienten ist nicht signifikant, denn mit abnehmender Neigung wird das zu bestimmende Azimut zunehmend unsicherer, da die Höhendifferenz mit der Sinusfunktion eingeht.
- Plötzlichen und erheblichen Veränderungen im Wettergeschehen vermögen die Wassermassen wegen ihrer Trägheit nicht sofort zu folgen und bedingen eine zeitlich schwer abschätzbare Persistenz.
- Beim Durchzug von Wetterfronten entstehen im Isobarenverlauf Singularitäten, die nicht im mathematischen Modell erfassbar sind.

Um diese Gesichtspunkte zu berücksichtigen, wurden die folgenden 5 Auswahlkriterien für die Ableitung einer Regressionsgleichung vorgegeben:

- $\text{grad } p \geq 0,01 \text{ hPa/km}$ ,
- $\text{grad } \eta \geq 0,10 \text{ cm/km}$ ,
- $\alpha_{pi} - \alpha_{pi+1} \leq 90^\circ$ ,
- $\alpha_{\eta i} - \alpha_{\eta i+1} \leq 90^\circ$ ,
- kein Durchzug einer Wetterfront durch das barische Feld im untersuchten Zeitraum.

Nach der Selektion unsicherer Wertepaare, welche die genannten Bedingungen nicht erfüllten, wurden die Korrelationen berechnet für

- den Betrag der Gradienten  $\text{grad } p / \text{grad } \eta$  aus  $N = 140$  Wertepaaren mit dem Ergebnis

$$r_{\text{grad}} = 0,61 \pm 0,05, \quad (33)$$

- die Azimute  $\alpha_p/\alpha \eta$  aus  $N = 85$  Wertepaaren mit dem Resultat

$$r = 0,96 \pm 0,01 . \quad (34)$$

Die Größe dieser Korrelationskoeffizienten  $r$  rechtfertigt die Ableitung von Regressionsgleichungen, wobei jeweils beide korrespondierende Größen als fehlerbehaftet in die Ausgleichung eingeführt worden sind. Im Ergebnis dieser Berechnungen ergaben sich die Beziehungen

$$\text{grad } \eta = a' * \text{grad } p \quad (35)$$

$$\alpha \eta = z (\alpha_p - \chi) \quad (36)$$

mit den Faktoren

$$a' = 50,3 \text{ cm/hPa}$$

$$z = 0,895$$

$$\chi = 126^\circ .$$

Aus der Formel (36) wird erkennbar, daß die Beziehung zwischen  $\alpha_p$  und  $\alpha$  nicht allein durch eine additive Größe ausgedrückt werden kann, wie in (32) mit Hilfe des Ablenkungswinkels angedeutet war, sondern zusätzlich ein Koeffizient  $z$  enthalten ist, der eigentlich gleich Eins sein müßte, sich aber aus der rechnerischen Auswertung zu 0.895 ergab.

## 7.2. Korrektur der Wasserstandsangaben wegen einiger meteorologischer Einflüsse

Um nunmehr den gemessenen Wasserstandswert an einer Pegelstation wegen der Schräglage der Meeresoberfläche korrigieren zu können, muß die Berechnung auf das Zentrum  $P_0$  des Testnetzes für das hydrokinematische Nivellement bezogen werden. Damit bleiben jene Beziehungen gewahrt, die auch zur Ableitung der Regressionsgleichungen benutzt worden sind. Das ist wichtig!

Nun unterliegt das Zentrum  $P_0$  selbst höhenmäßigen Schwankungen, die neben verschiedenen anderen Ursachen - Gezeiten, Strömungen u.ä. - auch durch den wechselnden Luftdruck bedingt sind. Um den nötigen Höhenbezug zu schaffen, wird zunächst der Wasserstand auf den normalen Luftdruck in Meeresniveau reduziert. Dafür gilt

$$\Delta w_p = \frac{p_p - 1013.25 \text{ hPa}}{0.981 \text{ hPa/cm}} \quad (37)$$

denn ein über "normal" liegender Luftdruck bewirkt einen zu niedrigen Wasserstand und muß durch einen positiven Betrag von  $w_p$  korrigiert werden.

Der Luftdruck in P wird aus dem barischen Dreieck nach der Beziehung

$$p_p = p_H - \Delta p_{H,p} \quad (38)$$

mit

$$\Delta p_{H,p} = e_{H,p} * \text{grad } p * \cos (\alpha_{H,p} - \alpha_p) \quad (39)$$

berechnet.

Durch eine weitere Korrektur wird dann die Schiefstellung der Meeresoberfläche mathematisch eliminiert, die aus

$$\Delta w_\eta = - a' * \text{grad } p * e_{p,z} + \cos [\alpha_{p,z} + \alpha (\alpha_p - \chi)] \quad (40)$$

folgt.

2) Zur Umrechnung des Druckes von der gesetzlichen Maßeinheit Pascal (Pa) in Wassersäule (WS) gilt

$$1 \text{ mm WS} = 9,81 \text{ Pa}$$

$$10 \text{ mm WS} = 98,1 \text{ Pa} = 0,981 \text{ hPa.}$$

Für den Nachweis dieser stochastischen Beziehung bildet der Faktor  $a'$  in der Gleichung (40) eine gewisse Schwachstelle, da für die regressive Beziehung

$$\text{grad } p = f(\text{grad } \eta) \quad (41)$$

zwar ein signifikanter, aber kein hoher Korrelationskoeffizient ermittelt werden konnte ( $r = 0,61$ ). Um den Betrag des Koeffizienten  $a'$  zu sichern, sind die ermittelten Korrekturen  $\Delta w_{\eta}$ , die auf Messungen im barischen Feld basieren, mit den tatsächlichen Schiefstellungen der Meeresoberfläche aus den Messungen im hydrokinematischen Nivellement verglichen worden. Dabei zeigte sich, daß der Koeffizient  $a'$  zu groß ermittelt worden war und zwar um einen Faktor  $k$ , der aber nunmehr mit einer hohen Korrelation von  $r = 0,92$  nachgewiesen wurde. Daraufhin wurde der Faktor  $k$  durch eine weitere Ausgleichung bestimmt. Für den berichtigten Koeffizienten gilt

$$a = k * a' = 0,2809 * 50,3 \text{ cm/hPa} = 14,13 \text{ cm/hPa}. \quad (42)$$

Die wesentlich größere Sicherheit in der Bestimmung von  $a$ , die durch den hohen Korrelationskoeffizienten erkennbar wird, war dadurch möglich, daß nicht die beiden Gradienten untereinander verglichen wurden, deren Beträge sich jeweils auf die Strecke von 1 km beziehen, sondern gemessener und berechneter Wasserstand selbst, der sich auf eine rund 30 km große Distanz bezieht und dadurch schon von der Geometrie her sicherer, weil empfindlicher ist. Welch günstige Auswirkungen der korrigierte Faktor  $a$  gebracht hat, zeigt die Abb. 17. Dort wird für die Station Saßnitz der infolge der Schiefstellung des Meeresreliefs gemessene Wasserstand dem aus den barischen Gradienten berechneten gegenübergestellt.

Die gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen Wasserständen einer Pegelstation und aus barischen Gradienten berechneten ist nicht a priori gegeben, denn der Gradient des Meeresreliefs wurde aus 6 Pegelstationen abgeleitet und **e i n e** Pegelstation

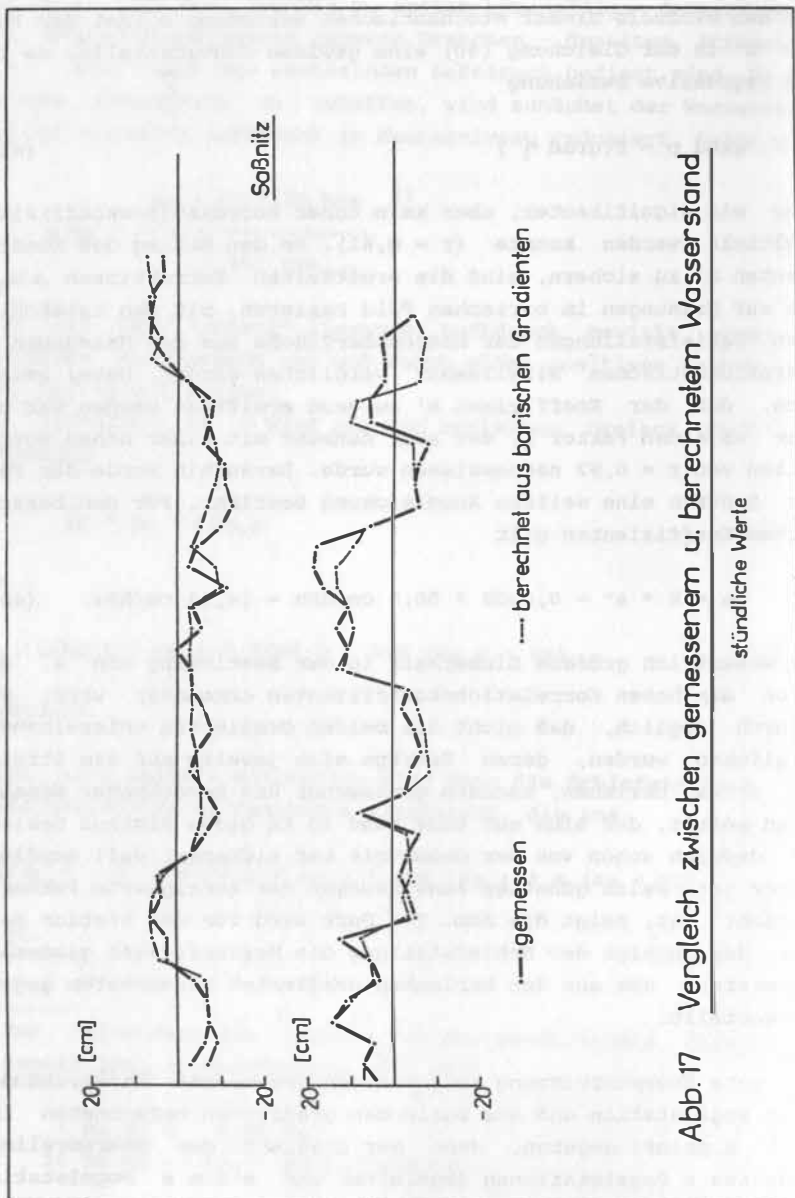


Abb. 17 Vergleich zwischen gemessenem u. berechnetem Wasserstand

stündliche Werte



steht dazu nur in einer indirekten Beziehung. Es ist weiterhin zu erkennen, daß die verbleibenden Differenzen in der Größe nicht signifikant und im Charakter nicht systematisch sind, also zufälligen Charakter haben. Die mittlere quadratische Abweichung der Differenzen liegt bei  $\pm 3$  cm, was als gut zu bewerten ist.

Damit ist eine praktikable Lösung gefunden, um die Neigung der Meeresoberfläche rechnerisch zu erfassen und damit die Meßdaten zu reduzieren. Um die eingangs geschilderten Unzulänglichkeiten zu vermeiden, ist darauf zu achten, daß der Originalwert - der stündliche Wert - unmittelbar korrigiert wird.

Es sei aber ausdrücklich erwähnt, daß die regressive Beziehung zwischen barischem und marinem Gradienten nur aus den Meßdaten weniger Monate abgeleitet worden ist und dabei auch die selbst festgelegten Selektionskriterien angewandt worden sind, wodurch die Datenmenge weiter eingeschränkt ist. Der zur Verfügung stehende Zeitfonds und die technischen Hilfsmittel ließen damals eine Auswertung in größerem Umfange nicht zu. Dies ist jedoch dringend geboten, um größere Sicherheit in dieser Aussage zu erreichen. Das Datenmaterial ist vorhanden.

Eine technische Schwierigkeit bei der so geschilderten Berechnung ergibt sich dadurch, daß die Luftdruckwerte nicht stündlich, sondern nur in mehrstündlichen Intervallen vorliegen. Der in Abb. 18 dargestellte zeitliche Verlauf des Luftdruckes für einen Zeitraum von einem Monat läßt aber nur mäßige Schwankungen erkennen, so daß eine lineare Interpolation der Luftdruckwerte über einige Stunden i.a. akzeptiert werden kann. Damit stehen dann stündliche Werte für den barischen Gradienten zur Weiterberechnung zur Verfügung.

