

Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten

Von SYLVIN H. MÜLLER-NAVARRA und NORBERT LADWIG

Zusammenfassung

Die Schwankungen der Temperatur des Seewassers an den Küsten der Nord- und Ostsee sind von physikalischen Prozessen mit sehr unterschiedlichen Zeitskalen abhängig. Der ausgeprägte Jahresgang mit einem Hub von etwa 20 Kelvin wird von kurzperiodischen Schwankungen überlagert, die im exponierten Wattenmeer mehrere Kelvin im Tagesverlauf erreichen können. Aber auch in der Ostsee – besonders nordwestlich von Rügen – führen Auftriebsereignisse zu kurzfristigen Abkühlungen an der Wasseroberfläche.

Die physikalischen Prozesse, die am festen Ort die zeitliche Änderung der Wassertemperatur beeinflussen, werden diskutiert. Es wird beschrieben, wie diese Physik in einem komplexen hydrodynamischen Modell, dem Operationellen Modell des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, implementiert ist.

An sieben Küstenstationen – List, Helgoland, Cuxhaven, Bremerhaven, Leuchtturm Alte Weser, Norderney und Leuchtturm Kiel – werden vom Modell berechnete Wassertemperaturen über einen Zeitraum von Juni 1993 bis September 1995 mit Messungen verglichen. Der Vergleich der Zeitserien – meist tägliche Daten, aber auch stündliche Werte – ergibt eine gute Übereinstimmung. Der Vergleich mit Satellitenaufnahmen der Oberflächentemperatur zeigt zudem, daß auch die räumliche Variabilität vom Modell qualitativ gut wiedergegeben wird.

Für 60 Küstenorte zwischen Borkum und List sowie Holnis und Ueckermünde wird sodann versucht, für den Zeitraum September 1993 bis September 1995 klimatologische Unterschiede herauszuarbeiten. Dieser Teil der Untersuchung basiert ausschließlich auf stündlichen Modelldaten. Eine derartig detaillierte Untersuchung auf der Basis von Meßdaten wäre aus Kostengründen nicht realisierbar.

Summary

Temperature fluctuations of coastal waters in the North and Baltic Seas are governed by physical processes taking place on widely varying time scales. The marked annual cycle with a difference of 20 Kelvin is superimposed by short-period fluctuations that may attain several Kelvin in the course of a day in the exposed North Sea tidal flats. But also in the Baltic Sea – especially north-west of the island of Rügen – short-term cooling of the water surface may occur due to upwelling.

This paper deals with the physical processes affecting time-related water temperature changes at particular locations, and with a description of how those physical processes are implemented in a complex hydrodynamic model, the Operational Model of the Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (Federal Maritime and Hydrographic Agency).

Modelled water temperatures for the period from June 1993 through September 1995 are compared with actual measurements at seven coastal stations: List, Heligoland, Cuxhaven, Bremerhaven, Alte Weser lighthouse, Norderney, and Kiel lighthouse. The comparison of time series – daily data in most cases, but also hourly data – shows a good match. Moreover, a comparison with satellite SST data indicates that also the quality of the modelled spatial variability is good.

It is then attempted to determine climatological differences for 60 coastal sites between Borkum and List as well as between Holnis and Ueckermünde. This part of the study is based exclusively on hourly model data because implementation of such a detailed study with measured data would not be possible for cost reasons.

Inhalt

1. Einleitung	2
2. Physikalische Grundlagen und Modellbeschreibung	3
3. Vergleich Meßdaten – Modellergebnisse	7
4. Klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten	16
5. Ausblick	24
6. Danksagung	25
7. Schriftenverzeichnis	25

1. Einleitung

Die Wassertemperatur an der Meeresoberfläche ist hauptsächlich abhängig von den Wärme fluxen an der Grenzfläche zwischen Meer und Atmosphäre. Im Inneren des Meeres spielen zusätzlich Advektions- und Vermischungsprozesse eine wichtige Rolle. Die Quantifizierung der Energieflüsse im globalen Maßstab ist durch die Klimaproblematik („Globale Erwärmung“) zur Zeit von großem wissenschaftlichen Interesse. Der Jahresgang sowie kurzperiodische Schwankungen der Wassertemperatur in Nord- und Ostsee sind vom Wassermassenaustausch mit dem Nordostatlantik nicht wesentlich beeinflusst (PRANDLE, 1995). Ein linearer Trend, also eine langjährige Erwärmung oder Abkühlung der Wassertemperatur in der Nordsee, ist aus Zeitreihen nicht abzuleiten (BECKER u. KOHNKE, 1978). Selbst neuere Untersuchungen mit Zeitreihen länger als 100 Jahre weisen keinen signifikanten Trend auf, es sind allenfalls Schwankungen mit Perioden von einigen Jahren nachweisbar (BECKER, 1996, pers. Mitt.).

Das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie gibt wöchentlich eine Oberflächentemperaturkarte der Nordsee – die sogenannte T_0 -Karte – heraus, basierend auf in-situ-Messungen und Satellitendaten (BSH, o. J.). Für den Zeitraum 1971 bis 1981 sind wöchentliche und monatliche Mittelwerte für die Nordsee berechnet worden (BECKER et al., 1986). Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nordsee und Ostsee waren bereits aus älteren Daten abgeleitet worden (BÖHNECKE u. DIETRICH, 1951).

Besonders komplex ist die Thermodynamik im Flachwasser- und Küstenbereich, wo auch noch Wärme fluxe zwischen Meerwasser und Meeresboden Bedeutung haben. Die Variabilität der Wassertemperatur in Raum und Zeit kann an der gesamten deutschen Küste nicht mit vertretbarem Aufwand ermittelt werden. Dafür wären zu viele zeitgleiche Messungen erforderlich. Da die thermodynamischen Prozesse jedoch hinreichend bekannt sind, bietet sich ein deterministischer Ansatz an. Sowohl die Wärme fluxe zwischen Atmosphäre und Meer, als auch die Kräfte, die unterschiedlich erwärmte Wasserkörper verlagern, können mit einem numerischen Modell berechnet werden. Im Operationellen Modell des BSH (KLEINE et al., 1997), betrieben als Prognosewerkzeug der meereskundlichen Dienste zur Erledigung gesetzlicher Aufgaben in Nord- und Ostsee, sind die wichtigsten physikalischen Prozesse implementiert. Das Modell hat sich bereits im Wasserstandsvorhersagedienst, im Eisdienst und als Entscheidungshilfe bei Unfällen auf See bewährt.

Prognosegrößen sind Strömungsgeschwindigkeit (horizontal und vertikal), Wasserstand, Salzgehalt, Temperatur und Eisbedeckung. Die Daten werden zudem für Langfristuntersuchungen in einem zeitlichen Abstand von 15 Minuten abgespeichert. Die physikalischen Grundlagen und weitere Modellspezifika werden in Kap. 2 behandelt.

Für den Zeitraum 5. Juni 1993 bis 15. September 1995 stehen an sieben Orten Vergleichswerte von Küstenstationen, aufgezeichnet vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für

eine Modellvalidation (Kap. 3) zur Verfügung. Der Vergleich mit den gemessenen Daten zeigt, daß alle wesentlichen physikalischen Prozesse, die die Wassertemperatur in Nord- und Ostsee steuern, im Modell implementiert sind. Die Qualität der Meßdaten reicht teilweise nicht für eine Bewertung aus. Als am besten geeignet für die vorliegende Untersuchung erwiesen sich die automatischen Stationen LT¹ Alte Weser und LT Kiel, die stündliche Daten der Wassertemperatur liefern.

Klimatologisch gesehen, waren die Sommer 1994 und 1995 außergewöhnlich warm. So war es im Jahr 1994 im gesamten Bundesgebiet zwischen 1 und 2 K zu warm. Die Jahresmitteltemperaturen der bodennahen Atmosphäre wichen in Ostfriesland um 0,7 K, auf den Nordseeinseln und verbreitet an der Ostsee um 1 K von den vieljährigen Durchschnittswerten ab (Deutscher Wetterdienst, 1994/95). Während die Oberflächentemperaturen der Nordsee im Jahr 1993 weitgehend den Mittelwerten entsprachen (WEGNER, 1994), war es in den Jahren 1994 und 1995 zu warm im Vergleich zum langjährigen Mittel (LÖWE, 1996). Entsprechend gering war die Eisbedeckung in den Eiswintern 1993/94 und 1994/95 (STRÜBING, 1994 und 1995). Während des mäßigen Eiswinters 1993/94 bildete sich Eis von Mitte November 1993 bis Anfang Dezember 1993 in der westlichen Ostsee sowie von Februar 1994 bis Anfang März 1994 an der Ost- und Nordseeküste. Im schwachen Eiswinter 1994/95 trat Eis an der deutschen Ostseeküste nur während 2 bis 3 Wochen im Januar auf, die Nordseeküste blieb weitgehend eisfrei.

Nach einer Modellvalidation mit Meßdaten erschien eine vergleichende Klimatologie der Wassertemperaturen an der deutschen Küste, abgeleitet aus reinen Modelldaten, als gerechtfertigt. Die Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten in stündlichem Abstand vom 16. September 1993 bis 15. September 1995 wurden für die vorliegende Untersuchung aus den Modelldaten extrahiert und statistisch ausgewertet (Kap. 4).

2. Physikalische Grundlagen und Modellbeschreibung

In der Nordsee werden der Jahresgang der Wassertemperatur sowie hochfrequenter Schwankungen durch den lokalen Wärme flu ß bestimmt (BECKER, 1981; LANE u. PRANDLE, 1996). Die wesentlichen Komponenten des Gesamtflusses sind seit langem bekannt und auch mit Feldexperimenten – z. B. Fladengrund-Experiment (FLEX '76) – quantifiziert worden. Für eine Erwärmungsphase in der nördlichen Nordsee wurden Energieflüsse, Temperaturen und Wärmehalte bilanziert (SOETJE u. HUBER, 1980).

Sowohl Nord- als auch Ostsee sind thermohalin geschichtet. Es sind ausgeprägte Sprungschichten zu beobachten, die thermische Sprungschicht entsteht dabei jeweils im Frühjahr aufgrund zunehmender Sonneneinstrahlung und Lufttemperatur (TOMCZAK u. GOEDECKE, 1964). Während in der Ostsee die Schichtung der Wassermassen bis in unmittelbare Küstennähe reicht, sorgen die Gezeitenstromturbulenz und der Wind in der Deutschen Bucht das ganze Jahr für vertikal homothermale Verhältnisse in flachen Seegebieten mit Wassertiefen unter 20 m (BECKER et al., 1992).

Der Wärme flu ß an der Erdoberfläche setzt sich zusammen aus der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz, aus dem sensiblen Wärme flu ß und dem latenten Wärme flu ß (Abb. 1). Ca. 265 W m⁻² Solarstrahlung fallen im Jahresmittel auf eine horizontale Fläche in 53 Grad nördlicher Breite am oberen Rand der Atmosphäre ein (PEIXOTO u. OORT, 1992). Der prozentuale Anteil der einzelnen Wärme flu ßkomponenten ist in Abb. 1 angegeben. Unterhalb

1 LT – Leuchtturm

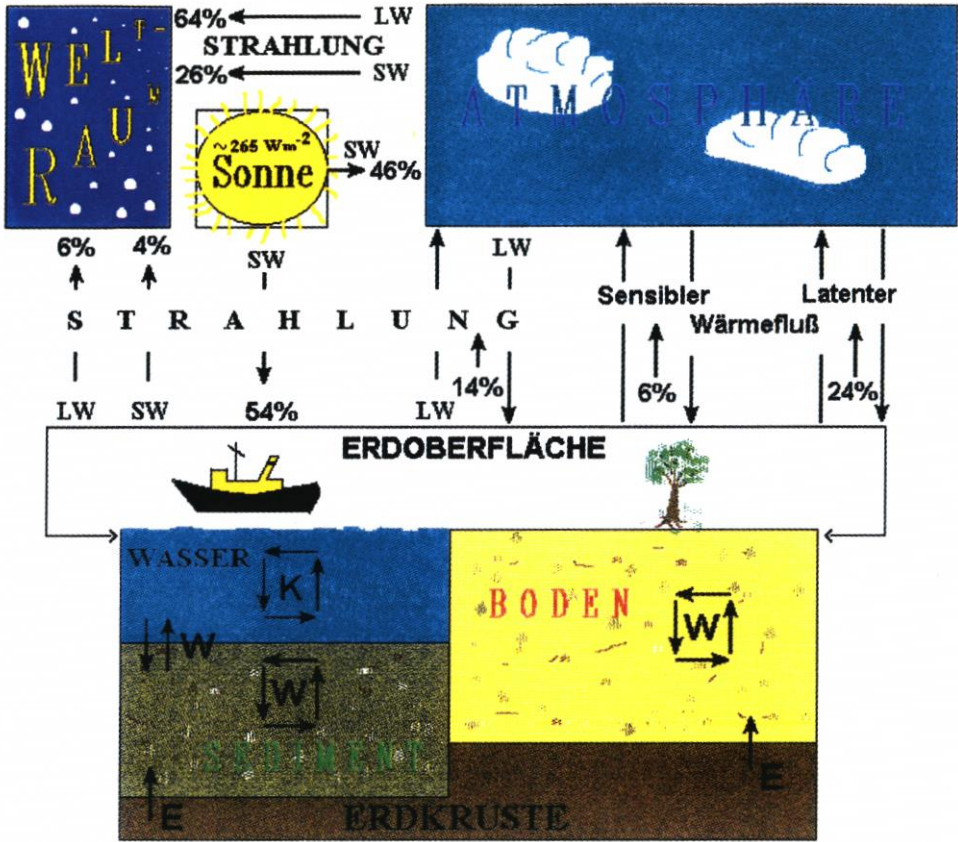


Abb. 1: Globale Wärme-flüsse (nach: WARNECKE, 1991), LW – Langwellenstrahlung, SW – Kurzwellenstrahlung, K – Konvektion, W – Wärme-leitung, E – Wärme-fluß aus der Erdkruste

der Erdoberfläche muß zwischen Land und Wasser unterschieden werden. Während im Boden einfache Wärme-leitung angenommen werden kann, werden im tiefen Ozean beträchtliche Wärmemengen durch Zirkulation transportiert. In beiden Fällen kommt ein Wärme-fluß aus der Erdkruste von ca. $0,06 \text{ W m}^{-2}$ hinzu (JESSOP et al., 1976).

Für die Berechnung der Wärme-flußbeiträge zwischen Atmosphäre und Meer finden sich in der Literatur eine Vielzahl von Parametrisierungen, die hier ausgewählten haben sich im Operationellen Modell des BSH bewährt. Eine ausführliche Beschreibung des hydrodynamischen Modells befindet sich in Vorbereitung für die Deutsche Hydrographische Zeitschrift (KLEINE et al., 1997); im folgenden werden daher nur die zur Berechnung der Wassertemperatur benutzten Ansätze und die für die Interpretation der Zeitreihen wichtigen Modellspezifika beschrieben.

Wir betrachten die Wassertemperatur eines ortsfesten Volumelements im Meer. Die Volumelemente sind im numerischen Modell durch ein sphärisches Gitter mit einem Gitterabstand von 1 Bogenminute definiert. Vertikal ist die Wassersäule in 10 Schichten aufgeteilt: Oberfläche bis 8 m Tiefe, 8 bis 16 m, 16 bis 24 m, 24 bis 50 m, 50 bis 100 m usw. In dem hier betrachteten Küstenbereich mit geringen Wassertiefen ist die Oberflächenschicht im Modell gelegentlich kleiner als 8 m, im Nordseebereich schwankt zudem die Schichtdicke

im Gezeitenrhythmus. Ein typisches Volumelement im numerischen Modell hat also eine Mächtigkeit von 8 m und eine horizontale Ausdehnung von einer Quadratseemeile ($1852 \text{ m} \cdot 1852 \text{ m}$). Die horizontale Modellrasterung ist in Abb. 11b erkennbar. In Flachwasserbereichen dämpfen Wärme-flüsse zwischen Wasser und Sedimentschichten kurzfristige Schwankungen, z. B. den Tagesgang der Wassertemperatur bei wolkenfreiem Himmel (ANDREWS, 1976 und 1980). Deshalb sind im Modell 3 Sedimentschichten von 0,1 m, 0,5 m und 2,5 m Mächtigkeit unterlegt. Durch Trockenfallen und Überfluten der Wattflächen wird der Tagesgang der Wasser- und Sedimenttemperaturen mit einer Störung von 12,42 h Periode überlagert (HARRISON, 1985; VUGTS u. ZIMMERMAN, 1985).

In den Gleichungen (1) bis (10) ist der Übergang von infinitesimal kleinen Volumenelementen zu finiten Differenzen, wie für ein numerisches Modell erforderlich, nicht vollzogen. Auf die numerischen Verfahren wird hier nicht eingegangen.

Die zeitliche Änderung der Temperatur im Volumelement hängt ab von örtlichen Strömungen (u, v, w) und turbulenten Austauschvorgängen (1) sowie von Anfangswerten. Gleichung (1) ist für ein sphärisches Koordinatensystem formuliert. Hat das Volumelement Kontakt mit der Atmosphäre, kommen Randbedingungen für den Wärme-fluß im Wasser (2) hinzu. Die im Modell berücksichtigten Beiträge zum Wärme-fluß an der Meeresoberfläche (3) sind solare Einstrahlung (4) (SHINE, 1984), infrarote Rückstrahlung (5) (IDSO u. JACKSON, 1969), sensibler Wärme-fluß (6) (LIU et al., 1979) und latenter Wärme-fluß (7) (LIU et al., 1979). Gleichung (8) stellt einen Zusammenhang zwischen spezifischer Feuchtigkeit q_a und Wasserdampfpartialdruck e_a her (WARNECKE, 1991). Bei Eisbedeckung müssen die Wärme-fluß-beiträge modifiziert werden, die deutsche Küste war jedoch im hier fraglichen Zeitraum weitgehend eisfrei. Die Sedimentschichten sind über die Wärmeleitungsgleichung (9) an die bodennächste Wasserschicht gekoppelt. Unter der Annahme, daß die durch den Boden geleitete Wärmemenge proportional dem vertikalen Temperaturgradienten ist, ergibt sich eine zu (2) analoge Formel.

Eine durch die Wärme-flüsse veränderte Wassertemperatur kann im Wasserkörper zu Veränderungen der Dichte (10) und Dichtegradienten führen, was – und damit schließt sich der Kreis – Rückwirkungen auf die Strömungen (1) hat. Das Formelwerk für die Berechnung der Strömungen findet sich an anderem Ort (KLEINE et al., 1997).

Das Operationelle Modell benötigt zur Berechnung der Wärme-flüsse Eingangsdaten aus einem Atmosphärenmodell. Auch dabei handelt es sich um ein Vorhersagemodell. Es ist eine Koppelung mit dem Europa-Modell (MAJEWSKI, 1991) des Deutschen Wetterdienstes eingerichtet. Über eine Datenleitung werden täglich 2mal Prognosen des Oberflächenluftdrucks p_a , der Windgeschwindigkeit W_{10} , der Lufttemperatur T_a , der spezifischen Feuchtigkeit q_a und des Bewölkungsgrades c bis 78 h voraus in Zeitschritten von 2 Stunden übermittelt. Die thermodynamische Wechselwirkung zwischen Atmosphärenmodell und Meeresmodell ist derart stark, daß das Meeresmodell keiner Datenassimilation bedarf. Gemessene Daten gehen lediglich im Atmosphärenmodell ein, und zwar dadurch, daß meteorologische Daten aus dem Meßnetz mit einem Analysemodell zu Anfangsverteilungen der Prognoseläufe aufbereitet werden. Mit dem Verzicht auf Datenassimilation ist sichergestellt, daß alle Ergebnisse des Operationellen Modells des BSH im thermo- und hydrodynamischen Sinne in sich konsistent sind.

$$(1) \quad \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial T}{\partial \phi} + w \frac{\partial T}{\partial z} =$$

$$\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(K_b \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right) + \frac{1}{R^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi K_b \frac{\partial T}{\partial \phi} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$(2) \quad c_p \rho_w \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial Q_w}{\partial z}$$

$$(3) \quad Q = Q_I + Q_B + Q_S + Q_E$$

$$(4) \quad Q_I = (1 - \alpha) \frac{Q_0 s^2 (1 - 0,6 c)}{1,2 s + (1,0 + s) 0,001 h P a^{-1} e_a + 0,045}$$

$$s = \max ((\sin \xi = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega), 0)$$

$$(5) \quad Q_B = -\epsilon \sigma T_s^4 + \epsilon \sigma T_a^4 [1 - 0,26 \exp [-7,7 \cdot 10^{-4} (T_a K^{-1} - 273)^2] (1 - 0,75 c)]$$

$$(6) \quad Q_s = -c_{p_a} \rho_a C_H (T_a - T_s) |W_{10}|$$

$$(7) \quad Q_E = -L \rho_a C_E (q_a - q_s) |W_{10}|$$

$$(8) \quad e_a = \frac{p_a q_a}{0,622 + 0,378 q_a}$$

$$(9) \quad c_s \rho_s \frac{\partial T}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$(10) \quad \rho_w = \rho_w (S_w, T, p)$$