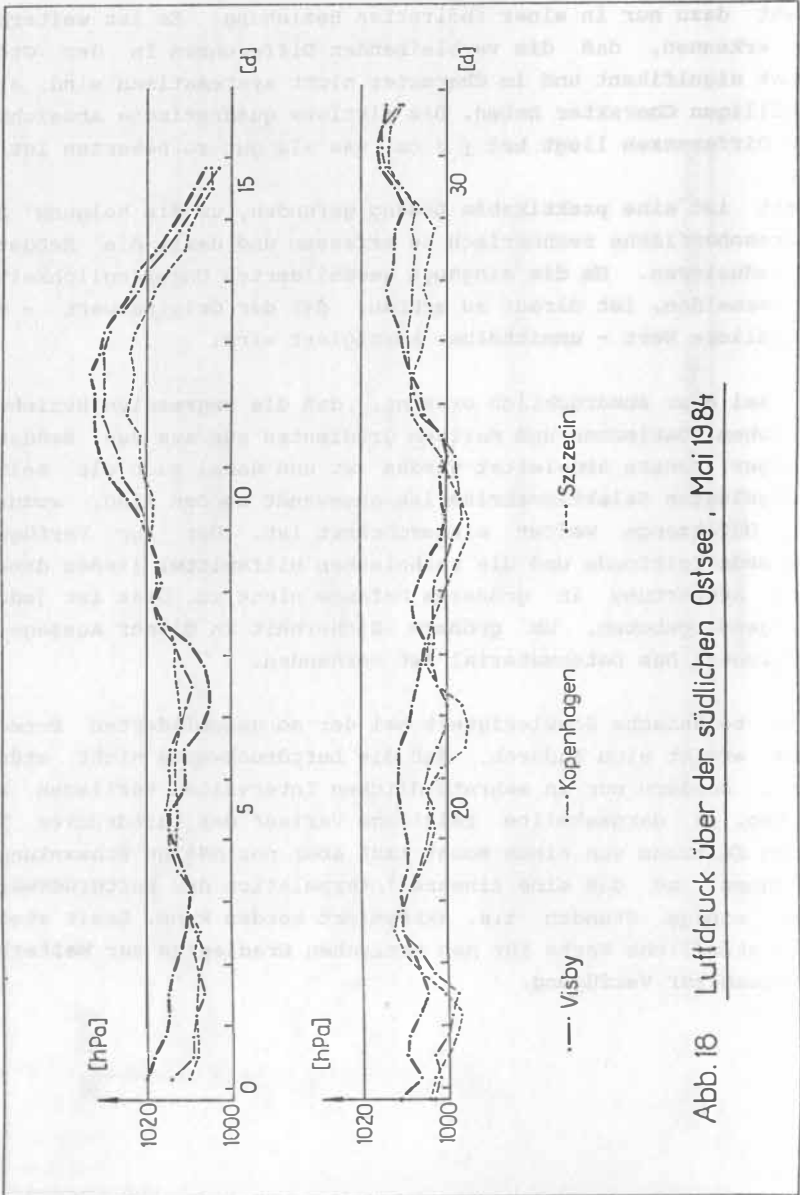


Abb. 18 Luftdruck über der südlichen Ostsee, Mai 1984

## 8. Perioden im Wasserstand

### 8.1. Die Meereszeiten

Die Gravitationskräfte von Sonne und Mond, die periodische Schwankungen der Meeresoberfläche auslösen, sind auch in der Ostsee erkennbar. Gemessen an den Verhältnissen freier und tiefer Meere sind die Gezeiten der Ostsee jedoch gering, hier wird nur ein Tidenhub in der Größenordnung von einem Dezimeter erreicht. Für die Belange der Schifffahrt sind solche Beträge ohne praktische Bedeutung, aber für den Nachweis von rezenten Erdkrustenbewegungen durchaus relevant. Da als Störgößen diese Einflüsse aus der Physik des Erdkörpers theoretisch vollständig bekannt sind und mathematisch gut modelliert werden können, besteht kein Anlaß, diesen systematischen Effekt unbeachtet zu lassen. Dabei sei noch erwähnt, daß die aus der Theorie abgeleiteten Parameter der Gezeitenwelle nur selten mit der Wirklichkeit übereinstimmen (siehe Tabelle 10). Die Ursachen für diese Abweichungen zur Theorie sind im wesentlichen durch die Küstenformen und die Tiefe des betreffenden Meeres bedingt. In der Praxis werden die Differenzen zwischen theoretischen und wirklichen Gezeiten aber gar nicht wirksam, weil die Parameter (harmonische Konstanten) stets aus direkten Beobachtungen abgeleitet werden.

Für alle wissenschaftlichen Aufgaben, die den ungestörten Meeresspiegel als Höhenbezug voraussetzen, müssen die Meereszeiten erfaßt und berücksichtigt werden. Aber auch für andere Problemstellungen, bei denen nicht die Meereshöhe direkt, als vielmehr die dadurch hervorgerufenen Auswirkungen bekannt sein müssen, sind die Meereszeiten wichtig. Als Beispiel mögen die Gezeiten der festen Erde genannt sein, bei denen die durch das Meer bedingten unterschiedlichen Auflasteffekte der Wassermassen bekannt sein müssen.

Alle Partialtiden der Meereszeiten sind orts- und zeitabhängig. Die Abhängigkeit von der Lokalität ist im wesentlichen durch die Tiefenverhältnisse der angrenzenden Meeresteile gege-

ben. Die im allgemeinen geringe Zeitabhängigkeit der Partialtide hat ihre Ursache in den veränderlichen Meerestiefen durch Ablagerungen oder Abspülungen am Meeresgrund, aber auch die Drehung der Mondbahn gegenüber der Ekliptik (Nodaltide) verursacht mit ihrer 18.6jährigen Periodendauer eine langsame zeitliche Veränderung der Partialtiden.

In den meisten Fällen ermöglicht die Kenntnis der 6 wichtigsten Partialtiden eine hinreichende Aussage über die Gezeitenwirkung am betreffenden Ort. Mit den Tiden  $S_a$ ,  $S_{sa}$ ,  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $M_2$ , und  $S_2$  werden mehr als 80% des Gezeitenpotentials erfaßt [Melchior, (1966)].

Nach der Periodenlänge klassifiziert, unterscheidet man kurz- und langperiodische Gezeiten. Zur ersten Gruppe sind alle Gezeiten mit einer Periodenlänge bis zu einem Tag zu zählen. In der Tabelle 10 sind die für das Problem der Erdkrustenbewegung relevanten Tiden aufgeführt.

Für die südliche Ostsee sind die kurzperiodischen Gezeiten von Mitarbeitern unseres Instituts umfassend untersucht worden [Schweydar (1916), Montag (1967), Weise (1988)]. Zu den langperiodischen Gezeiten wäre zu bemerken, daß die  $S_a$  und die  $S_{sa}$  im untersuchten Meeresgebiet eine auffällige Abhängigkeit von der geographischen Länge aufweisen [Weise (1988)]. Beide Amplituden werden mit wachsender geographischer Länge größer. Hinsichtlich der Phase liegt zwischen der  $S_a$  und der  $S_{sa}$  eine umgekehrte Abhängigkeit zur geographischen Länge  $\lambda$  vor.

Tabelle 10

Die wichtigsten Meeresgezeiten der südlichen Ostsee

$$\varphi = 55^\circ \text{ n.B.}$$

TIDE	Typ	Winkel- geschwindigkeit [o/h]	ermittelte Amplitude A [mm]	theoretische Amplitude A nach [29] (Seite)
1	2	3	4	5
S <sub>2</sub>	1/2 d	30. 000 000	3 - 10	-
M <sub>2</sub>	1/2 d	28. 984 104	10 - 50	-
K <sub>1</sub>	1 d	15. 041 069	5 - 12	-
O <sub>1</sub>	1 d	13. 943 036	10 - 15	-
Mf <sub>N</sub>	1/2 Mo	1. 100 2	-	5.8 (45)
Mf	1/2 Mo	1. 098 0	-	14.0 (45)
MSf	1/2 Mo	1. 015 9	-	1.2 (45)
Mm	1 Mo	0. 544 4	-	7.4 (45)
MSm	1 Mo	0. 471 5	-	1.5 (45)
Ssa	1/2 a	0. 082 1	20 - 50	6.6 (41)
Sa	1 a	0. 041 1	50 - 100	1.0 (41)
M <sub>N</sub>	18.6 a	0. 002 2	5 - 30	5.9 (39)

8.2. Andere Perioden im Wasserstand

Die in den Wasserstandsbeobachtungen enthaltenen periodischen Anteile werden als Gezeiten bezeichnet, sofern ihre Anregung durch die Anziehungskräfte von Sonne und Mond bedingt sind. Bei der numerischen Bestimmung der Gezeiten ist die Periodenlänge exakt durch die astronomische Theorie vorgegeben und es gilt dann, die Amplituden und Phasen aus den Meßwerten abzuleiten. Diese Methoden der Gezeitenberechnung sind mit den Namen Börger

(1894), Doodson (1922), Buys - Ballot (1888) und Chojnicki (1973) verbunden und haben sich bewährt.

Aber nicht alle signifikanten periodischen Anteile basieren auf einer physikalisch bekannten Theorie bzw. haben eine bekannte Periodenlänge. Mitunter muß diese erst ermittelt werden, wie es beispielsweise für die CHANDLER - Periode zutrifft. Nach [8, 13, 15] ist die Periodenlänge selbst jetzt noch nicht definitiv festgelegt. Die Streubreite liegt zwischen  $432,6^d$  und  $438,3^d$ , in [Bialas (1982), S. 270] werden sogar  $427^d$  genannt.

Für solche Fälle eignen sich die genannten Methoden nicht. Hier gilt es, Analyseverfahren anzuwenden, mit denen versteckte Perioden erst ermittelt werden müssen, um anschließend Amplitude und Phase zu bestimmen. Zu diesem Problem gibt es zahlreiche Veröffentlichungen, die durch Autoren wie Schuster (1898), Kühnen (1909), Fuhrich (1933), Stumpff (1937) und Pollak/Kaiser (1935) belegt werden sollen. Alle Verfahren erfordern einen enormen rechentechnischen Aufwand, der früher kaum, später nur mittels Hollerith-Maschinen zu bewältigen war, heute aber mittels Computer gut zu lösen ist.

In jüngster Zeit ist ein Verfahren publiziert worden, das als approximative Fourier-Methode bezeichnet wird und von Jochmann (1986) entwickelt wurde. Es gestattet die gleichzeitige Bestimmung von Periodenlänge, Amplitude und Phase der periodischen Anteile einer Zeitreihe in einem Rechengang, wobei die Frequenzabstände beliebig klein gewählt werden können. Diese Methode ist bei der Analyse der langjährigen Wasserstandsbeobachtungen in umfassender Weise angewandt worden.

### 8.3. Die Realität von ermittelten Perioden

Nicht jede Periode, deren Parameter auf Grund der Standardabweichungen mathematisch signifikant nachgewiesen werden konnte, ist i. a. als physikalisch reell anzusehen. Die Tabelle 11 enthält die für die Teststation Saßnitz numerisch signifikant ermittel-

ten Perioden, denn es ist  $m_T \ll T$ . Überraschend ist bereits die Vielzahl der Perioden (23), von denen nur 3 physikalisch erklärbar sind, nämlich

- die CHANDLER - Periode mit  $T = 1,2$  Jahre,
- die Halbjahreswelle  $S_a$  mit  $T = 1,0$  Jahre,
- die Hauptjahreswelle  $S_{sa}$  mit  $T = 0,5$  Jahre.

Doch sollte eine fehlende physikalische Begründung für eine ermittelte Periode noch kein Selektionskriterium sein.

Um die Realität von berechneten Perioden einschätzen zu können, hat der amerikanische Wissenschaftler Schuster (1898) <sup>3)</sup> eine Beziehung zwischen der Streuung der Meßwerte und der Größe der noch sicher bestimmbar Amplitude einer Schwingung abgeleitet. Mit dem von ihm geprägten Begriff der "Expektanz" definiert er die "mittlere Zufallsamplitude" von unabhängigen Beobachtungen einer Periode und berechnet sie nach der Beziehung

$$E_1 = \sigma \sqrt{\frac{\pi}{N}} \quad (43)$$

In (43) kennzeichnet  $\sigma$  die Wurzel aus dem quadratischen Mittel aller Beobachtungswerte  $y$  mit der Häufigkeit  $N$ . Es gilt

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (44)$$

3) Es ist ein Verdienst von Conrad (1924), daß die Arbeiten SCHUSTERS in Europa überhaupt bekannt wurden.