Liste der verwendeten Formelzeichen

	Größe	Einheit
α	Albedo	1
δ	Deklinationswinkel der Sonne	1
λ	geographische Länge	1
ξ	Sonnenhöhe	1
ρ_w	Dichte des Meerwassers	kg m ⁻³
ϕ	geographische Breite	1
ω	Stundenwinkel, bezogen auf den lokalen Meridian	1
c	Bewölkungsgrad (0 ... 1)	1
e_a	Wasserdampfpartialdruck in 10 m Höhe	hPa
k_S	Wärmeleitfähigkeit nassen Sandbodens	W m ⁻¹ K ⁻¹
K_H	horizontaler Wirbeldiffusivitätskoeffizient	m ² s ⁻¹
K_V	vertikaler Wirbeldiffusivitätskoeffizient	m ² s ⁻¹
n	Anzahl der Meßwerte	1
p	Druck innerhalb der Wassersäule	Pa
p_a	Luftdruck	hPa
q_a	spezifische Feuchtigkeit in 10 m Höhe	g kg ⁻¹
q_s	spezifische Feuchtigkeit (gesättigt)	g kg ⁻¹
Q	Gesamtwärmefluß Meer – Atmosphäre	W m ⁻²

Q_I	kurzwelliger Strahlungsfluß	$W\ m^{-2}$
Q_B	langwelliger Strahlungsfluß	$W\ m^{-2}$
Q_E	latenter Wärmefluß	$W\ m^{-2}$
Q_S	sensibler Wärmefluß	$W\ m^{-2}$
s	Sinus der Sonnenhöhe über dem Horizont	1
S	Standardabweichung	1
S_w	Salzgehalt	1
t	Zeit	s
T	Wassertemperatur	$^{\circ}C$
ΔT	T_{Modell} minus T_{Messung}	K
T_s	absolute Wassertemperatur	K
T_a	absolute Lufttemperatur	K
u	Ostkomponente des Strömungsvektors	$m\ s^{-1}$
v	Nordkomponente des Strömungsvektors	$m\ s^{-1}$
w	Radialkomponente des Strömungsvektors	$m\ s^{-1}$
$ W_{10} $	Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe	$m\ s^{-1}$
z	Radialkoordinate	m

Im Modell bei den Berechnungen verwendete Konstanten

ε	Emissionsvermögen für langwellige Strahlung	0,97
ρ_a	Dichte der Luft	$1,25\ kg\ m^{-3}$
ρ_s	Dichte nassen Sandbodens	$2000\ kg\ m^{-3}$
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante	$5,67 \cdot 10^{-8}\ W\ m^{-2}\ K^{-4}$
c_{pa}	spezifische Wärme der Luft	$1005\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
c_{pw}	spezifische Wärme des Wassers	$4200\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
c_s	spezifische Wärme nassen Sandbodens	$1500\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
C_H	Austauschkoefizient	$1,2 \cdot 10^{-3}$
C_E	Austauschkoefizient	$1,2 \cdot 10^{-3}$
L	Verdunstungswärme	$2501\ J\ g^{-1}$
Q_0	Solarkonstante	$1360\ W\ m^{-2}$
R	mittlerer Radius der Erde	6 371 040 m

3. Vergleich Meßdaten – Modellergebnisse

Die vom Modell berechneten Temperaturen werden an einer Meßstation der Ostseeküste und sechs Stationen der Nordseeküste (Tab. 1) mit Messungen verglichen. Modell- und Meßdaten überstreichen einen Zeitraum vom 5. Juni 1993 bis 15. September 1995. Die Meßdaten wurden vom DWD, Seewetteramt Hamburg, mit einer Genauigkeit von $1/10\ K$ zur Verfügung gestellt. Die Modelldaten sind vor den Analysen grundsätzlich auf zwei Nachkommastellen gerundet worden.

Die Meßreihen des Seewetteramtes Hamburg sind unterschiedlich umfangreich. Stündliche Messungen verschiedener meteorologischer Parameter, wie auch der Wassertemperatur, werden nur an den Leuchttürmen Kiel und Alte Weser durchgeführt. Die anderen Stationen melden die Wassertemperatur in der Regel jedoch wenigstens einmal pro Tag für den Zeitpunkt 6:00 UTC. Die Messungen werden teilweise manuell vorgenommen. Es konnte nicht

Tab. 1: Meßstationen der Wassertemperatur des Deutschen Wetterdienstes

Meßstation	Meßzeitpunkte UTC	Bemerkungen	Modell versus Messung $\Delta T [K] / Stdabw. [K] / n$ Modell- / Meßzeitpunkt
List siehe Abb. 3	ca. 10.00 Uhr	manuelle Messung im Lister Hafen	-0,25/0,99/818 10:00/10:00 UTC
Helgoland	6:00 Uhr und 18.00 Uhr	manuelle Messung im Helgoländer Hafen am Tonnenhof	-0,41/0,67/823 6:00/6:00 UTC
Cuxhaven	Hochwasserzeit (HWZ)	manuelle Messung am Radarturm	-0,35/1,36/629 6:00 UTC/HWZ
Bremerhaven	6:00, 9:00 und 18.00 Uhr	automatische Messung im Hafen	-1,42/1,64/819 6:00/6:00 UTC
Leuchtturm Alte Weser siehe Abb. 4a und b	stündlich	automatisches Meßverfahren	0,30/0,63/810 6:00/6:00 UTC
Norderney	einmal täglich	manuelle Messung im Borkumer (!) Hafen	-1,26/1,28/775 6:00 UTC/einmal täglich
Leuchtturm Kiel siehe Abb. 5a	stündlich	automatisches Meßverfahren	0,22/0,74/773 6:00/6:00 UTC

zuverlässig ermittelt werden, ob diese Messungen in jedem Fall tatsächlich um 6:00 UTC erfolgen. Eine morgendliche Messung eignet sich am besten zur Erfassung einer Tagestemperatur, da sich das Wasser über Nacht ohne die Einwirkung der Sonnenstrahlung vermischen kann und eine räumlich homogene Temperatur erreicht wird. Bei den in Hafenbecken gewonnenen Daten (s. Tab. 1) muß mit kleinräumigen Effekten gerechnet werden, die im Modell nicht erfaßt sind. Für einen Vergleich der täglichen 6:00-Uhr-Temperaturen standen somit sieben Meßreihen zur Verfügung. Für die genauere Betrachtung des Tagesverlaufs der Wassertemperatur kommen die stündlichen Temperaturaufzeichnungen der zwei Leuchtturm-Meßreihen in Betracht.

Das Datenmaterial des Seewetteramtes ist teilweise unvollständig. Für den Zeitraum 2. November–8./9. November 1994 fehlen die Daten für alle Stationen, für Cuxhaven vom 14. Oktober–10. November 1994. Die Meßreihen Cuxhavens sind am unvollständigsten. Für die statistische Auswertung stehen hier 75 % des möglichen Datenmaterials zur Verfügung, bei den anderen Stationen mehr als 92 %. Zudem sind einige Werte als fehlerhaft anzusehen, so daß sie in die Auswertung nicht mit einbezogen werden.

Die Zeitserien beginnen im Juni 1993, also in einem etwas zu kalten Sommer bei maximalen Wassertemperaturen unter 20 °C. Spätestens ab September 1993 sinkt die Wassertemperatur an allen Stationen der Nord- und Ostsee ab. Anfang Dezember unterschreiten die Temperaturen 4 °C, pendeln sich dann aber bei 4 °C für 2–3 Monate ein, bis im Februar 1994 ein erneuter Kälteeinbruch stattfindet und die Temperaturen nochmals für kurze Zeit um 3–4 °C fallen. Teilweise werden sogar 0 °C unterschritten, wie z. B. am LT Alte Weser oder bei Norderney. Im März beginnt jedoch überall der Temperaturanstieg bis zum sommerlichen Maximum, welches 1994 deutlich über 20 °C, teils bis 25 °C, wie z. B. bei Bremerhaven,

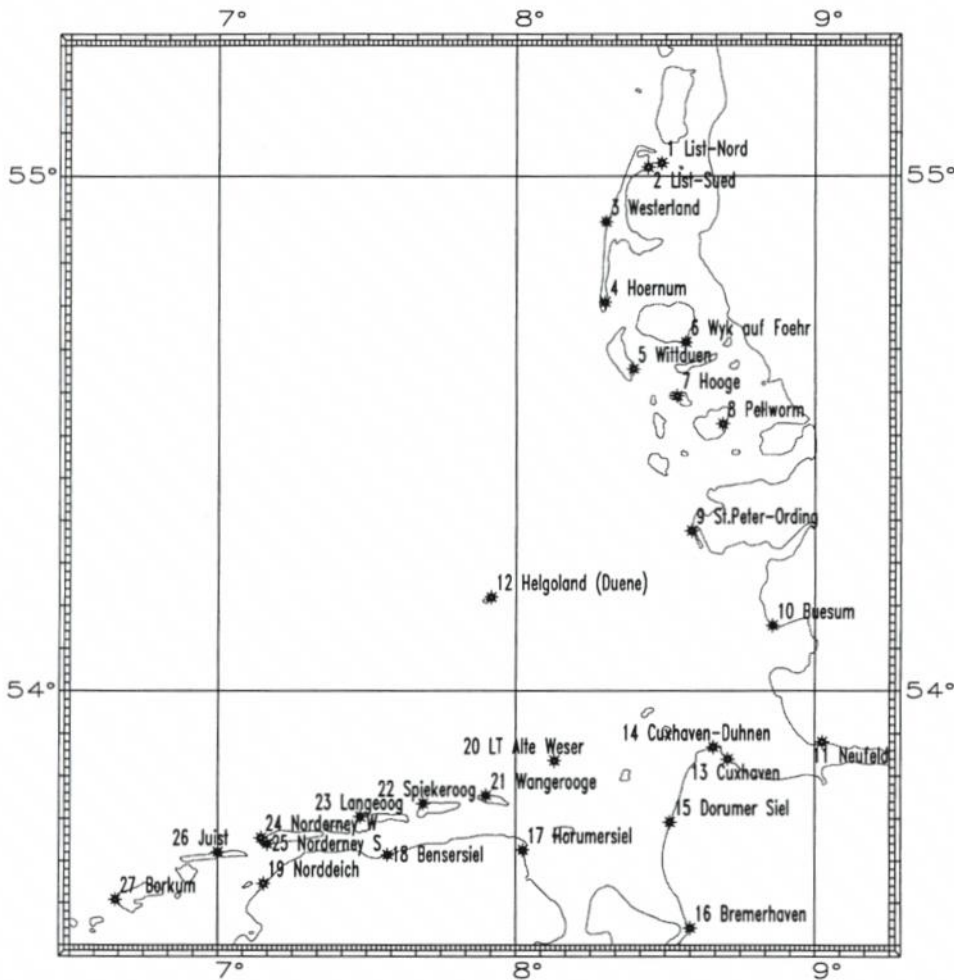


Abb. 2a: Übersichtskarte der Stationen in der Deutschen Bucht

liegt. Erwärmungs- und Abkühlungsphase des Jahres 1994 vollzogen sich zeitlich fast linear. Der Winter 1994/95 war etwas milder als der vorangegangene. Die Temperaturen liegen insgesamt etwas über den Vorjahreswerten, und die kälteste Periode ist nicht mehr der Monat Februar, sondern die erste Januarhälfte. Hier zeigt sich bei den meisten Stationen der deutlichste Temperaturrückgang. Das Temperaturminimum hält jedoch nur einige Tage an. Der weitere Verlauf bis zum Sommer 1995 ähnelt sehr dem des Vorjahres, es wurden fast die gleichen Maximaltemperaturen erreicht.