**Tabelle 11****Perioden im Wasserstand, Pegelstation Saßnitz**

Ausgangsdaten: Monatsmittel aus stündlichen Werten vom  
1. Nov. 1961 bis 31. Okt. 1988 (27 Jahre)  
N = 324

Periode		Amplitude		Phase	
T [Jahre]	$m_T$ [Jahre]	A [mm]	$m_A$ [mm]	$\omega$ [°]	$m_\omega$ [°]
1	2	3	4	5	6
7,41	± 0,39	26	± 6	191,7	± 1,1
3,92	0,21	26	6	341,7	1,1
3,33	0,26	18	6	147,1	1,6
2,67	0,13	29	6	15,4	1,0
2,15	0,16	19	6	36,0	1,5
1,92	0,17	16	6	53,5	1,7
1,56	0,14	15	6	40,6	1,8
1,20	0,08	21	6	154,1	1,3
1,15	0,06	28	6	223,4	1,0
1,00	0,02	83	6	106,2	0,3
0,88	0,07	18	6	5,3	1,5
0,83	0,03	15	6	255,8	1,9
0,76	0,06	19	6	24,1	1,4
0,72	0,04	25	6	214,6	1,1
0,70	0,06	16	6	342,6	1,8
0,66	0,04	21	6	345,5	1,4
0,52	0,03	26	6	319,5	1,1
0,51	0,03	22	6	226,1	1,3
0,50	0,02	33	6	319,1	0,8
0,43	0,03	20	6	235,7	1,4
0,41	0,03	20	6	261,9	1,4
0,40	0,03	18	6	342,2	1,6
0,34	0,02	24	6	91,6	1,2



Damit die Hauptbedingung für eine statistische Behandlung dieses Problems gegeben ist - gleiche Wahrscheinlichkeit für positive und negative Werte vorausgesetzt -, sind die Meßwerte vor der Berechnung der Expektanz auf das arithmetische Mittel  $\bar{y}$  zu beziehen.

Der in Formel (43) enthaltene durchschnittliche Mittelwert der möglichen Amplitude ist später von Stumpff (1937) durch die mittlere quadratische Amplitude nach der Formel

$$E = \frac{2 \sigma}{\sqrt{N}} \quad (45)$$

noch verbessert worden. Obwohl sich die beiden Beträge  $E_1$  und  $E$  numerisch nicht wesentlich unterscheiden, wurde in unseren Berechnungen die Größe  $E$  benutzt, weil diese zum größeren Wert führt und damit höhere Sicherheit verbürgt.

Mit dem Begriff der Expektanz beurteilt SCHUSTER nun die Realität von ermittelten Perioden, indem er nur jene gelten läßt, deren Amplitude den 3fachen Betrag von  $E$  aufweisen. Diese Forderung ist sehr hoch und, wie in unseren Untersuchungen erkennbar geworden ist, nicht immer mit den praktischen Erkenntnissen vereinbar. So erreichten beispielsweise die Halbjahreswelle  $S_{5a}$  und die CHANDLER-Periode in der Amplitude nicht den dreifachen Betrag der Expektanz (siehe Tabelle 12), hätten also - nach SCHUSTER - unbeachtet bleiben müssen, obwohl die Periodenlängen jeweils auf 3 Dezimalen genau der Theorie entsprechen. Diese Perioden deshalb wegzulassen, wäre aber unsinnig gewesen. Auch Stumpff (1937) hat auf Seite 181 seines Buches geschrieben:

*"Es zeigt sich also, daß die Wahrscheinlichkeit, die durchschnittliche oder mittlere Amplitude (durch Zufall) um das 3 - 4fache zu übertreffen, bereits s e h r k l e i n ist."*

Den dreifachen Betrag der Expektanz als Auswahlkriterium zu fordern, entspricht etwa jenen Grenzwerten für den Vertrauensbereich eines Meßwertes, bei denen mit  $3\sigma$  eine Sicherheit von 99,73% und mit  $2\sigma$  eine 95prozentige Sicherheit gewährleistet ist. Auf diese hohe statistische Sicherheit der 3fachen Expektanz bei der Periodenbestimmung kann man verzichten und sich statt dessen mit zweifacher Expektanz begnügen.

Es ist andererseits aber verwunderlich, daß das Verhältnis zwischen **Beobachtungsumfang** und **Periodenlänge** so gänzlich bei der Beurteilung von reellen oder nur scheinbaren Perioden außer acht gelassen wird. Daß man keine Perioden als gesichert betrachten kann, die nur zwei- oder dreimal im Beobachtungszeitraum enthalten sind, ist plausibel und bedarf keiner theoretischen Erörterung, aber nirgends wird dies als Auswahlkriterium vermerkt. Es erscheint mir deshalb angebracht, die - zusätzliche - Forderung zu erheben, nur solche Perioden aus dem Datenfonds abzuleiten, deren Periodenlänge mindestens 5mal im Beobachtungszeitraum enthalten sind.

Und noch eine dritte Bedingung soll gestellt werden, wenn zu entscheiden ist, ob die ermittelte Periode als gesichert gelten kann. Für den vorliegenden Sachverhalt - der Pegelanalyse - darf man voraussetzen, daß die ermittelten Perioden im Wasserstand der einen Pegelstation in dem der benachbarten Pegelstation ebenfalls signifikant nachgewiesen werden müssen, wenn sie als reell gelten sollen. Dies betrifft ausschließlich die Periodenlänge und nicht etwa Amplitude und Phase, die örtlich durchaus verschieden sein können.

Bei Einhaltung dieser 3 Bedingungen

- zweifache Expektanz für die Größe der Amplitude,
- Beobachtungslänge etwa gleich dem 5fachen der zu ermittelnden Periode,

- Persistenz der Periodenlänge  $T$  in der Nachbarstation auf mindestens 95%

halte ich die ermittelten Perioden für reell.

Die Tabelle 12 enthält die auf solche Weise für die 4 Hauptpegelstationen ermittelten Parameter von reellen Perioden.

Unsere Untersuchungen zeigen

- daß die Länge der jeweils ermittelten Periode auf den unterschiedlichen Pegelstationen bis auf die dritte Dezimalstelle übereinstimmt, sofern der Datenumfang gleich ist,
- daß trotz unterschiedlicher Beobachtungszeiträume an den verschiedenen Stationen die ermittelten Parameter dennoch gut übereinstimmen,
- daß zwei der ermittelten Perioden physikalisch nicht bzw. noch nicht erklärbar sind ( $T \sim 3,3^a$  und  $\sim 2,9^a$ ),
- daß die Größe  $T$  der CHANDLER-Periode auffällig gut mit den Werten von Jessen (1964) übereinstimmt, denn mit  $T = 1,190^a = 434,35^d$  weicht die Periodenlänge nur um Stunden vom Durchschnitt der in Lisitzin (1974) angegebenen 9 Pegelstationen der Welt ab ( $T = 434,6^d \pm 1,4^d$ ). Die in der neuen Arbeit von Plag (1988), Seite 7 vertretene Ansicht,

*"daß die tatsächliche Chandlerperiode entweder bei  $428.5 \pm 1.0$  Tagen oder bei  $437.2 \pm 0.8$  Tagen liegt und nicht, wie üblicherweise angenommen, bei ca. 434 Tagen",*

kann durch die vorliegenden Untersuchungen nicht bestätigt werden. Auch die benutzte Formulierung "üblicherweise angenommen" wird als deplaciert empfunden, da die Zahlenangaben stets auf Berechnungen beruhen.

#### 8.4. Die Unsicherheit der berechneten Parameter einer periodischen Funktion

Für eine aus  $i$  verschiedenen periodischen Anteilen zusammengesetzte Schwingung  $y$  gilt allgemein

$$y_i = \sum A_i \sin \left( \frac{2\pi}{T_i} + \omega T_i \right), \quad (46)$$

wobei  $T_i$  die Periodenlänge der Schwingung  $i$  kennzeichnet.

- Der Gewichtseinheitsfehler  $m_0$  folgt nach

$$m_0 = \sqrt{\frac{\sum f^2}{N - v}} \quad (47)$$

mit  $f$  als Abweichung zwischen gemessenem Wasserstand  $w$  und der superponierten Welle  $y_i$ , d.h.

$$f_i = w_i - y_i. \quad (48)$$

$N$  kennzeichnet die Anzahl der Meßwerte und  $v$  die Anzahl der Unbekannten. Jede einzelne Schwingung enthält als Unbekannte: die Periode  $T$ , die Amplitude  $A$  und die Phase  $\omega$ . Außer den Perioden wird für die vorliegende Aufgabe (Niveaueverschiebungen) noch ein Trend in Bezug auf einen Zentralpunkt berechnet, womit zwei weitere Unbekannte hinzukommen und  $v = 5$  wird.

- Für den mittleren Fehler der Amplitude  $m_A$  gilt

$$m_A = m_0 \sqrt{\frac{2}{N}}, \quad (49)$$

er ist für alle Amplituden aus derselben Datenmenge gleich groß.

- Der mittlere Fehler der Phase  $m_{\omega}$  folgt aus

$$m_{\omega} = \frac{m_A}{A} * \varrho \quad (50)$$

mit  $\varrho$  als Umrechnungsfaktor in Winkelmaß.

- Der mittlere Fehler der Periodendauer  $m_T$  berechnet sich nach

$$m_T = \frac{m_A}{A} * \frac{T}{\pi \sqrt{2}} \quad (51)$$

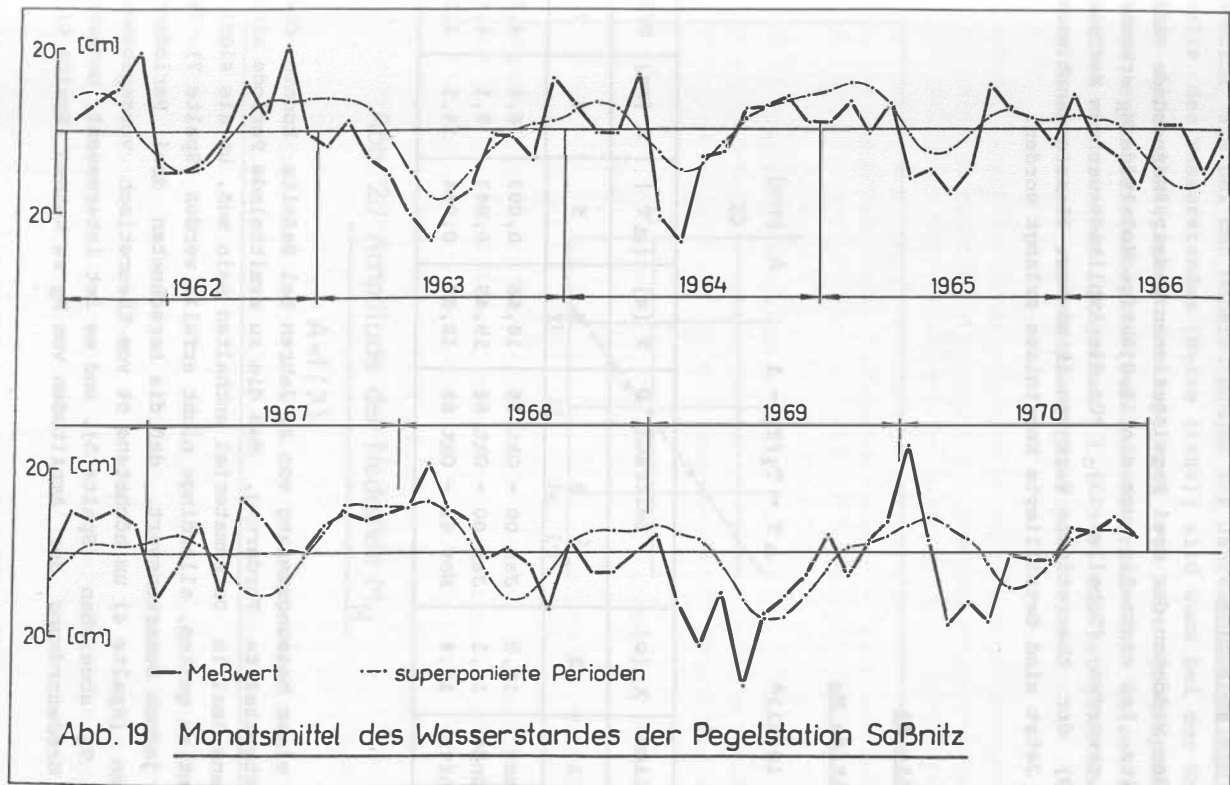
Die in Tabelle 12 aufgeführten fünf reellen Perioden der Station Saßnitz sind in Abbildung 19 als superponierte Zeitfunktion graphisch dargestellt. Zum Vergleich sind auch die Monatsmittel des Wasserstandes eingetragen und man erkennt, in welchem Maße bereits diese 5 Perioden den zeitlichen Verlauf des Wasserstandes prägen. 95% der Residuen liegen jetzt im Bereich von  $\pm 15$  cm, womit eine merkliche Dämpfung des zeitlichen Verlaufs der Wasserstände eingetreten ist.

Die Abhängigkeit der beiden Gezeitenwellen  $S_a$  und  $S_{sa}$  von der geographischen Länge, die in [Weise (1988)] nachgewiesen wurde, kann erneut bestätigt werden. In Amplitude und Phase stimmen die jetzt ermittelten Werte innerhalb der dort angegebenen Grenzwerte überein, lediglich für Koserow besteht bei der Amplitude der  $S_{sa}$  eine signifikante Abweichung. Die Abweichung könnte durch den zur Ableitung der Beziehung zwischen Amplitude und geographischer Länge benutzten Zeitraum bedingt sein, der deutlich kürzer als jener bei anderen Stationen war.

Tabella 12

Regelle Perioden im Wasserstand der südlichen Ostsee

Station Epoche	Zeitraum Meßwerte	T			A			ω			T			A			ω			E [mm]
		[Jahre]	[mm]	[°]	[Jahre]	[mm]	[°]	[Jahre]	[mm]	[°]	[Jahre]	[mm]	[°]	[Jahre]	[mm]	[°]	[Jahre]	[mm]	[°]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			
Wismar 15.01.00	Jan 00-Okt 88 N = 1066	3,226 ± ,194	14 ± 4	41,7 ± 0,6	2,941 ± ,165	15 ± 4	121,98 ± 0,62	1,190 ± ,063	16 ± 4	75,12 ± 0,58	1,000 ± ,015	55 ± 4	210,30 0,17	0,500 ± ,020	21 ± 4	32,76 0,44	6			
W'münde 15.01.00	Jan 00-Okt 88 N = 1066	3,226 ± ,140	19 ± 4	46,1 ± 0,4	2,941 ± ,173	14 ± 4	119,58 ± 0,65	1,190 ± ,061	16 ± 4	83,72 ± 0,57	1,000 ± ,014	60 ± 4	199,40 ± 0,15	0,500 ± ,017	24 ± 4	39,03 ± 0,88	6			
Saßnitz 15.11.61	Nov 61-Okt 88 N = 324	3,333 ± 0,258	18 ± 6	147,1 ± 1,5	2,667 ± ,128	29 ± 6	15,38 ± 0,96	1,205 ± ,081	21 ± 6	154,09 ± 1,34	1,000 ± ,017	83 ± 6	106,22 ± 0,34	0,500 ± ,021	33 ± 6	319,14 ± 0,82	13			
Koserow 15.01.74	Jan 74-Okt 88 N = 178	-	-	-	2,985 ± ,239	27 ± 10	299,79 ± 2,16	1,176 ± ,064	40 ± 10	146,18 ± 1,46	1,005 ± ,025	88 ± 10	183,42 ± 0,66	0,500 ± ,021	52 ± 10	69,30 ± 1,12	19			
Typ		unbekannt			unbekannt			Chandler			Sa			Ssa						



### 8.5. Die Nodaltide

Aus den Meßdaten der drei Pegelstationen Wismar, Warnemünde und Saßnitz ist erstmalig auch die 18,6jährige Nodaltide  $M_N$  erkennbar geworden (Tabelle 13). Für die Amplitude war von Maximov (1959) der theoretische Wert von 19 mm bzw. 23 mm genannt worden. Jetzt sind detaillierte Kenntnisse erlangt worden.

Tabelle 13

#### Nodaltide $M_N$

$$T_0 = 18.613^a$$

$$\Delta T = T_i/T_0 - 1$$

Station	$\lambda$ [°]	Zeitraum D	T [a]	$ \Delta T $	A [mm]	D/T
1	2	3	4	5	6	7
Wismar	11,5	Jan 00 - Okt 88	18,66	0,003	6,4	4,8
W'münde	12,1	Jan 00 - Okt 88	19,49	0,047	9,1	4,8
Saßnitz	13,6	Nov 61 - Okt 88	18,87	0,014	14,1	1,5

Mit einem Messungsumfang von 27 Jahren bei Saßnitz konnte die selbstgestellte Forderung, daß die zu ermittelnde Periode mindestens 5mal im Datenmaterial enthalten sein muß, um als signifikant zu gelten, allerdings nicht erfüllt werden (Spalte 7). Es ist jedoch bemerkenswert, daß die berechneten drei Periodenlängen (Spalte 4) um höchstens 5% vom theoretisch vorgegebenen Wert  $T_0$  abweichen (Spalte 5), und es ist interessant, nunmehr die Größenordnung der Amplituden von  $M_N$  zu kennen (Spalte 6).



Ähnlich wie bei den Untersuchungen zur Jahres- und Halbjahreswelle des Wasserstandes [Weise (1988)] wird auch bei der Nodal tide eine Abhängigkeit der Amplitude von der geographischen Länge erkennbar (Abb. 20). Der lineare Trend hat seine Nullstelle wiederum im Skagerrak ( $\lambda_0 \sim 9^\circ$ ), das ist jene Stelle, wo sich die Ostsee zur Nordsee öffnet.

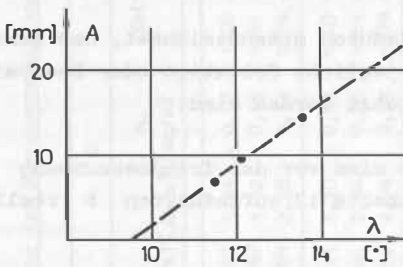


Abb. 20 Amplitude der Nodal tide  $M_N$

$$A = f(\lambda)$$

## 9. Trendberechnungen für die Änderung des Bezugsniveaus

Unsere Untersuchungen hinsichtlich der Niveauverschiebungen zwischen Land und Meer sind gegenüber früheren Berichten jetzt auf alle Hauptpegelstationen der ehemaligen DDR - also auch auf Saßnitz und Koserow - ausgedehnt worden.

Für die Trendberechnungen wurden verschiedene Methoden benutzt, mit denen gezeigt werden soll, welche Auswirkungen diese auf das Ergebnis haben. Die Methoden unterscheiden sich durch Art und Auswahl der in die Analyse eingehenden Daten und durch den Berechnungsansatz. Allen gemeinsam ist jedoch der Bezug auf ein einheitliches Höhenniveau.

Die **Methode A** ist dadurch gekennzeichnet, daß Monatsmittel des Wasserstandes ohne jegliche Selektion oder Bearbeitung für die Trendberechnung benutzt worden sind.

Bei der **Methode B** sind vor der Trendberechnung mit Monatsmitteln die in Tabelle 12 aufgeführten 5 reellen Perioden eliminiert worden.

Die **Methode C** nutzt als Eingangsmaterial die Jahresmittel des Wasserstandes ohne jegliche Veränderung und bei

der **Methode D** werden 19jährige Mittel des Wasserstandes aus Jahresmitteln als Eingangswerte in die mathematische Analyse benutzt.

Die in Tabelle 14 zusammengestellten Ergebnisse nach den verschiedenartigen Auswertemethoden sollen jetzt diskutiert werden.

Die Untersuchungszeiträume (Spalte 2 und Spalte 8) sind für jeweils zwei Methoden derselben Station gleich, nämlich für A und B bzw. für C und D. Zwischen diesen beiden Gruppen (A, B bzw. C, D) besteht ein geringfügiger Unterschied im Zeitumfang. Er er-

Tabelle 14

## Trendberechnung der Niveauverschiebungen

Methode		A					B					C					D		
Station	Zeitraum	N	b	$m_b$	b	$m_b$	Zeitraum	N	b	$m_b$	N	b	$m_b$	N	b	$m_b$			
			[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]	[mm/a]			[mm/a]	[mm/a]		[mm/a]	[mm/a]		[mm/a]	[mm/a]			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14						
Wismar	Jan 00 ÷ Okt 88	1066	1,40	± 0,11	1,44	± 0,01	1900 ÷ 1967	68	1,4	± 0,1	70	1,4	± 0,1						
	Jan 61 ÷ Okt 88	334	1,46	± 0,60	1,32	0,05	1961 ÷ 1987	27	1,3	0,7	9	1,4	0,2						
	Jan 74 ÷ Okt 88	178	3,04	± 1,64	2,28	0,12	1974 ÷ 1987	14	2,5	1,8	-	-	-						
W'münde	Jan 00 ÷ Okt 88	1066	1,23	0,11	1,20	± 0,01	1900 ÷ 1987	83	1,2	± 0,1	70	1,2	± 0,1						
	Jan 61 ÷ Okt 88	334	0,94	0,65	0,84	0,05	1961 ÷ 1987	27	0,7	0,8	9	1,1	0,2						
	Jan 74 ÷ Okt 88	178	2,80	1,77	2,04	0,13	1974 ÷ 1987	14	2,3	2,2	-	-	-						
Saßnitz	Nov 61 ÷ Okt 88	324	1,53	0,84	1,56	± 0,06	1961 ÷ 1987	27	0,8	± 1,0	9	1,7	± 0,4						
	Jan 74 ÷ Okt 88	178	3,55	2,17	4,32	0,20	1974 ÷ 1987	14	2,9	2,8	-	-	-						
Koserow	Jan 74 ÷ Okt 88	178	2,53	2,25	2,40	± 0,15	1974 ÷ 1987	14	1,9	± 2,7	-	-	-						

klärt sich aus dem Umstand, daß die Methoden C und D stets ganze Jahre als Eingangsdaten benötigen, die Methoden A und B aber nur die Bedingung des vollen Monats erfüllen müssen. Diese kleinen Unterschiede im Beobachtungszeitraum sind aber für die Weiterrechnung nicht relevant.

In der Spalte 3 ist die Anzahl der Eingangsdaten angegeben, die für Methode A und B gleich ist. Dagegen gibt es Unterschiede in N für die beiden Methoden C und D, die sich wegen der übergreifenden Mittelbildung bei der Methode D um jeweils 18 Jahre unterscheiden. Die entsprechenden Angaben finden sich in den Spalten 9 und 12. Die merklichen Unterschiede in N zeigen natürlich Auswirkungen in der Bestimmungsgenauigkeit bei kürzeren Zeitreihen (Spalte 11 und Spalte 14).

Die Ursache dafür, daß von den Meßdaten der Stationen Wismar und Warnemünde - die über große Datenfonds verfügen - auch kürzere Beobachtungszeiträume für die Analyse benutzt worden sind, liegt in der dadurch erlangten Vergleichsmöglichkeit mit anderen kürzeren Zeitreihen. Von Wismar und Warnemünde wurden auch solche Zeiträume analysiert, die der Länge der Beobachtungsreihe von Saßnitz und Koserow entsprechen.

Die Ergebnisse für den Trend lassen bei **l a n g e n** Zeitreihen (Wismar und Warnemünde) keine durch die Auswertemethode bedingten Unterschiede erkennen, aber die Sicherheit ist bei der Methode B um eine Zehnerpotenz besser als die der anderen.

Bei **k ü r z e r e n** Zeitreihen werden Unterschiede im Trend erkennbar, je nachdem welche Auswertemethode angewandt wurde. Die Beträge für die jeweilige Station weichen deutlich von denen aus längeren Zeitreihen ab. Dabei bleibt es offen, ob der Trend aus kürzeren Zeitreihen nicht durchaus für diesen Zeitraum zutreffend ist.

Bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß die Methode C unter diesen Bedingungen teilweise überhaupt unbrauchbar wird, denn

die Bestimmungsgenauigkeit ist unsicherer als der Betrag selbst.

Diese Festlegungen lassen den Schluß zu, daß mit der Methode B, bei der wichtige reelle Perioden im Datenfonds vor der Trendberechnung eliminiert werden, die sichersten Ergebnisse abgeleitet werden können und sie deshalb bevorzugt angewandt werden sollte. Die Abb. 21 vermittelt von der Pegelstation Wismar einen Eindruck des Trends in den Niveaushiftungen zwischen Land und Meer nach der Berechnungsmethode B. Dargestellt sind jedoch nur die Jahresmittel.

Zur rechnerischen Analyse ist noch die folgende generelle Bemerkung zu machen. Man darf nicht erwarten, daß sich am berechneten Trend der Niveaushiftungen aus langjährigen Meßreihen etwas Wesentliches ändert, wenn neue Meßdaten hinzukommen, die nur den Zeitraum von wenigen Jahren umfassen. Die Dominanz der älteren Meßdaten ist erdrückend. Dieser Tatbestand verhindert aber auch das Erkennen von wirklichen Trendänderungen im Laufe der Zeit und muß deshalb als Nachteil vermerkt werden.

Um eine Verbesserung bei der Auswertung zu erreichen, ist eine Mindestlänge der Zeitreihe festzulegen, z.B. 50 Jahre, und die Hinzunahme neuer Meßdaten sollte durch das Weglassen ebenso vieler älterer Meßdaten kompensiert werden. Nur durch eine solche Verfahrensweise könnte der Vorteil von moderner Meßtechnik, verbesserter Pegelkontrolle und neuer Auswertemethoden überhaupt erst wirksam werden.

Es wäre denkbar, daß der Trendwert kürzere Zeitreihen, z.B. von Saßnitz, über den Zeitraum von 27 Jahren mit  $b = 1,56 \text{ mm/a}$  auf eine Änderung des Betrages der Niveaushiftungen schließen läßt. Die kurzen Zeitreihen von 15 Jahren (Januar 1974 bis Oktober 1988) führen überhaupt bei allen 4 Pegelstationen zu größeren Werten im Trend.