Die Temperaturkurven der 6:00-Uhr-Werte des Modells stimmen an allen Stationen gut mit den gemessenen Temperaturen überein. Besonders am LT Kiel (Abb. 5a), am LT Alte Weser (Abb. 4a), bei Helgoland und in der Lister Ley (Abb. 3) ergeben sich sehr ähnliche Zeitreihen. Bei Norderney, Bremerhaven und Cuxhaven ist die Übereinstimmung schlechter. Der Jahresgang wird aber auch dort korrekt wiedergegeben.

Betrachtet man Mittelwert und Standardabweichung der Differenz zwischen Modell und Messung (ΔT), so zeigt sich, daß das Modell die Wassertemperaturen tendenziell etwas

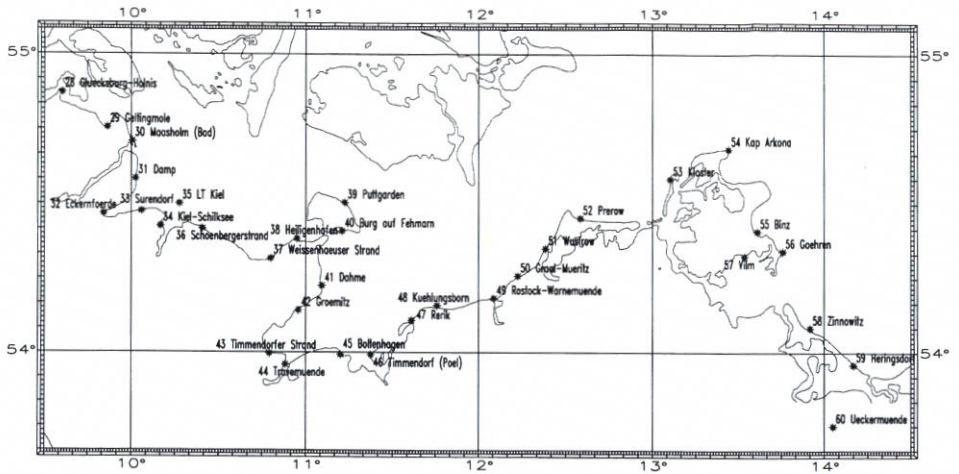


Abb. 2b: Übersichtskarte der Stationen in der Westlichen Ostsee

zu kalt berechnet, d. h. der Mittelwert der Differenz nimmt meist negative Werte an (Tab. 1, letzte Spalte). Am LT Alte Weser liegen die 6:00-Uhr-Temperaturen des Modells im Schnitt 0,3 K zu hoch; für Bremerhaven liegen sie im Mittel um 1,42 K unter den gemessenen Werten. Die Standardabweichung liegt bei den 7 Stationen zwischen 0,63 K und 1,64 K, wobei die Differenzen zwischen Modell und Messung bei den küstenferneren Stationen LT Kiel, LT Alte Weser und Helgoland geringere Variationen zeigen. An der Meßstation Bremerhaven sind Mittelwert und Standardabweichung relativ hoch. Die Messung erfolgt in Bremerhaven

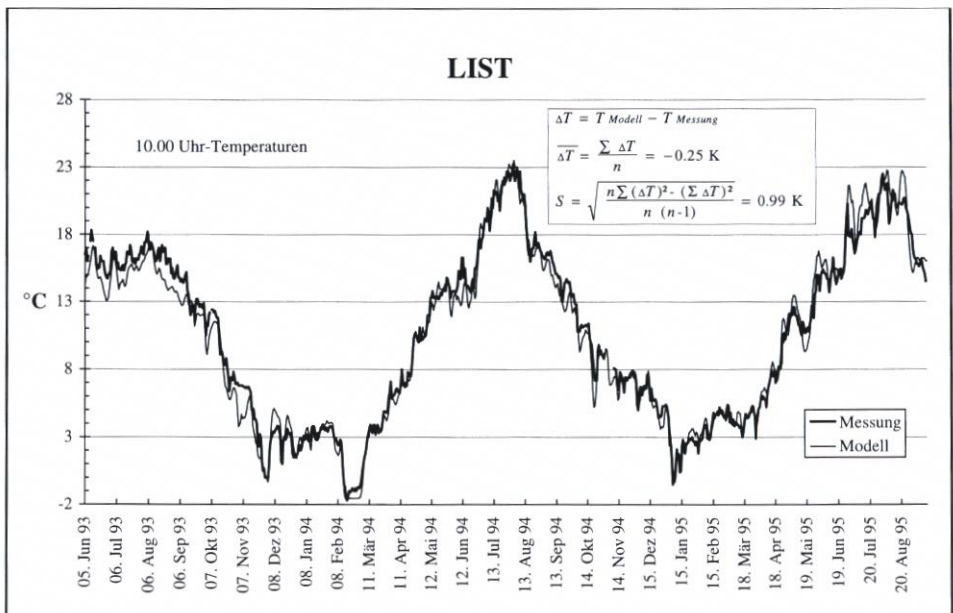


Abb. 3: Wassertemperaturen in der Lister Ley

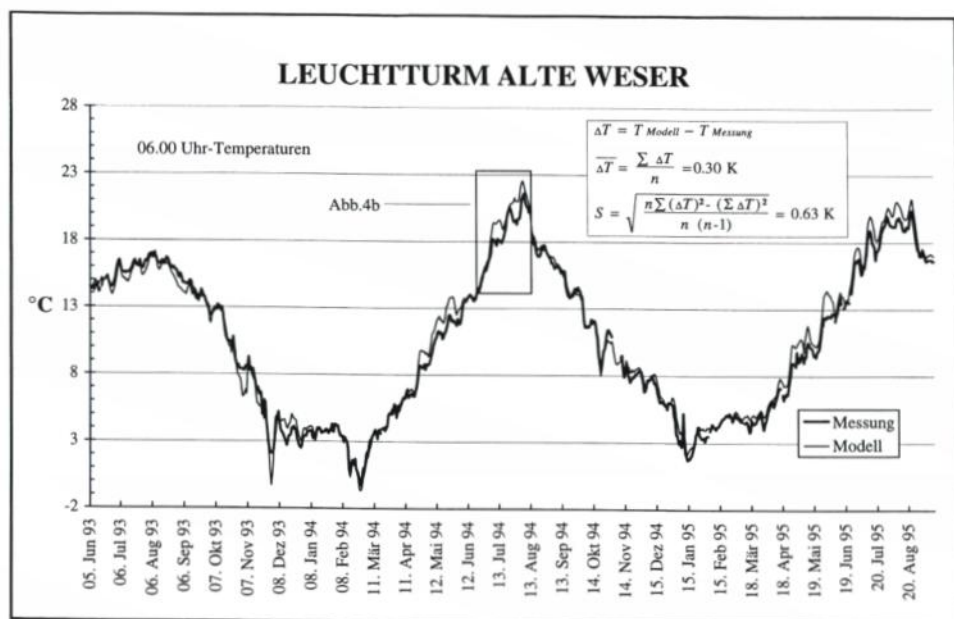


Abb. 4a: Wassertemperaturen am Leuchtturm Alte Weser

im Hafenbecken, wo es zu lokalen Temperaturänderungen kommt, die im Modellgitternetz nicht mehr erfaßt werden können. Höhere Standardabweichungen bei gleichzeitig niedrigem Mittelwert lassen sich z. B. für Cuxhaven dadurch begründen, daß hier die tägliche Messung während des Hochwassers erfolgt und nicht zu einem bestimmten Zeitpunkt, wie an den anderen Stationen. Ferner hat sich nach Abschluß der Analysen herausgestellt, daß die von der Station Norderney gemeldeten Wassertemperaturen im Borkumer Hafen gemessen werden. Die erheblichen Unterschiede zwischen Messung und Modelltemperaturen sind daher nicht verwunderlich.

Ein Vergleich stündlicher Temperaturdaten ist in Abb. 4b dargestellt. Der Vergleich umfaßt die sommerliche Erwärmungsphase am Leuchtturm Alte Weser vom 21. Juni bis zum Temperaturmaximum im August 1994. Die höhere zeitliche Auflösung der Darstellung läßt die Temperaturschwankungen, die mit den Tidenzyklen verbunden sind, erkennen. Die tidenabhängige Schwankung der Temperatur wird vom Modell nachvollzogen. Die Werte des Modells liegen im Mittel 0,77 K über denen der Messung, es ist in dieser Erwärmungsphase etwas zu warm.

Artifizielle Effekte im Modell lassen sich u. a. durch eine spektrale Analyse der stündlichen Zeitserien an den Leuchttürmen Alte Weser und Kiel aufdecken. Da die Meßdaten im Gegensatz zu den Modelldaten Lücken aufweisen, empfiehlt sich ein Verfahren zur spektralen Analyse für nicht gleichabständige Daten (PRESS et al., 1992). Dieses Verfahren wurde für die Analyse astronomischer Beobachtungen, die z. B. auf die Nachtzeiten und gute Sichtverhältnisse beschränkt sind, entwickelt (LOMB, 1976).