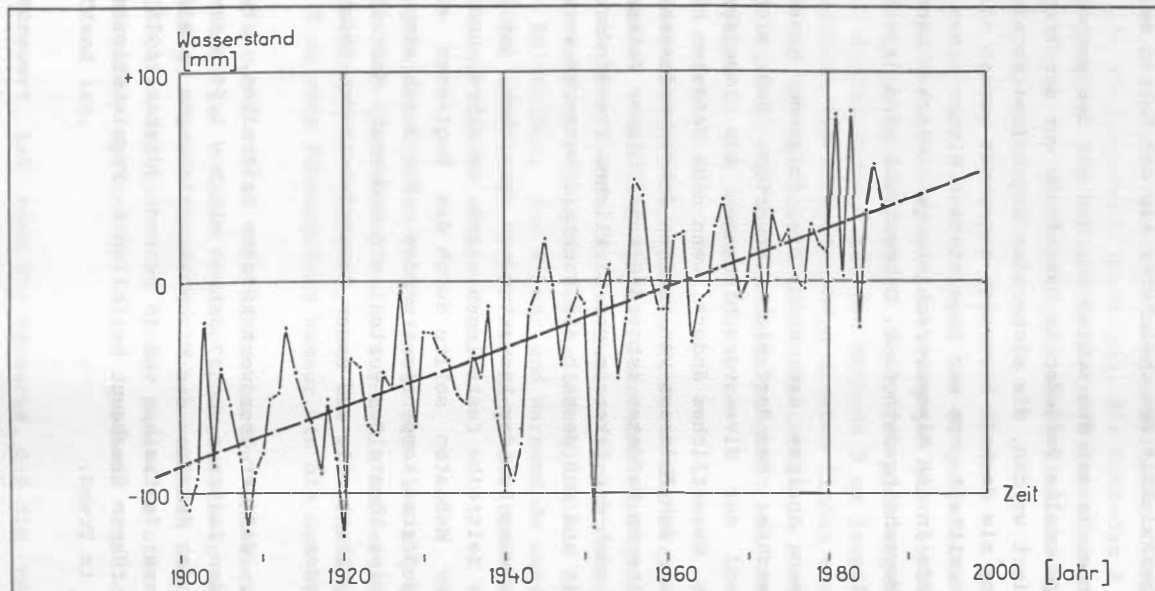


Abb. 21 Niveaueverschiebungen zwischen Land und Meer, Station Wismar  
 Auswertemethode B ; Trend : 1,44 mm/a ; Jahresmittel

## 10. Künftiger Bearbeitungsmodus für die Analyse von Pegelmessungen

Nach dem derzeitigen Erkenntnisstand scheint es angebracht, den früheren Bearbeitungsmodus bei der rechnerischen Analyse der Wasserstandsmessungen zu ändern. Das Ziel dieser Änderung besteht darin, die erkannten Mängel zu beseitigen und auch kürzere Zeitreihen des Wasserstandes zur Ableitung von Niveauverschiebungen zwischen Land und Meer zu nutzen. Es wird empfohlen,

- den **barischen Gradienten** des atmosphärischen Druckfeldes über der südlichen Ostsee stündlich zu berechnen, wobei der Luftdruck der jeweiligen meteorologischen Hauptstation als stündlicher Terminwert durch Interpolation aus den verfügbaren Daten abzuleiten ist,
- den **Wasserstau** am stündlichen Pegelmeßwert mittels des barischen Gradienten und der Regressionsgleichungen zu eliminieren, was aber z. Z. nur für die am hydrokinematischen Nivellement beteiligten Pegelstationen Saßnitz und Koserow möglich ist,
- die 4 wichtigsten **kurzperiodischen Meereszeiten** ( $O_1$ ,  $K_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$ ) für jede Pegelstation aus dem Datenfonds der letzten 25 Jahre abzuleiten und dann auch diese systematischen Anteile in den stündlichen Originalwerten zu tilgen,
- aus den auf diese Weise korrigierten Meßwerten die Monatsmittel des Wasserstandes neu zu berechnen, um damit die **6 langperiodischen reellen Anteile** (siehe Tabelle 12 und  $M_N$ ) im Wasserstand erkennen, berechnen und eliminieren zu können,
- erst dann, nachdem Wasserstau, kurz- und langperiodische Meereszeiten sowie der Einfluß der Nodaltide eliminiert sind, aus den Residuen den **Trend der Niveauverschiebungen** zu berechnen,

- die **Zeitreihe in ihrer Länge** zu begrenzen. Mit der Hinzunahme neuer Meßdaten sollte ein Weglassen der jeweils ältesten Meßdaten verbunden sein.

Von diesem veränderten Bearbeitungsmodus (Methode B) wäre zu erwarten,

- daß die Restfehler nach der Trendberechnung keine systematischen Effekte mehr enthalten,
- daß die Standardabweichung kleiner als die der anderen Methoden ist und damit der Trend sicherer bestimmt werden kann,
- daß auch kürzere Meßreihen mit einem Zeitumfang ab etwa 20 Jahre für eine Trendberechnung brauchbar sind,
- daß zeitliche Veränderungen im Trend der Niveauverschiebungen erkannt werden.



## 11. Zusammenfassung und Ausblick

Als wichtigste Ergebnisse der vorgelegten Arbeit sind zu nennen:

- Es ist erstmals auf pragmatischem Wege gelungen, eine direkte Beziehung zwischen dem Gradienten des barischen Feldes und dem Gradienten vom Meeresrelief herzustellen.
- Der Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen wird durch einen hohen Korrelationskoeffizienten belegt und damit ist erwiesen, daß ein günstiges atmosphärisches Druckfeld über der südlichen Ostsee ausgewählt wurde, welche zum Meeresrelief des Testgebietes eine relevante Beziehung hat.
- Die errechneten Regressionsgleichungen bestätigen durch einen Vergleich von gemessenem und errechnetem Wasserstand die Brauchbarkeit der mathematisch-physikalischen Beziehungen. Dabei konnten einige Ergebnisse aus einer früheren und anderen Forschungsarbeit sinnvoll genutzt werden. Die ermittelte Regressionsgleichung ist in ihren Parametern als vorläufig zu betrachten; sie bedarf einer erneuten Ableitung unter Hinzunahme weiterer, aber bereits vorhandener Daten.
- Mit der Bestimmung der im Wasserstand als Zeitfunktion enthaltenen Perioden und der Einführung eines Signifikanztests für die Realität der Perioden sind weitere Fortschritte bei der Analyse erzielt worden.
- Aus den Beobachtungsdaten sind 5 langperiodische Anteile als signifikant und reell abgeleitet worden. Von Jahres- und Halbjahreswelle waren die Frequenzen genau, die Amplituden ungefähr bekannt. Nur näherungsweise war die Länge der CHANDLER-Periode bekannt, aber über die Amplitude konnte nichts ausgesagt werden. Gänzlich unbekannt waren die Parameter der Perioden mit einer Länge von 3,2 und 2,9 Jahren. Ihre Herkunft ist physikalisch noch nicht geklärt.

- Aus dem Beobachtungsmaterial der Pegel an der südlichen Ostseeküste konnte erstmals die 18,6jährige Nodaltide nachgewiesen werden. Im Beobachtungszeitraum ist sie zwar nur mit knapp 5 Schwingungen enthalten, aber berechnete Frequenz und Amplitude vermitteln eine genäherte Vorstellung von dieser Einflußgröße. Die Abhängigkeit der Amplitude von der geographischen Länge ist als signifikant zu werten.
- Aus der Trendberechnung, die z. Z. noch nicht auf der optimalen Form basiert - nicht alle erfaßbaren Störeinflüsse wurden eliminiert -, sind folgende Niveaueverschiebungen zwischen Land und Meer im Sinne eines Absinkens der Landmassen ermittelt worden

Wismar	- 1,44 mm/Jahr	$\pm 0,01$ mm/a
Warnemünde	- 1,20	$\pm 0,01$
Saßnitz	- 1,56	$\pm 0,06$

Der Senkungsbetrag für die Station

Koserow	(- 2,40)	$\pm 0,15$
---------	----------	------------

kann wegen der kurzen Zeitreihe dagegen nur als vorläufiger Wert bezeichnet werden.

Für die künftige Arbeit am Thema "Rezente vertikale Krustenbewegungen" sollen folgende Gedanken geäußert werden:

- Es wäre opportun, daß die Anrainerstaaten der Ostsee sich zu gemeinsamer Arbeit am gleichen Meßobjekt finden und zu einer einheitlichen Version der Datenanalyse entschließen könnten.
- Für alle Beteiligten wäre es nützlich und machbar, wenn die Wasserstandsangaben auf ein einheitliches Niveau bezogen würden oder, anders ausgedrückt, wenn der gegenseitige Höhenbezug der Pegel bekannt wäre. Es ist notwendig, ein die Grenzen der Anrainerstaaten verbindendes Nivellement zu

schaffen. Die dabei entstehenden Kosten sind als minimal einzustufen. Nur auf solche Weise würde eine überregionale wissenschaftliche Bearbeitung überhaupt erst möglich, und nur so ließen sich Krustenbewegungen überregional erkennen und interpretieren.

- Der begonnene Austausch von Meßdaten über den "Permanent Service for Mean Sea Level" als internationales Datenzentrum von Pegelmessungen sollte durch die Wasserwirtschaftsdirektion Küste forciert und aktualisiert werden.
- Es wäre zu empfehlen, auch in anderen geeigneten Regionen der Ostsee korrelative Beziehungen zwischen dem barischen Gradienten und der Neigung der Meeresoberfläche zu ermitteln und Regressionsgleichungen abzuleiten.
- Die Untersuchungen zur Neigung der Meeresoberfläche sollten fortgesetzt und insbesondere auf die südlichen Küstenbereiche bis zur geographischen Länge von etwa 21° ausgedehnt werden.
- Da sich das atmosphärische Druckfeld i. a. nur langsam ändert, wäre es denkbar, die Meßdaten des Luftdruckes auch zur Voraussage von Wasserstandsänderungen durch Windstau zu nutzen. Besonders in extremen Wettersituationen könnte sich diese Möglichkeit als nützlich erweisen.
- Die bisherige Arbeitsweise am Thema "Rezente Erdkruste" zwischen Zentralinstitut für Physik der Erde, Wasserwirtschaftsdirektion Küste und Kombinat Geodäsie und Kartographie war durch eine Vereinbarung über wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit vom August 1982 bis Oktober 1989 geregelt. Sie ist beendet. Es wäre anzustreben, das gemeinsam Begonnene im Rahmen neuer Verträge auch gemeinsam weiterzuführen. Die Komplexität der Gedanken beim Zusammenwirken von mehreren Institutionen kann dem Projekt "Rezente vertikale Erdkrustenbewegung" nur förderlich sein.

Allen die dabei entstehenden Kosten sind ein Mittel ein-  
tufen für ein solche Wert als ein Mittel ein-  
schätzlichen Wertes durch den Wert, und für ein  
ein sich durch den Wert des Mittel ein-  
stellen

bestimmte Ausmaß, vor dem die Mittel ein-  
ein für ein Level, ein bestimmtes Mittel ein-  
bestimmten Mittel durch die Mittel ein-  
ein Mittel ein- und Mittel ein-

ein Mittel ein- auch ein höherer Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-

ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-

ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-

ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-

ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-  
ein Mittel ein- ein Mittel ein- ein Mittel ein-

12. Literatur12.1. In der Monographie aufgeführte Literatur

- /1/ BERGSTEN, F.: The annual fluctuations of the sea-water stage on the coast of Scandinavia and Denmark. Geogr. Ann., Stockholm, 13 (1931), p. 197
- /2/ BERGSTEN, F.: The land uplift in Sweden from the evidence of the old water marks. Geograph. Ann., Stockholm, 36 (1954) p. 81
- /3/ BIALAS, V.: Erdgestalt, Kosmologie und Weltanschauung. Konrad Wittwer, Stuttgart 1982
- /4/ BOLTZ, H.: Formeln und Tafeln zur numerischen Berechnung Gauß-Krüger'scher Koordinaten aus den geographischen Koordinaten. Veröff. Geodätisches Institut Potsdam, N.F. Nr. 111 Potsdam 1943
- /5/ BOULANGER, J.O.; MESCHERIKOW, J.A.: Some additions to the program of the International researches of Crustal movements. Vortrag Rezente Kruste, Leipzig 1962, Akademie-Verlag, Berlin 1962
- /6/ BUYS-BALLOT, C.H.: Periodogrammanalyse  
In: Stumpff [43], S. 132 ff.
- /7/ BÖRGEN, C.: Über eine neue Methode, die harmonischen Konstanten abzuleiten. Annalen der Hydrographie, Berlin 20 (1994), S. 219-232, 256-270, 295-310
- /8/ CHOJNICKI, T.: Ein Verfahren zur Erdzeitenanalyse in Anlehnung an das Prinzip der kleinsten Quadrate. Mitt. Inst. Theoret. Geodäsie Univ. Bonn Nr. 15, Bonn 1973
- /9/ CONRAD, V.: Der Expektanzbegriff von Arthur Schuster. Meteorolog. Zeitschrift, Braunschweig (1924) 3, S. 299
- /10/ DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. Die Küste, Heide in Holstein (1953) 2, S. 130-156
- /11/ DOODSON, A. T.: The harmonic development of the tide-generating potential. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Vol. 100 (1922)
- /12/ EKMAN, M.; SJÖBERG, L.: An analysis of land uplift and mean sea level in Stockholm 1774-1982. Geophys. Report 25, Univ. Uppsala 1984

- /13/ EKMAN, M.: The World's Longest Continued Series of Sea Level Observations, PAGEOPH Gävle, Sweden, Vol. 127 Nr. 1 (1988)
- /14/ EKMAN, M.: The Impact of Geodynamic Phenomena on Systems for Height and Gravity, Tekniska skrifter - Professional Papers Nr. 26, Elbeltoft, Denmark 1988
- /15/ FUHRICH, J.: Über die numerische Ermittlung von Periodizitäten und ihre Beziehung zum Zufallsgesetz. Statistický Obzor, Prag, 14 (1933) S. 471
- /16/ GAYE, I.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. Schriften Naturwiss. Verein Schleswig-Holstein (1951) S. 196-203
- /17/ HANSEN, W.: Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus, Uppsala (1956) 3, S. 287
- /18/ HELA, I.: A study of land upheaval at the Finnish coast. Fennia, Helsingfors, 76 (1953) 5
- /19/ HUPFER, P.: Zur Abschätzung der Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche bei kurzen Windwirklängen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Leipzig, (1978) 4, S. 263
- /20/ HUPFER, P.: Die Ostsee - kleines Meer mit großen Problemen. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig 1981
- /21/ HÄKKINEN, S.: Computation of sea level variations during December 1975 and 1 to 17 September 1977 using numerical models of the Baltic Sea. Dt. Hydrogr. Z., Hamburg 33 (1980) 4, p. 158-175
- /22/ JESSEN, A.: Chandler's period in the mean sea level. Tellus, Uppsala, 16 (1964) 4, p. 513
- /23/ JOCHMANN, H.: Eine Methode zur Ermittlung periodischer Anteile eines Prozesses. Verm.-Techn., Berlin 34 (1986) 1, S. 18
- /24/ KIELMANN, J.: Numerical modelling in connection with Baltic 75. Proceedings on the 10th conference on the Baltic oceanographers, Göteborg 1976
- /25/ KÜHNEN, F.J.: Methode zur Aufsuchung periodischer Erscheinungen in Reihen äquidistanter Beobachtungen. Astronom. Nachrichten, Berlin, (1909) 182

- /26/ LERBS, L.: Tagungsbericht "Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen". Verm.-Techn., Berlin 10 (1962) 9, S. 248
- /27/ LISITZIN, E.: Die Gezeiten des Finnischen Meerbusens. Fennia, Helsinki, 68 (1945) 2
- /28/ LISITZIN, E.: The annual variation of the slope of the water surface in the Gulf of Bothnia. Comment. Phys.-Math., Helsingfors, 20 (1957) 6
- /29/ LISITZIN, E.: Sea-level changes. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York 1974
- /30/ LISTING, J.B.: Über unsere jetzige Kenntnis der Gestalt und Größe der Erde. Göttinger Nachrichten 1872
- /31/ MAXIMOV, J.V.: The long period luni-solar tides in the seas of the high latitudes of the earth. Uchonyie Rap. LVIMU 13 (1959), p. 3-38
- /32/ MEISSNER, O.: Die Beeinflussung des Wasserstandes der Ostsee durch Luftdruck und Wind. Petermanns Geogr. Mitt., Gotha, 66 (1920) S. 157
- /33/ MELCHIOR, P.: The earth tides. Pergamon Press, Oxford/Frankfurt 1966
- /34/ MONTAG, H.: Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944. Arb. Geod. Inst. Potsdam Nr. 5, 1964
- /35/ MONTAG, H.: Bestimmung rezenter Niveaushiftungen aus langjährigen Wasserstandsbeobachtungen der südlichen Ostseeküste. Arb. Geod. Inst. Potsdam Nr. 15, 1967
- /36/ PLAG, H.P.: A Regional Study of Norwegian Coastal Long-Period Sea-Level Variations and Their Causes. Berliner Geowiss. Abhandlungen, Reihe B/ Bd. 14, Berlin 1988
- /37/ POLLAK, L.W.; KAISER, F.: Über die numerische Methode von J. Fuhrich zur Ermittlung von Periodizitäten, ihre Erprobung und Anwendung auf die Polbewegung. Statisticky Obzor, Prag, 16 (1935)
- /38/ SCHMITZ, H.P.: Modellberechnungen zur deep-water-surge-Entwicklung - das external surge problem. Dt. Hydrogr. Z., Hamburg 18 (1965) 1, S. 49

- /39/ SCHUSTER, A.: On the investigation on hidden periodicities. *Terrestrial Magnetism, Cincinnati/Ohio*, 3, (1898)
- /40/ SCHWEYDAR, W.: Theorie und Deformation der Erde durch Flutkräfte. Veröff. Preuß. Geodät. Inst., N.F. Nr. 66, Potsdam 1916
- /41/ SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Publ. Königl. Preuß. Geodät. Inst., Berlin 1881
- /42/ STIGGE, H.-J.: Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel (Mitteilungen der Wasserwirtschaftsdirektion). Beitr. Meereskd. Berlin Nr. 60, S. 53-59, Berlin 1989
- /43/ STUMPF, K.: Grundlagen und Methoden der Periodenforschung. Springer Verlag, Berlin 1937
- /44/ SVANSSON, A.: Canal models on sea level and salinity variations in the Baltic and adjacent waters. Report Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., Göteborg 1972, 26
- /45/ TOMCZAK, G.: Ein Beitrag zur Frage des Luftdruckeinflusses auf den Wasserstand an der Küste. *Dt. Hydrogr. Z.*, Hamburg, 2 (1949) 4, S. 130
- /46/ TOMCZAK, M.: Über interne Trägheitsbewegungen in der westlichen Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z.*, Hamburg 22 (1969) 4, S. 158
- /47/ USSISOO, J.: Computation of land uplift and mean sea level in Sweden. *Geologiska Föreningens; Stockholm Förhandlingar*, 99, 1977
- /48/ VON HANN, J.: Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1915
- /49/ WEISE, H.: Ein Beitrag zur wahrscheinlichen Senkung der deutschen Ostseeküste, abgeleitet aus 100jährigen Wasserstandsbeobachtungen. I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen vom 21. bis 26. Mai 1962 in Leipzig, Akademie-Verlag, Berlin 1962
- /50/ WEISE, H.: Die Ermittlung von Erdkrustenbewegungen aus Wasserstandsbeobachtungen der Meeresoberfläche. *Verm.-Technik*, Berlin, 10 (1962) 10, S. 267
- /51/ WEISE, H.: Praktische Hinweise zur harmonischen Analyse von Meßmethoden. *Verm.-Techn.*, Berlin 26 (1978) 9, S. 315
- /52/ WEISE, H.: Bezugsniveau rezenter Krustenbewegungen. *Interner Forschungsbericht des ZIPE Potsdam v. 27. 05.1982*



- /53/ WEISE, H.: Untersuchungen zum Problem des Bezugshorizontes zwecks Ableitung von Niveaushiftungen zwischen Land und Meer. Interner Forschungsbericht des ZIPE Potsdam vom 20.02.1983
- /54/ WEISE, H.: Hydrokinematisches Nivellement. Verm.-Technik, Berlin, 33 (1985) 12, S. 406
- /55/ WEISE, H.: Höhenanschluß der Inseln Rügen und Greifswalder Oie. Interner Forschungsbericht des ZIPE Potsdam vom 01.04.1986
- /56/ WEISE, H.: Long-periodic and short-periodic fluctuations of the water level of the southern Baltic Sea. Gerlands Beiträge Geophysik, Leipzig 97 (1988) 3, p. 257
- /57/ WITTING, R.: Hafsyttan geodytan och landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsj. ön Fennia, Helsingfors, 39 (1918) 5, p. 346

12.2. Weiterführende Literatur

- /1/ BEAVAN, J.; et al.: A Density Spaced Array of Sea Level Monitors for the Detection of Vertikal Crustal Deformation in the Shumagin Seismic Gap Alaska. Journal of Geophys. Vol. 91, Nr. B9, p. 9067-9080, Washington 1986
- /2/ BECKER, F.; et al.: Measurement and mapping of the absolute surface temperature of water surfaces by remote sensing. Centre des Recherches Nucléaires, Strasbourg 1979
- /3/ BERGSTEN, F.: Changes of level on the coasts of Sweden. Geogr. Ann. 12.1, Stockholm 1930
- /4/ BERGSTEN, F.: Metoder för Bestämning av vindens Inflytande på Havets Vattenstånd och deras Tillämpning vid Landhöjningsberäkningar. Sat. Met.-Hydrogr. Anstalt. Medd. Ser. Upps. Nr. 49, Uppsala 1945
- /5/ BERGSTEN, F.: Winds and water levels on the coasts of Sweden. Geogr. Ann., Stockholm 1955, 3/4, p. 119-140
- /6/ BLÜTHGEN, J.: Greifswalder Oie und Ruden. Petermanns Geogr. Mitt., Gotha (1952), Erg. Heft, Nr. 248
- /7/ BOWDEN, K.F.: The effect of water density on the mean slope of the sea surface. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960
- /8/ BROCKMANN, C.: The tidal stream in the German Bight. Dt. Hydrogr. Z., Hamburg 34 (1981) 2, p. 56-60
- /9/ BUSCH, W.: Eigenschaften stationärer hydrostatischer Präzisionshöhenmeßsysteme für kontinuierliche Langzeitbeobachtungen, untersucht an einem neuentwickelten Schlauchwaagensystem. Veröff. Geod. Inst. Techn. Hochsch. Aachen 1981
- /10/ CARTWRIGHT, D.E.: A proposed method due to J. Crease of levelling between France and England. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960, p. 97
- /11/ CARTWRIGHT, D.E.; CREASE, J.: A comparison of the geodetic reference levels of England and France by means of the sea surface. Proc. Roy. Soc., London, (1963) A 273 p. 558
- /12/ CARTWRIGHT, D.E.: On low frequency variations in sea level and the Radiational Tide., Symp. on Coast. Geod., Munich, Juli 1970

- /13/ CARTWRIGHT, D.E.: On the smoothing of climatological time series with application to sea-level at Newlyn. *Geophys. J. R. Astr. Soc. Oxford*, 75 (1983) p. 639-658
- /14/ CASTLE, R.; ELLIOTT, R.: The Sea Slope Problem Revised. *Journal of Geophys. Res. Vol. 87 Nr. B8, S. 6989-7024*, Washington 1982
- /15/ CHARWOCK, H.: Wind stress on water surface. *J. Royal Meteor. Soc., London*, 81 (1955) p. 639-640
- /16/ CHELTON, D.B.; ENFIELD, D.B.: Ocean Signals in Tide Gauge Records. *Journal of Geophys. Research Vol. 91 Nr. B9 S. 9081-9098*, Corvallis/Oregon 1986
- /17/ CHOJNICKI, T.: Methods of the analysis and data processing corresponding to earth tides. Paper from the XVth General Assembly of IUGG, Grenoble, August 1975
- /18/ CHROMOW, S.P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse. Verlag Julius Springer, Wien 1940
- /19/ COLE, G.M.: Proposed new method for determining mean high water elevations in intertidal zones. *Techn. pap. Amer. Congr. Surveying & Mapping, Washington 1981*, p. 356
- /20/ DARBYSHIRE, J., M.: Determination of wind stress on the surface of Longh Neagh by measurements of tilt. *Quart. J. Royal Meteor. Soc., London*, 81 (1955) p. 333-339
- /21/ DAVIES, A.M.; FLATHER, R.A.: Computation of the Storm Surge of 1 to 6 April 1973 Using Numerical Models of the North West European Continental Shelf. *Dt. Hydrogr. Z. Hamburg*, 33 (1977)
- /22/ DECAE, A.: On Some Movements of the Ground in Genova. *The Geophysical Journal, London, Volume 3*, (1960)
- /23/ DEACON, E.L.: The stress of light winds on the sea. *Bull. Am. Meteor. Soc., Lancaster*, 38 (1957) p. 540-542
- /24/ DEFANT, A.: Theoretische Überlegungen über Seespiegelschwankungen in Seen und Meeresbuchten. *Annalen der Hydrographie, Nr. 44*, Berlin 1916, S. 29
- /25/ DEFANT, A.; STERNECK, R. v.: Hydrodynamische Theorie der halbtägigen Gezeiten des Mittelmeeres. *Annalen der Hydrographie, Berlin 1916*