Analysiert wird hier ein Zeitraum von exakt 2 Jahren (17 520 h, 17 521 Stützstellen), die Temperaturdaten gehen mit $1/100$ K Genauigkeit – also mit 2 Stellen hinter dem Komma – in die Analyse ein. Das normalisierte Periodogramm für die Modellzeitreihe beim Leuchtturm

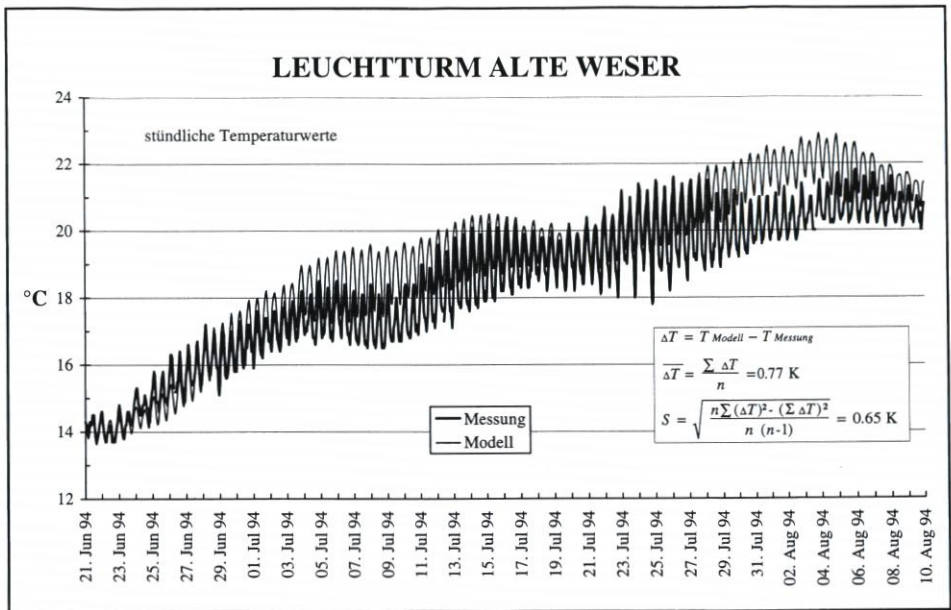


Abb. 4b: Stündliche Wassertemperaturen am Leuchtturm Alte Weser

Alte Weser (Abb. 4c) zeigt deutlich die Partialtiden. Neben der Jahreswelle dominieren die halbtägigen Gezeiten. Zu erkennen sind aber auch Peaks bei den Perioden 24 h, 12 h und 8 h. Diese Peaks erscheinen im Periodogramm für den Leuchtturm Kiel (Abb. 5b) ebenfalls, eine physikalische Erklärung für die Bedeutung der Perioden 12 und 8 h ist nicht naheliegend. Gezeitenerscheinungen² scheiden aus, die Peaks betreffen exakt die genannten Perioden und sind scharf abgegrenzt. Einen Anhaltspunkt für einen technischen Fehler im hydrodynamischen Modell liefert das Periodogramm ebenfalls nicht. Leider kann auch die spektrale Analyse der gemessenen, lückenhaften Zeitreihe³ (16 215 von 17 521 Werten) das Modellergebnis nicht bestätigen, die beiden fraglichen Peaks gehen im durch die Meßlücken induzierten Rauschen unter (Abb. 5c)⁴.

Als mögliche Verursacher verbleiben die im Modell berücksichtigten vier Wärmeflußkomponenten. Streng periodische Anteile hat nur die solare Einstrahlung (Q_1 , Gleichung 4), die abhängig vom Sinus der Sonnenhöhe ist (Abb. 5d). Für Q_1 wurde eine Zeitreihe ebenfalls über exakt zwei Jahre generiert und analog zu den Temperaturzeitreihen spektral analysiert. Eine periodische Funktion dieser Art läßt sich als Fourierreihe darstellen, in der auch die Oberschwingungen der Tageswelle mit Perioden von 12 h, 8 h, 6 h, 4,8 h usw. (Abb. 5e) enthalten sind. Das Auftauchen dieser Oberschwingungen ist also auf den nicht-sinusförmigen

² Die Ostsee als intrakontinentales Mittelmeer ist im Gegensatz zum Randmeer Nordsee arm an Gezeiten. Der Gezeitenhub im Kattegat ist zu klein, um durch die engen Belte und den Sund nennenswerte Mitschwingungsgezeiten in der Ostsee anzuregen. So beträgt die Amplitude der Partialtide M2 bei Wismar und Warnemünde lediglich 4–5 cm (WEISE, 1988). Die selbständigen Gezeiten sind in der Ostsee von untergeordneter Bedeutung.

³ Für diese Analyse standen Daten mit einer Genauigkeit von $1/100$ °C zur Verfügung.

⁴ Ein vergleichbar verrauschtes Periodogramm resultiert, wenn die entsprechende Modellzeitreihe vor der spektralen Analyse analog zur Meßreihe beschnitten wird.

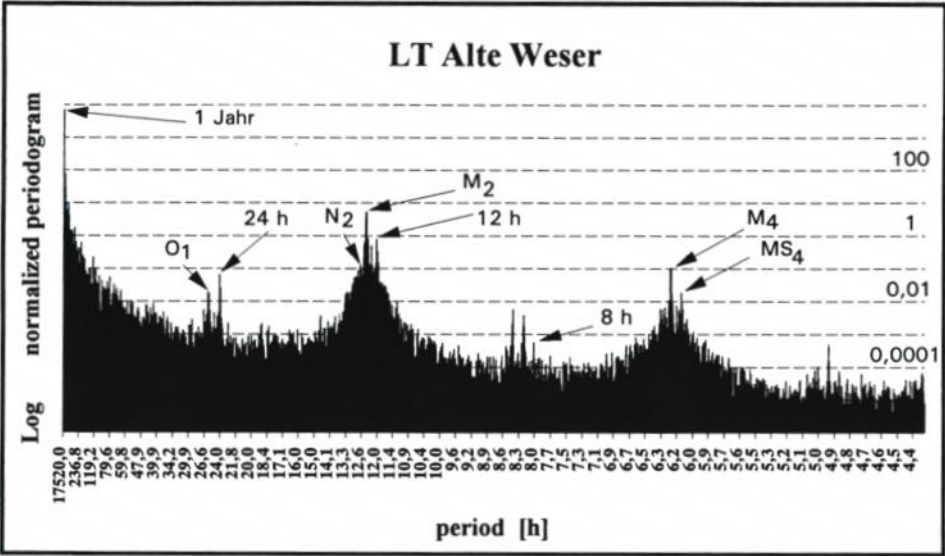


Abb. 4c: Periodogramm einer 2jährigen Modellzeitreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Alte Weser

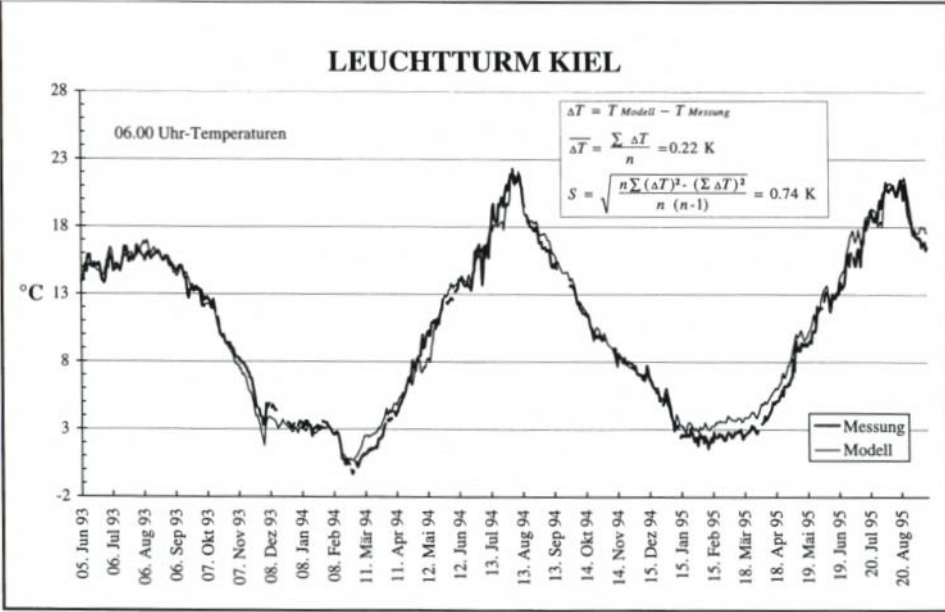


Abb. 5a: Wassertemperaturen am Leuchtturm Kiel

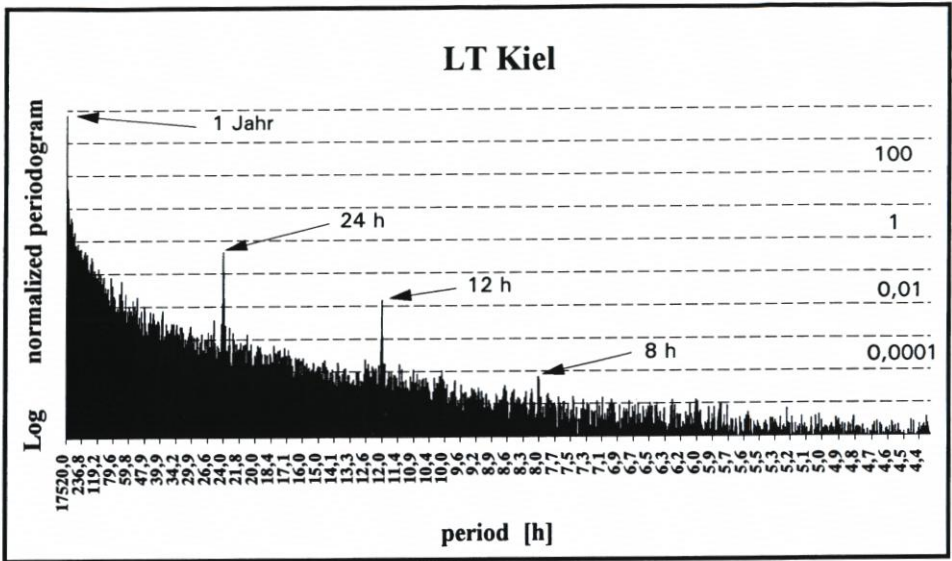


Abb. 5b: Periodogramm einer 2jährigen Modellzeitreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Kiel

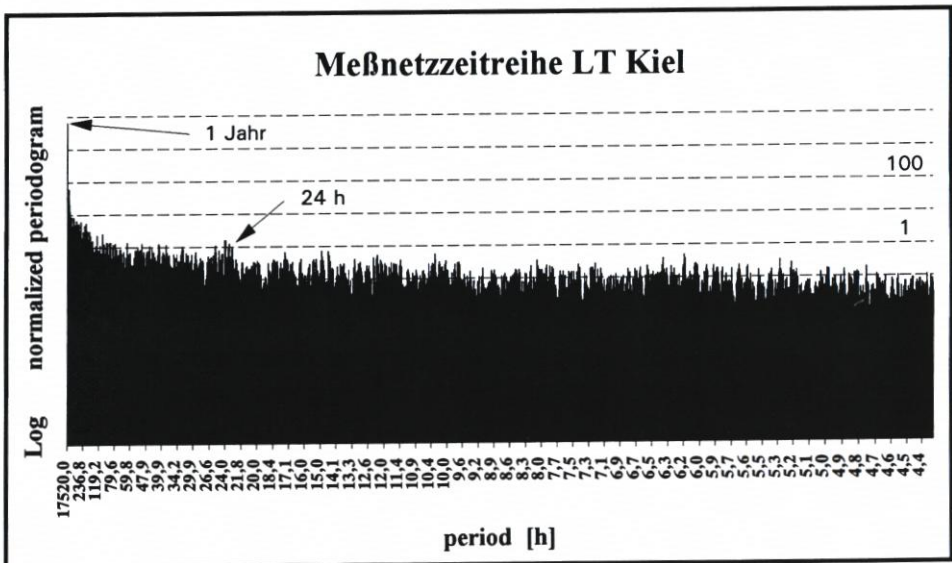


Abb. 5c: Periodogramm einer 2jährigen, lückenhaften Meßreihe der Wassertemperatur am Leuchtturm Kiel

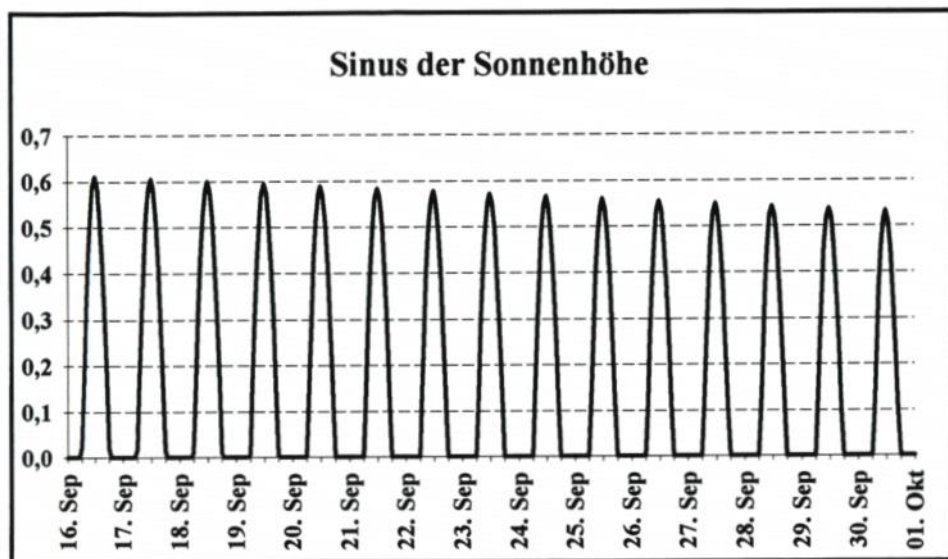


Abb. 5d: 15tägige Zeitreihe des Sinus der Sonnenhöhe auf 55 °N

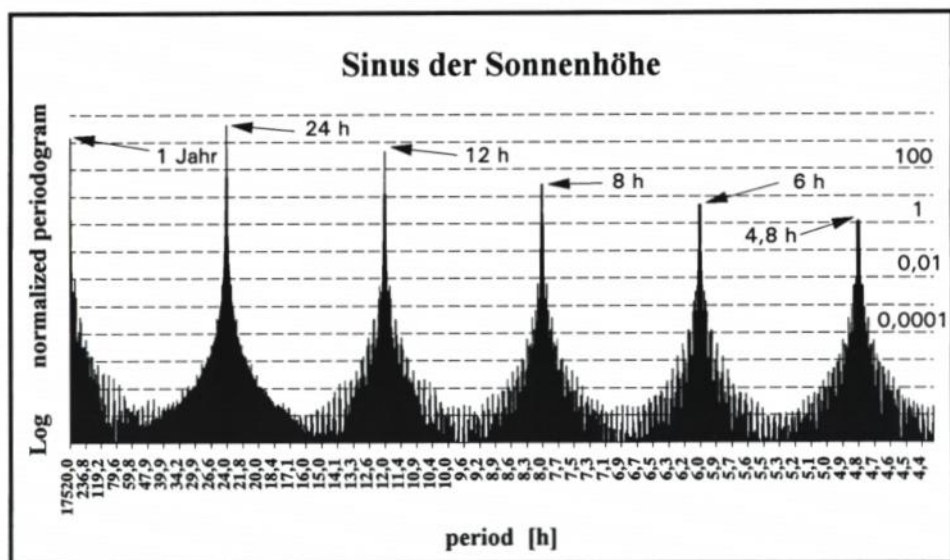


Abb. 5e: Periodogramm einer 2jährigen Zeitreihe des Sinus der Sonnenhöhe

Charakter der Zeitreihe – sie nimmt keine negativen Werte an – zurückzuführen. Die beiden fraglichen Peaks (Abb. 4c und 5b), die man bisher in Meßzeitreihen nicht erkennen konnte, sind demnach ein Indiz dafür, daß die Wirkung der kurzwelligen solaren Einstrahlung auf die Wassertemperatur trotz der dämpfenden Eigenschaften der im Modell abgebildeten physikalischen Prozesse deutlich sichtbar ist. Es bleibt abzuwarten, ob die spektrale Analyse einer lückenlosen ein- bis zweijährigen Meßzeitreihe diese winzigen,

kurzperiodischen Anteile ebenfalls erkennen ließe. Anzumerken ist noch, daß bei der Interpretation von Peridogrammen nicht nur auf das Auftauchen von Oberschwingungen zu achten ist, sondern auch auf „Leakage“- und „Aliasing“-Effekte (SCHLITGEN u. STREITBERG, 1994).

Der in Kap. 2 beschriebene Formelapparat zur Berechnung der Wärmeflüsse und der Wassertemperatur ist erst im Februar 1993 ins Operationelle Modell des BSH implementiert worden. Um so erstaunlicher ist auf den ersten Blick die gute Übereinstimmung zwischen Messungen und Modellergebnissen bereits kurz danach. Hier muß noch einmal betont werden, daß keinerlei Datenassimilation vorgenommen wurde oder einschneidende Formelanpassungen erforderlich wurden. Im Oktober 1993 ist der Apparat um ein Eismodell erweitert worden, das die Wärmeflüsse im Falle einer Eisbedeckung modifiziert. Die hier betrachteten Zeitserien sind wegen der schwachen Eiswinter davon nicht beeinflusst. Letztlich lehrt der hier angestellte Vergleich, daß die atmosphärischen Verhältnisse eine recht harte Randbedingung für die Wassertemperaturen in einem Schelfmeer darstellen.

4. Klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an 60 deutschen Küstenorten

Besonders die Übereinstimmung gemessener und berechneter Wassertemperaturen bei den Leuchttürmen Kiel und Alte Weser ermutigte zu weitergehenden Untersuchungen. Aus reinen Modelldaten kann z.B. ein klimatologischer Vergleich der Wassertemperaturen an deutschen Küstenorten der Nord- und Ostsee abgeleitet werden.

Im Modell repräsentieren die Gitternetzpunkte jeweils Flächen von einer Quadratsee-meile. Für 60 Küstenorte wurden die geographischen Koordinaten der zugehörigen Gitternetzpunkte (i, j) im Operationellen Modell ermittelt (Tab. 2). Der Index i läuft aufsteigend von Nord nach Süd, der Index j von West nach Ost. Die Mächtigkeiten der Oberflächenschicht und die Gesamtwassertiefe an den Gitterpunkten des Modells sind in den letzten beiden Spalten der Tab. 2 angegeben.

Tab. 2: Küstenorte und zugeordnete Modellgitterpunkte

Nr.	Station	Position				Gitterpunkte		Wassertiefe (m)	
		Breite		Länge		i	j	Schicht 1	max.
1	List-Nord	55	01 30 N	08	29 09 E	38	69	6,00	6,00
2	List-Süd	54	59 30 N	08	27 29 E	40	68	8,00	10,00
3	Westerland	54	54 30 N	08	17 29 E	45	62	8,00	10,60
4	Hörnum	54	42 30 N	08	19 09 E	57	63	8,00	14,00
5	Wittdün	54	37 30 N	08	25 49 E	62	67	1,50	1,50
6	Wyk auf Föhr	54	38 30 N	08	30 49 E	61	70	8,00	12,50
7	Hooge	54	34 30 N	08	32 29 E	65	71	8,00	13,00
8	Pellworm	54	28 30 N	08	42 29 E	71	77	8,00	10,00
9	St. Peter-Ording	54	18 30 N	08	35 49 E	81	73	3,20	3,20
10	Büsum	54	06 30 N	08	50 49 E	93	82	8,00	10,00
11	Neufeld	53	52 30 N	09	02 29 E	107	89	1,79	1,79
12	Helgoland	54	10 30 N	07	55 49 E	89	49	8,00	28,40
13	Cuxhaven	53	51 30 N	08	44 09 E	108	78	8,00	10,00

Tab. 2: (Fortsetzung)

Nr.	Station	Position				Länge				Gitterpunkte		Wassertiefe (m)	
		Breite								i	j	Schicht 1	max
14	Cuxhaven-Duhnen	53	53	30	N	08	42	29	E	106	77	8,00	15,00
15	Dorumer Siel	53	45	30	N	08	30	49	E	114	70	2,20	2,20
16	Bremerhaven	53	34	30	N	08	32	29	E	125	71	7,00	7,00
17	Horumersiel	53	41	30	N	08	04	09	E	118	54	5,00	5,00
18	Bensersiel	53	41	30	N	07	32	29	E	118	35	3,30	3,30
19	Norddeich	53	37	30	N	07	10	49	E	122	22	1,79	1,79
20	LT Alte Weser	53	51	30	N	08	07	29	E	108	56	8,00	16,00
21	Wangerooge	53	47	30	N	07	55	49	E	112	49	8,00	12,00
22	Spiekeroog	53	46	30	N	07	44	09	E	113	42	4,00	4,00
23	Langeoog	53	45	30	N	07	34	09	E	114	36	6,30	6,30
24	Norderney-West	53	42	30	N	07	10	49	E	117	22	4,50	4,50
25	Norderney-Süd	53	40	30	N	07	10	49	E	119	22	5,50	5,50
26	Juist	53	40	30	N	07	00	49	E	119	16	5,00	5,00
27	Borkum	53	34	30	N	06	40	49	E	125	4	7,00	7,00
28	Glücksburg-Holnis	54	52	30	N	09	37	29	E	47	110	6,00	6,00
29	Geltingmole	54	45	30	N	09	52	29	E	54	119	8,00	10,00
30	Maasholm (Bad)	54	43	30	N	10	00	49	E	56	124	3,00	3,00
31	Damp	54	34	30	N	10	04	09	E	65	126	8,00	8,00
32	Eckernförde	54	26	30	N	09	54	09	E	73	120	8,00	15,00
33	Surendorf	54	28	30	N	10	05	49	E	71	127	8,00	15,00
34	Kiel-Schilksee	54	24	30	N	10	12	29	E	75	131	6,00	6,00
35	LT Kiel	54	29	30	N	10	14	09	E	70	132	8,00	10,00
36	Schönbergerstrand	54	25	30	N	10	25	49	E	74	139	7,00	7,00
37	Weißenhäuser Strand	54	18	30	N	10	49	09	E	81	153	8,00	10,00
38	Heiligenhafen	54	22	30	N	10	57	29	E	77	158	7,00	7,00
39	Puttgarden	54	30	30	N	11	14	09	E	69	168	8,00	10,00
40	Burg auf Fehmarn	54	23	30	N	11	12	29	E	76	167	2,00	2,00
41	Dahme	54	13	30	N	11	07	29	E	86	164	8,00	8,00
42	Grömitz	54	07	30	N	11	00	49	E	92	160	8,00	10,00
43	Timmendorfer Strand	54	00	30	N	10	49	09	E	99	153	8,00	12,00
44	Travemünde	53	58	30	N	10	55	49	E	101	157	6,00	6,00
45	Boltenhagen	54	00	30	N	11	12	29	E	99	167	8,00	15,00
46	Timmendorf (Poel)	53	59	30	N	11	24	09	E	100	174	5,00	5,00
47	Rerik	54	05	30	N	11	37	29	E	94	182	8,00	8,00
48	Kühlungsborn	54	08	30	N	11	45	49	E	91	187	8,00	8,00
49	Rostock-Warnemünde	54	10	30	N	12	07	29	E	89	200	6,00	6,00
50	Graal-Müritz	54	14	30	N	12	12	29	E	85	203	6,50	6,50
51	Wustrow	54	21	30	N	12	24	09	E	78	210	8,00	10,00
52	Prerow	54	27	30	N	12	34	09	E	72	216	5,00	5,00
53	Kloster	54	34	30	N	13	05	49	E	65	235	8,00	10,00
54	Kap Arkona	54	40	30	N	13	27	29	E	59	248	8,00	15,00
55	Binz	54	23	30	N	13	39	09	E	76	255	8,00	9,00
56	Göhren	54	20	30	N	13	45	49	E	79	259	6,00	6,00
57	Vilm	54	17	30	N	13	34	09	E	82	252	8,00	8,00
58	Zinnowitz	54	04	30	N	13	55	49	E	95	265	6,00	6,00
59	Heringsdorf	53	57	30	N	14	10	49	E	102	274	6,00	6,00
60	Ueckermünde	53	45	30	N	14	04	09	E	114	270	3,00	3,00