- /26/ DEFANT, A.: Dynamische Ozeanographie. Springer-Verlag, Berlin 1929
- /27/ DIETRICH, G.: Das "ozeanische Nivellement" und seine Anwendung auf die Golfküste und die atlantische Küste der Vereinigten Staaten von Amerika. Zf Geophysik, Braunschweig 12 (1936), S. 287
- /28/ DIETRICH, G.: Die Lage der Meeresoberfläche im Druckfeld von Ozean und Atmosphäre. Institut f. Meereskunde, Univ. Berlin 1937
- /29/ DITTFELD, H.-J.: Temporal Trends in the Variations of Tidal Parameters, 6th International Symposium "Geodesy and Physics of the Earth", GDR Potsdam, Aug. 22-27, 1988, Proceedings Part I, Veröff. des Zentralinst. f. Physik d. Erde, Nr. 102, Potsdam 1989, p. 254-265
- /30/ DOODSON, A.T.: Mean sea level and geodesy. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960
- /31/ EKMAN, M: Estimation of the remaining land uplift in Fennoscandia and a remark on the mantle viscosity. Geodesy Report 22, Univ. Uppsala 1983
- /32/ EKMAN, M.: A reinvestigation of the world's second longest series of sea level observations: Stockholm 1774-1984. Tekniska skrifter - Professional Papers Nr. 4, Lantmäteriet, Gävle, Sweden, 1986
- /33/ ENKE, W.; MEYER, A.: Entwicklung eines operativen quasi-geostrophischen Regionalmodells - Teil I, Z. Meteor., Berlin, 27 (1977) 4, S. 262
- /34/ ERTEL, H.: Eine neue Methode zur Beobachtung der Eigenschwingung von Wassermassen in Seen unregelmäßiger Gestalt. Sitzungsberichte Preuß. Akad. Wissenschaften, Berlin 1933, S. 746
- /35/ ETKINS, R.; EPSTEIN, E.: Der Anstieg der globalen mittleren Meereshöhe als ein Anzeichen der klimatischen Änderung. Science 215 (1982), S. 287-289
- /36/ FAIRBRIDGE, R.W.: The changing level of the sea. Sci. Amer. 202. No. 5, New York 1960
- /37/ FAIRBRIDGE, R.W.: Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 4, New York 1961, p. 99-185

- /38/ FAIRBRIDGE, R.W.; KREBS, O. A.: Sea Level and the Southern Oscillation. Geophys. Journal of the Royal Astronom. Society, London 1962
- /39/ FOMIN, L.M.: The dynamic method in oceanography. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York 1964
- /40/ FRANCIS, J.: Wind stress on a water surface. Quart. J. Royal Meteor. Soc., London, 80 (1954), p. 438-443
- /41/ GOMOLKA, A.: Untersuchungen über die Küstenverhältnisse und Küstendynamik des Greifswalder Boddens. Diss. Univ. Greifswald, Sektion Geographie, 1971
- /42/ GORDON, A.H.: The relation between the mean vector surface wind and the mean vector pressure gradient over the oceans. Geofis. Pura Appl., Basel, 21 (1952) p. 49-51
- /43/ GRONWALD, W.: Das Einheitliche Europäische Nivellementsnetz der "Mittlere Meeresspiegel". Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 88 (1963) 4
- /44/ GUTENBERG, B.: Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bulletin of the Geological Society America. 52. 1941, Boulder, California
- /45/ HAPERS, F.: Chapman Conference on Vertical Crustal Motion: Measurement and Modelling. West Virginia/USA, 22.-26.10. 1984. Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 110 (1985) 1 S. 43
- /46/ HARNADA, T.; et al.: An experimental study on wind effect upon water surface. Rept. Transp. Techn. Res. Inst. 8 (1953) p. 22
- /47/ HAUBRICH, R.; MUNK, W.: The Pole Tide. Journal of Geophysical Research, Washington, 64, (1959) 12
- /48/ HELA, I.: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A.I. Math. Phys. H. 28, Helsinki 1944
- /49/ HELA, I.: A study of the annual fluctuation of the heights of sea-level in the Baltic and in the North Sea. Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Mathem. XIII 14., Helsinki 1947
- /50/ HELA, I.: Causes bringing about the Difference between the Geoid and the Mean Sea Level Surface. Report Institute of Marine Research, Helsinki 1960

- /51/ HEUMANN, G.: Wind stress on water surface. Bull. Am. Meteor. Soc., Lancaster, 37 (1956) p. 221
- /52/ HOLSTRÖM, J.; STOKES, J.: Statistical forecasting on sea level changes in the Baltic. Sveriges Meteor. och Hydrolog. Inst., Nr. 9, Norrköping 1978
- /53/ HRADILEK, L.: Determination of Crustal Movements in the High Tatra Mountains. Charles University, Prag 1962
- /54/ JACOBSON, J.P.: Unterliegt die Höhendifferenz zweier fester Punkte bei Hornbaek und Gjedser einer jährlichen Variation? Verhandl. Balt. Geod. Komm. Helsinki 1935, S. 151
- /55/ JENSEN, H.; SINDING, E.: On the difference between the heights of the mean sea level at the self recording tide gauges at Korsör Slipshavn. Geod. Inst. Meddelelse, Kopenhagen (1945) Nr. 20
- /56/ JENTZSCH, G.: Ocean tidal loading along the "Blue Road Geotraverse" in Fennoscandia. First results with respect to precise gravity Surveys.- Proc. 9. nordiska geodetmötet, Gävle 1982
- /57/ JUNGHANS, H.: Zur Auswertung von Windregistrierungen. Z. Meteor., Berlin 27 (1977), S. 126
- /58/ KANNGIESER, E.: Chapman Conference on Vertical Crustal Motion: Measurement and Modelling. Zeitschr. f. Vermess.-wesen 110 (1985) 1 S. 43
- /59/ KEMPIN, J.: Langstrecken-Stromübergang durch Hydrodynamisches Nivellement. Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 95 (1970) 9, S. 373
- /60/ KEMPIN, J.: Das hydrodynamische Stromnivellement. Eine Methode zur Höhenübertragung in den Niederungszonen äquatorialer Urwald-Flußsysteme. Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 108 (1983) 5, S. 189
- /61/ KERTZ, W.: Filterverfahren in der Geophysik. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Leipzig, 75 (1966), S. 1-33
- /62/ KIRSCHNER, H.-J.: Datenverarbeitung zur Wettervorhersage. Funkschau, München, (1981) 15, S. 44
- /63/ KLUGE, J.; et al.: Die Verwendung von Winddaten bei der operativen numerischen Analyse des Bodendruckfeldes. Z. Meteor., Berlin, 27 (1977), S. 147

- /64/ KOLP, O.: Die submarinen Terrassen der südlichen Ost- und Nordsee und ihre Beziehungen zum eustatischen Meeresanstieg. Beiträge zur Meereskd., Berlin, 35 (1975)
- /65/ KOLP, O.: Die Beziehungen zwischen dem eustatischen Meeresanstieg submariner Terrassen und den Entwicklungsphasen der Ostsee im Holozän. Z. geol. Wiss., Berlin, 5 (1977) S. 853
- /66/ KOLP, O.: Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraums im Holozän. Petermanns Geogr. Mitt. Gotha/Leipzig, 3 (1979) S. 177
- /67/ KOLP, O.: Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwicklung der südlichen Ostseeküste. Z. geol. Wiss., Berlin, 9 (1981) 1, S. 7-22
- /68/ KOWALIK, : Long term oscillations of annual mean sea level in the Baltic on the basis of observations carried out in Swinoujscie. Acta Geophysica Polonica Nr. 1, Warszawa 1973, p. 3
- /69/ KUENEN, Ph.H.: Eustatic changes of sea level. Geol. En Mens. (NW. Ser.) 16. Jg. 1954
- /70/ KUUSKOSKI, U.: Louanis - Suomen tuulisuhteet. Helsinki 1944
- /71/ KÄÄRIÄINEN, E.: Land uplift in Finland on the basis of sea level recordings. Suomen Report, Finn. Geod. Institut Nr. 75:5, Helsinki 1975
- /72/ KÖSTER, R.: Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. N. Jahrbuch. f. Geologie u. Paläontologie, Stuttgart 1960, S. 70
- /73/ KÜHNEN, F.: Hydrostatische Höhenvergleiche von 4 Festpunkten auf dem Telegrafenberg bei Potsdam. Veröff. Königl. Preuß. Geodätisches Institut Nr. 37, Berlin 1908
- /74/ KÜHNEN, F.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde, Pillau, Memel und das Mittelwasser der Nordsee bei Bremerhaven in den Jahren 1898-1910. Veröff. des Königl. Preuß. Geod. Inst., Neue Folge Nr. 70, Berlin 1916
- /75/ LACOUR, D.: Über Bestimmungen von Höhendifferenzen mittels Pegelbeobachtungen in Dänemark (Quasi-Nivellement). Verhandl. Balt. Geod. Komm. Kopenhagen 1930, Helsinki 1939, S. 221

- /76/ LAUKART, W.: Ermittlung langfristiger Wasserstandsänderung aus Pegelregistrierungen. Wiss. Arb. Fachbericht. Univ. Hannover 1981, Nr. 104
- /77/ LEABU, P.: Untersuchungen hinsichtlich der Änderung des mittleren Wasserstandes des Schwarzen Meeres ..., Arbeitsübersetzung aus dem Rumänischen, Ü. 746, Analele Inst. de Geodezie Bucuresti 1987
- /78/ LENNON, G.: A report on the progress of work on I.G.Y. tilt observations at Bidston. Proceedings Int. Symp. on Earth. Trieste, Liverpool Obs. and Tidal Inst. 1959
- /79/ LENNON, G.: The Deviation of the Vertical at Bidston in response to the Attraction of Ocean Tides. Geophysical Journal of the Royal Astronom. Society, London 1962
- /80/ LENNON, G.: Mean sea level as a reference on geodetic level. Canadian Surveyor, Ottawa, 28 (1974) 5, p. 524
- /81/ LINKE, F.; BAUER, F.: Meteorologisches Taschenbuch, Teil I, Stationsverzeichnis, Akad. Verl.-Gesellschaft Leipzig 1962, S. 182 ff
- /82/ LISITZIN, E.: Some Remarks on Oceanographical Levelling. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960, S. 91
- /83/ LISITZIN, E.: The effect of air pressure upon the seasonal cycle of sea level in the oceans. Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Math., Helsingfors 1961
- /84/ LISITZIN, E.: Some characteristics of the variation in the water volume in the Baltic as a function of air pressure gradient changes. Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Math., Helsingfors 1962
- /85/ LOHRBERG, W.: Die Lage der Niv.-Punkte auf Helgoland zu Normalnull. Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 91 (1966) 6, S. 184
- /86/ LOHRBERG, W.: Auszug einer Studie über den Verlauf der Wasserstandsreihen einiger Pegel zwischen Hoek van Holland und Travemünde. Spezialgruppe Nr. 22 der IAG am 22.5.68 in Leningrad, Koblenz 1968
- /87/ LOHRBERG, W.: Der Verlauf der Wasserstandsreihe am Pegel Travemünde zwischen 1855 und 1966. Auszug aus einer Studie. Anf. anläßl. d. Zusammenkunft der Spezialstudiengr. Nr. 22 der IAG am 22.5.68 in Leningrad. Koblenz 1968



- /88/ LOHRBERG, W.: Die Säkularvariation an einigen Pegeln zwischen Harlingen und Esbjerg sowie die Bedeutung 19jähriger übergreifender Mittel. Gewässerkundliches Jahrbuch, Koblenz 1983
- /89/ MADDUX, W.: Datum Extrapolation by Simultaneous Comparison Partial Tidal Cycles. Surveying & Mapping, Washington, Vol. 42, Nr. 2, 1982, p. 139-149
- /90/ MATHER, R.S.: The influence of the permanent earth tide on determinations of quasi-stationary sea surface topography, Unisurv, Sydney, 1987 28, p. 76 1978
- /91/ MEISSNER, O.: Über den örtlichen Einfluß von Luftdruck und Wind auf den Wasserstand der Ostsee. Annalen der Hydrographie, Berlin 1917
- /92/ MEISSNER, O.: Die Schwankungen des Ostseemittelwassers. Annalen der Hydrographie Nr. 49, Berlin 1921
- /93/ MEISSNER, O.: Der Einfluß der Luftdruckverteilung über der Ostsee auf den Wasserstand der deutschen Stationen. Annalen der Hydrographie, Nr. 51, Berlin 1923
- /94/ MEISSNER, O.: Kurze und lange Wasserstandsänderungen der Ostsee. Die Naturwissenschaften. Berlin 12 (1924) 45
- /95/ MIEHLKE, O.: Was registriert ein Schreibpegel wirklich? Einige ergänzende Bemerkungen zum Aufsatz von Günther Sager: Einfluß von Wasserstandsstörungen auf Registrierpegel. Annalen der Hydrographie 5/6, Stralsund 1956
- /96/ MIEHLKE, O.: Über die Wasserstandsentwicklung an der Küste der DDR im Zusammenhang mit der Sturmflut am 3. und 4. Januar 1954. Annalen der Hydrographie 5/6, Stralsund 1956
- /97/ MORITZ, H.: Das Einheitliche Europäische Nivellementsnetz (REUN). Zeitschr. f. Verm.-wesen, Sonderheft, Stuttgart 1986
- /98/ MUNK, W. et al.: Strategy for Future Measurements of Very-Low-Frequency Sea Level changes. Scripps Institution of Oceanography, Draft 1985
- /99/ MUNKELT, K.: Formeln zur harmonischen Analyse von Gezeitenerscheinungen, denen ein unbekannter Gang überlagert ist. Dt. Hydrogr. Z. Nr. 12, Hamburg 1959