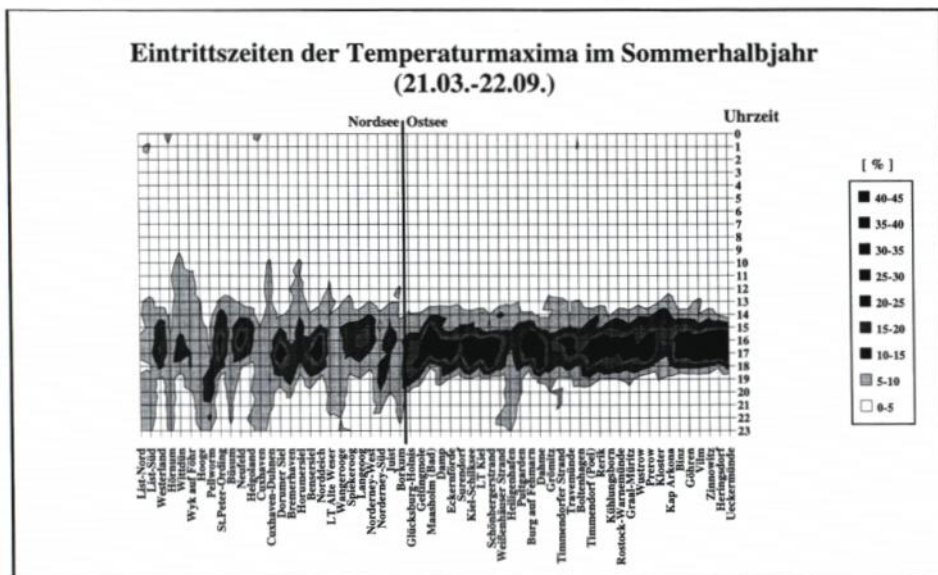


Abb. 7: Häufigkeitsverteilung der Eintrittszeiten der Tagesmaxima der Wassertemperatur im Sommerhalbjahr

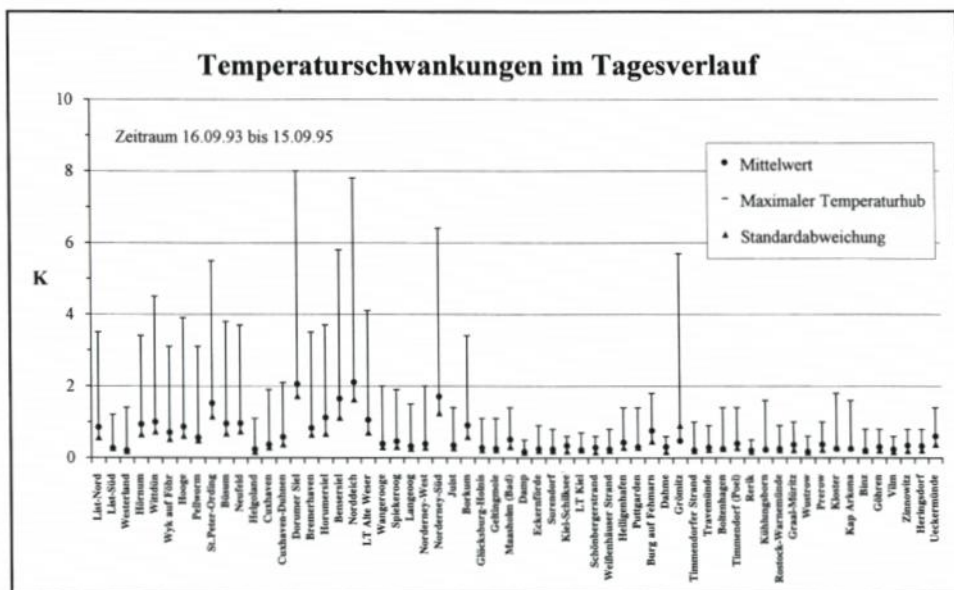


Abb. 8: Temperaturschwankungen im Tagesverlauf

oder nordfriesischen Küste „Schaumberge“ auf, die auf eiweißartige Ausscheidungen dieser Planktonalge zurückzuführen sind. Voraussetzung für die Entwicklung der Massenvorkommen von *Phaeocystis* sind gute Lichtbedingungen und Temperaturen über 10 °C; Nährstoffe sind am Beginn der Massenentwicklung ausreichend vorhanden (ELBRÄCHTER et al., 1994). In Kulturexperimenten zeigte sich, daß sich die Vermehrungsrate bei Temperaturen über 20 °C verlangsamt und über 25 °C keine Vermehrung mehr stattfindet.

Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung der Wassertemperaturen für die 60 Küstenorte, so erkennt man deutliche Unterschiede zwischen Nordsee und Ostsee. Die Temperaturen in der Nordsee betragen am häufigsten 3–4 °C, in der Ostsee 2–3 °C (Abb. 6). 8–12 % der Modellwerte in den Küstengewässern der Nordsee liegen zwischen 2,51 °C und 3,49 °C, bei Spiekeroog, Langeoog und Norderney-West liegen 12–16 % der Werte zwischen 3,51 und 4,49 °C. In der Ostsee ist das Häufigkeitsmaximum noch etwas ausgeprägter, 12–20 % der Modellwerte liegen im Intervall 1,51 °C bis 2,49 °C. Weitere relative Maxima sind bei 13 und 17 °C zu erkennen.

Im folgenden werden die Schwankungen der Temperatur im Tagesverlauf (0–23 Uhr UTC) untersucht. Wie bereits oben erläutert, können Temperaturschwankungen an einem festen Ort im Meer recht unterschiedliche Ursachen haben. So werden in der Nordsee die größten Schwankungen im Tagesverlauf nicht durch die solare Einstrahlung verursacht, sondern durch Gezeiten. Dieses läßt sich mit großen horizontalen Temperaturgradienten im Wasserkörper erklären, die durch Gezeitenströme über den lokal fixierten Meßpunkt geschoben werden. Regionale Unterschiede zeigen sich bereits beim Vergleich der Eintrittszeiten der Temperaturmaxima im Sommerhalbjahr (21. März–22. September) (Abb. 7). Während in der Ostsee die sommerliche Maximaltemperatur recht zuverlässig um 16–17 Uhr (UTC) eintritt, kann sich diese Eintrittszeit in der Nordsee offensichtlich in Abhängigkeit von der Gezeitenphase verschieben. In Nord- und Ostsee stellt sich das Temperaturminimum im Sommerhalbjahr meist um 5–6 Uhr UTC ein. Im Winterhalbjahr sind die Eintrittszeiten der Extrema weniger signifikant. Wegen der verkürzten Sonneneinstrahlung tritt das Temperaturmaximum bereits um 14–15 Uhr UTC ein, das Minimum um 7–8 Uhr UTC.

Von besonderer Bedeutung für ortsfeste marine Flora und Fauna sind die maximal auftretenden Temperaturschwankungen. Der Temperaturhub im Verlauf eines Tages ist erwartungsgemäß in den Wattgebieten am größten (Abb. 8). Es werden Hübe von über 6 K an den Stationen Dorumer Siel und Norddeich erreicht. In der weitgehend gezeitenfreien Ostsee treten extreme, durch Gezeitenströme erzeugte Temperaturschwankungen in der Regel nicht auf. Lediglich bei Grömitz findet sich im Untersuchungszeitraum ein maximaler Temperaturhub von über 5 K, der allerdings durch ein singuläres Auftriebsereignis zustande kam. In der Regel schwankt die Wassertemperatur in der oberflächenschicht der Ostsee im Tagesverlauf um weniger als 0,5 K. Der mittlere, gezeitenabhängige Hub in der Nordsee beträgt etwa 1 K.