- /100/ MÜLLER-NEVARRA, S.: Modellerggebnisse zur baroklinen Zirkulation im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Dt. Hydrogr. Z., Nr. 36 Hamburg, 1983
- /101/ NAKAHORI, Y.; BABA, Y.: The development on a tidal record automatic analyzer. Bull. geogr. Survey Inst., Japan 25 (1981) 1, p. 25-37
- /102/ NIELSEN, P.B.: The sea level of the Baltic decomposed into empirical orthogonal functions. XI. Conf. of the Baltic Ozeanographers, Gdynia 1977
- /103/ NURMINEN, A.: Die Windverhältnisse in den SW-Schären von Finnland und auf dem Alandsmeer. Ann. Acad. Sci. Fenn. A. L II, 3 Helsinki 1949
- /104/ PALMEN, E.: Über die von einem stationären Wind verursachte Wasserstauung. V. Hydrol. Konf. Balt. Staaten, Bericht 15 B, Helsinki 1936
- /105/ PALUMBO, A.; MAZZARELLA, A.: Mean Sea Level and their Practical Applications. Journal. of Geo. Res., Washington, Vol. 87 Nr. C6 S. 4249-4256, (1982)
- /106/ PAPA, L.: A numerical computation of a seiche oscillation the Ligurian Sea. Geophys. J. R. Astr. Soc., Oxford, (1983) 75, p. 659-667
- /107/ PELZER, H.: Zur Bestimmung von rezenten Höhenänderungen im Bereich der deutschen Nordseeküste. Zeitschr. f. Vermess.-wesen, Stuttgart, 106 (1981) 3, S. 111-122
- /108/ PELZER, H.: Mathematisch-statistische Analyse langfristiger Pegelbeobachtungen. Wiss. Arbeiten Nr. 125, Univ. Hannover 198
- /109/ PERTZEV, B.P.: On the calculation of drift curves in observations of bodily tides. Marees terrestres, Bull. D' Inform., Brüssel Nr. 5, p. 71-72
- /110/ PERTZEV, B.P.; IVANOVA, M.V.: Vertical displacements on the earth's surface in Europe caused by ocean tide loading. Marees terrestres, Bull. D' Inform., Brüssel 1979, Nr. 80, S. 4870-4873
- /111/ PROUDMAN, J.; DOODSON, A.T.; ROSSITER, J.R.: Long Period Tides. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960

- /112/ RIZOS, Ch.: The role of the geoid in high precision geodesy oceanography. Dt. Geod. Kommission, Reihe A, Nr. 96, München 1982
- /113/ RODE, H.: Changes in sea level in the German Bight. Geogr. J. R. Astr. Soc., Oxford, Edinburgh, (1980) 62, S. 291
- /114/ ROLL, H.U.: Physics of the marine atmosphere. Acad. Press, New York and London 1965
- /115/ ROSENGARTEN, H.: Ein geometrisches Modell der Wasseroberfläche zur Beschickung von Küstenvermessungen. Wissensch. Arbeiten, Univ. Hannover 1987
- /116/ ROSSITER, J.R.: Note on Methods of Determining Monthly and Annual Values of Mean Water Level. Internat. Hydrogr. Review, Liverpool (May 1958)
- /117/ ROSSITER, J.R.: A further note on the determination of mean sea level. Int. Hydrogr. Review, Vol. XXXVII Nr. 2, Liverpool 1960
- /118/ ROSSITER, J.R.: A proposed scheme of oceanographical leveling. Bulletin Geodesique Nr. 55, Paris 1960
- /119/ ROSSITER, J.R.: Report on the reduction of the sea level observations (1940-1958) for R.E.U.N. Permanent Serv. for mean sea level, Trav. del'Assoc. internat. Géodésie, Paris, 21 (1962) p. 159
- /120/ ROSSITER, J.R.: An Analysis of Annual Sea Level Variations in European Waters. Geophys. J. R. Astr. Soc., Oxford, (1967) 12, p. 259-299
- /121/ SAGER, G.; MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windverteilung über der Ostsee. Annalen der Hydrographie, Stralsund 1956
- /122/ SAGER, G.: Ebbe und Flut. Verlag Hermann Haack, Gotha 1959
- /123/ SAGER, G.: Extremaorientierte elastische Mittelwertbildung bei jahreszeitl. Gängen. Akademie-Verlag Berlin 13 (1971) 2
- /124/ SAGER, G.: Eigenarten der übergreifenden Mittelwertbildung. Akademie-Verlag Berlin 13 (1971) 1
- /125/ SAGER, G.: Windwirklängen in der Ostsee. Beiträge Meereskunde., Berlin, 29 (1972), S. 53-66

- /126/ SAGER, G.: Gezeitenreibung und Erdretardation. Nova acta Leopoldina NF57 Nr. 258 S.139-152 Warnemünde 1984
- /127/ SCHMITZ, H.P.: Kritische Betrachtungen zu gebräuchlichen Methoden der Ermittlung des Windschubes auf dem Meere. Dt. Hydrogr. Z., Hamburg 14 (1961) S. 169
- /128/ SCHULTZ, B.: Die jährliche und halbjährliche Periode im Wasserstand der Nord- und Ostsee. Annalen der Hydrographie Nr. 45, Berlin 1917
- /129/ SCHUSTER, F.: Die Verschiebung des synodischen Luftdrucksystems unter dem Einfluß der 18.6jährigen Mondperiode. Annalen der Hydrographie Nr. 44, Berlin 1916
- /130/ SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde - zweite Mitteilung. Königl. Preuß. Geodät. Institut, Berlin 1890
- /131/ SIGL, R.: Comparison in space for heights of mean sea level determination of secular movements between land and sea. Dt. Geod. Komm., Reihe B, Nr. 157 München, 1967
- /132/ SIGL, R.: Report on the symposium on coastal geodesy 20.-24. Juli 1970 - vorgelegt vom Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt/M. 1970
- /133/ SJÖBERG, L.E.: Comparison of some methods of determining land uplift rates from tide gauge data. Zeitschr. f. Verm.-wesen, Stuttgart 112, (1987) 2, p. 69-73
- /134/ STERNECK, R.: Zur Praxis der harmonischen Analyse der Gezeitenbeobachtungen. Annalen der Hydrographie Nr. 51, Hamburg 19
- /135/ SVERDRUP, H.U.: Druckgradient Wind und Reibung an der Erdoberfläche. Annalen der Hydrographie, Nr. 44, Berlin 1916
- /136/ TERESESI, P.: Aufsuchen versteckter Periodizitäten. Zeitschrift f. Geophysik, Nr. 9, Braunschweig 1933
- /137/ THOMPSON, K.R.: An analysis of British monthly mean sea level. Geoph. J.R. Astr. Soc., Oxford, Edinburgh, (1980) 63, p. 57-73
- /138/ THOMSON, R.E.: Ocean/Climate changes and sea level. Annual Report on working group (1985), Paris 1986
- /139/ TIMMERMANN, H.: Meteorological effects on tidal heights of the North Sea. Meddelingen en Verhandelingen Nr. 99, Gravenhage 1977

- /140/ TORGE, W.; WEBER, G.; WENZEL, H.-G.: Ein hochauflösendes gravimetrisches Geoid für Europa und angrenzende Meeresbereiche. Zeitschr. f. Verm.-wesen, Stuttgart, 8 (1983), S. 321
- /141/ TÖRNEVIK, H.: Sea level forecasting in the Baltic. XI. Conf. of the Baltic Oceanographers, Gdynia 1977
- /142/ TÖRNEVIK, H.: Application of EOF to sea level forecasting. Swedish Meteorol. and Hydrol. Inst., Stockholm 1978
- /143/ ULRICH, J.: Grundlagen der Meereskunde. (Textband zum "Atlas der Ozeanographie") Schriften d. Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein, Band 2, Kiel 1986
- /144/ VALENTIN, H.: Die Küsten der Erde. Ergänzungsheft Nr. 246 zu Petermanns Geogr. Mitt. Gotha/Leipzig 1950
- /145/ VALENTIN, H.: Das gegenwärtige Steigen des Meeresspiegels. Die Erde 1950/51, 2, 3/4. 1952 S. 348-349
- /146/ VAN DER VEEN, C.J.: Proceedings future sea level. Inst. of Meteorologie and Oceanographie, Utrecht 1988
- /147/ VYSKOCIL, P.: Present state and prospects of monitoring recent crustal movements. Research Institute of Geod., Topogr. and Cartography, Zdiby, CSFR (1988)
- /148/ WANACH, B.: Die Chandlersche und die Newcombsche Periode der Polbewegung. Zentralbüro der Internationalen Erdmessung Nr. 34, Berlin 1919
- /149/ WEISE, H.: An optimum use of sea level recordings. 5th Internat. Symp. "Geodesy and Physics of the Earth", G.D.R. Magdeburg, Sept. 23rd to 29th, 1984, Veröff. Zentralinst. f. Physik d. Erde Nr. 81, Teil III, Potsdam 1985, p. 160
- /150/ WERNTHALER, R.: Berichte über Nivellement und Krustenbewegungen zur Vorlage beim Zweiten Symposium der IUGG-Kommission für rezente Krustenbewegungen vom 3.-7.8.1965 in Aulanko/Finnland. Dt. Geod. Komm., Reihe B: Nr. 125, München 1966
- /151/ WESTPHAL, A.: Die Referenzpunkte der Fluthmesser, ihre Höhenlage und der Vergleichshorizont. in: Das Mittelwasser der Ostsee. Veröff. Preuß. Geodät. Inst., N.F. Nr. 2, Berlin 1900

- /152/ WIND, C.H.: Graphische Tabellen zur Bestimmung des Luftdruckgradienten. Kon. Ned. Met. Inst. Nr. 81, Nederland 1905
- /153/ WITTING, R.: Tidvattnen i östersjön och finska viken. (Gezeiten der Meere), Helsingfors 1911 (J. Simelii Arfringar)
- /154/ WROBLEWSKI, A.: Stochastic computations of the Baltic storm surge at Gdansk - Nowy Port on 17th January 1955 of the Baltic Oceanographers, Gdynia 1977
- /155/ ZETLER, B.D.: Methods on estimating mean high water from partial tidal curves. Tech. pap. Amer. Congr. Surveying & Mapping, Washington 1981, p. 368
- /156/ ZIMMERMANN, B.: Periodische Niveauverschiebungen des Wasserstandes an der südlichen Ostseeküste. Verm.-Technik, Berlin 19 (1971), S. 52-55
- /157/ ZIMMERMANN, B.: Beitrag zur Bestimmung von Erdkrustenbewegungen aus Beobachtungen der Meeresoberfläche. Verm.-Technik, Berlin 19 (1971) S. 289-293

12.3. Sammelbände

- /1/ BULLETIN : De la Societé de Géographie de Finlande.  
Fennia 39, Helsingfors 1915
- /2/ DEUTSCHES METEOROLOGISCHES JAHRBUCH: Dt. Wetterdienst, Bad  
Kissingen, erscheint jährlich
- /3/ METEOROLOGISCHES JAHRBUCH : Meteorologischer Dienst  
Potsdam, erscheint jährlich
- /4/ MONTHLY CLIMATIC DATA FOR THE WORLD METEOR. ORGANIS.  
ASHEVILLE, N.Y, erscheint jährlich
- /5/ REPORT ON THE SYMPOSIUM ON COASTAL GEODESY: Held in Munich  
20th-24th July 1970
- /6/ SPECIAL PUBLICATION 43 : Recommendations for operation of  
tide gauges and reduction of tidal records. Internat.  
Hydrographic Review, Vol. XXXVIII Nr. 2, Monaco 1961
- /7/ WORLD WEATHER RECORDS. US DEP. OF COMMERCE ENVIRONMENTAL  
SCI. SERV.: erscheint alle 10 Jahre

NOTIZEN

1990-115

*[The following text is extremely faint and largely illegible due to low contrast and blurring. It appears to be a list of entries or a table of contents, possibly containing names, dates, and titles.]*



NOTIZEN

NOTIZEN