Auftriebsereignisse werden auch in Abb. 9 deutlich. Hier ist der Temperaturverlauf bei Kloster und am Weißenhäuser Strand von Juni 1994 bis August 1995 dargestellt. Man erkennt besonders während des Sommers plötzliche Temperaturrückgänge. Mit Ziffern (1–8) sind die einzelnen relativen Minima versehen, die einen Temperaturabfall von mehreren Kelvin darstellen. An diesem Beispiel werden Auftriebsereignisse besonders an der Westküste Rügens vor Hiddensee, aber auch z.B. an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste vor Grömitz deutlich. Bei längeranhaltenden ablandigen Winden wird hierbei das warme Oberflächenwasser von der Küste abtransportiert, und kälteres Tiefenwasser kann von unten nachströmen. Das zeigt sich aufgrund der Erwärmung des Oberflächenwassers vor allem in den Sommermonaten, wie an den zahlreichen Temperatureinbrüchen im Bereich vor Kloster zu er-



Abb. 9: Sommerliche Auftriebseignisse

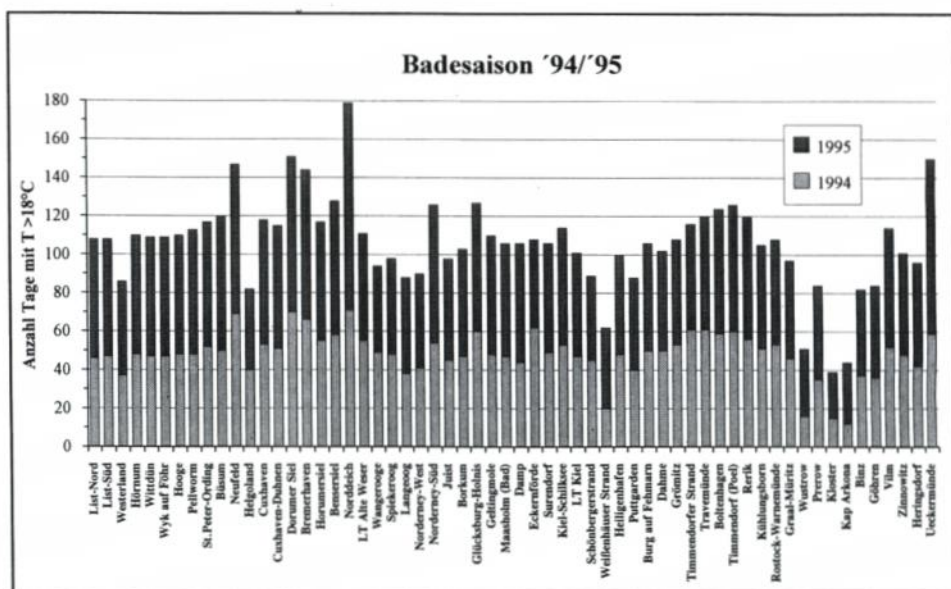


Abb. 10: Badesaison an der Nord- und Ostsee

kennen ist (Abb. 9). Für das mit Ziffer 7 gekennzeichnete Auftriebsereignis existiert eine Satellitenaufnahme (Abb. 11a). Es sind weitere Gebiete mit deutlich herabgesetzten Temperaturen vorhanden, ähnliche horizontale Strukturen zeigen sich auch im Modell (Abb. 11b). Der besondere Wert der Satellitendaten liegt in der Möglichkeit der synoptischen Betrachtung der Muster (SIEGEL et al., 1994). Nur wenn die wesentlichen physikalischen Prozesse auch im Modell richtig abgebildet sind, können die Muster und deren zeitliche Entwicklung naturnah sein. Bei einem Vergleich zwischen Satellitendaten und Modellergebnissen ist grundsätzlich zu beachten, daß die Infrarotsensoren der Satelliten eine dünne Oberflächenschicht (Skintemperatur, Schichtdicke < 1 mm) erfassen, währenddessen die erste Modellschicht bis zu 8 m (Bulktemperatur) mächtig ist. Bulk- und Skintemperaturen differieren um bis zu 1 K, die mittleren Differenzen betragen 0,1 bis 0,2 K, in Abhängigkeit von den Wärme-flußbedingungen an der Wasseroberfläche (SCHLÜSSEL et al., 1990). Abb. 11a ist durch Anwendung eines Verfahrens zur Bestimmung der Bulktemperatur aus Infrarotmessungen erzeugt worden (BERNSTEIN, 1982).

Von Bedeutung für den örtlichen Fremdenverkehr sind die Badetemperaturen und die Dauer der Badesaison. Badetemperaturen werden individuell recht unterschiedlich empfunden

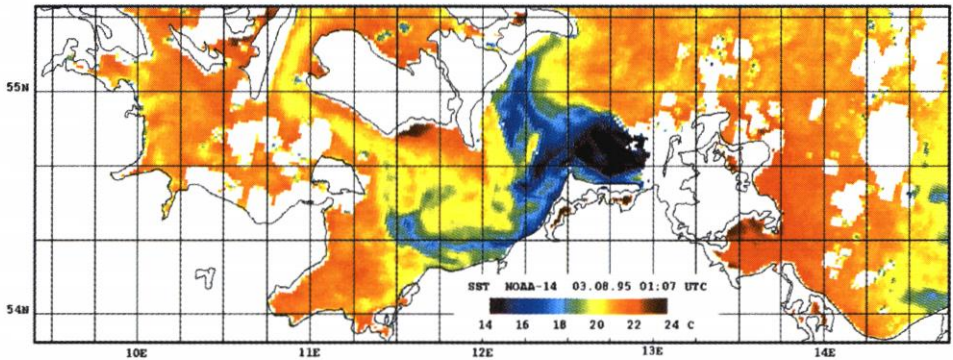


Abb. 11a: Wasseroberflächentemperatur am 3. August 1995, 1:07 UTC, abgeleitet aus Infrarotdaten (NOAA – AVHRR, National Oceanic and Atmospheric Administration – Advanced Very High Resolution Radiometer)

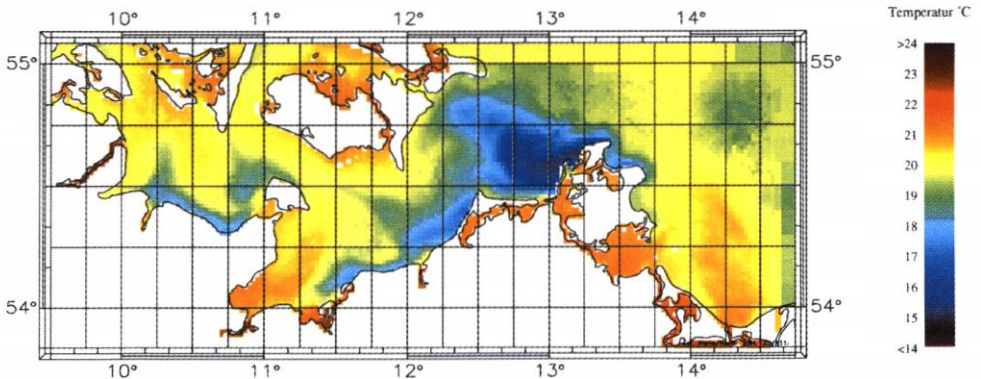


Abb. 11b: Wassertemperatur in der 1. Modellschicht (0–8 m) am 3. August 1995, 1:00 UTC

den und bewertet, es wird hier willkürlich ein Schwellenwert von 18 °C angesetzt, der im folgenden als noch akzeptable Badetemperatur gelten soll. Die Küstenorte werden nach der Anzahl der Tage, in deren Verlauf wenigstens ein Stundenwert 18 °C übertrifft, klassifiziert (Abb. 10, Tab. 3). So überschreitet die Wassertemperatur in Norddeich in Ostfriesland während der beiden Sommer zusammen an fast 180 Tagen 18 °C, an 100 Tagen allein in 1995. Westerland und Helgoland treten mit niedrigen Badetemperaturen hervor. Bei dieser Art der Auswertung sind Nord- und Ostsee nur eingeschränkt vergleichbar, da in der Nordsee die Isothermen im Gezeitenrhythmus verschoben werden und damit die Wahrscheinlichkeit steigt, daß ein Stundenwert die Schwelle erreicht. Die geringste Anzahl von „Badetagen“ in der Ostsee wird in Kloster auf Hiddensee erreicht. Hier sind nur insgesamt etwa 40 Tage mit einer Temperatur über 18 °C, 25 Tage davon 1995, zu verzeichnen. Dieser extreme Unterschied ist, wie oben erläutert, auf die Auftriebsereignisse vor der Küste Hiddensees zurück-

Tab. 3: Dauer der Phasen mit mehr als 18 °C Wassertemperatur in den Jahren 1994 und 1995

Nr.	Station	Saison '94				Saison '95			
		Beginn	Ende	Fehltag	Summe	Beginn	Ende	Fehltag	Summe
1	List-Nord	29. 06.	14. 08.	0	46	26. 06.	28. 08.	-1	62
2	List-Süd	28. 06.	14. 08.	0	47	26. 06.	28. 08.	-2	61
3	Westerland	11. 07.	18. 08.	-1	37	12. 07.	30. 08.	0	49
4	Hörnum	28. 06.	15. 08.	0	48	26. 06.	30. 08.	-3	62
5	Wittdün	28. 06.	14. 08.	0	47	26. 06.	28. 08.	-1	62
6	Wyk auf Föhr	28. 06.	14. 08.	0	47	26. 06.	28. 08.	-1	62
7	Hooge	27. 06.	14. 08.	0	48	26. 06.	28. 08.	-1	62
8	Pellworm	27. 06.	14. 08.	0	48	28. 05.	28. 08.	-27	65
9	St. Peter-Ording	27. 06.	27. 08.	-9	52	28. 05.	28. 08.	-27	65
10	Büsum	26. 06.	27. 08.	-12	50	25. 05.	28. 08.	-25	70
11	Neufeld	17. 05.	31. 08.	-37	69	06. 06.	11. 09.	-19	78
12	Helgoland	18. 07.	27. 08.	0	40	23. 07.	06. 09.	-3	42
13	Cuxhaven	27. 06.	28. 08.	-9	53	26. 06.	30. 08.	0	65
14	Cuxhaven-Duhnen	27. 06.	27. 08.	-10	51	26. 06.	29. 08.	0	64
15	Dorumer Siel	16. 05.	02. 09.	-39	70	23. 04.	02. 09.	-51	81
16	Bremerhaven	17. 05.	02. 09.	-42	66	25. 05.	04. 09.	-24	78
17	Horumersiel	28. 06.	27. 08.	-5	55	27. 06.	29. 08.	-1	62
18	Bensersiel	02. 06.	03. 09.	-35	58	25. 05.	03. 09.	-31	70
19	Norddeich	20. 05.	03. 09.	-35	71	24. 04.	08. 09.	-29	108
20	LT Alte Weser	02. 07.	27. 08.	-1	55	01. 07.	31. 08.	-5	56
21	Wangerooge	05. 07.	28. 08.	-5	49	11. 07.	29. 08.	-4	45
22	Spiekeroog	04. 07.	26. 08.	-5	48	10. 07.	29. 08.	0	50
23	Langeoog	05. 07.	16. 08.	-4	38	10. 07.	29. 08.	0	50
24	Norderney-West	04. 07.	14. 08.	0	41	11. 07.	29. 08.	0	49
25	Norderney-Süd	25. 06.	26. 08.	-8	54	27. 05.	04. 09.	-28	72
26	Juist	03. 07.	18. 08.	-1	45	08. 07.	30. 08.	0	53
27	Borkum	29. 06.	15. 08.	0	47	29. 06.	29. 08.	-5	56
28	Glücksburg-Holnis	29. 06.	28. 08.	0	60	27. 06.	02. 09.	0	67
29	Geltingmole	11. 07.	28. 08.	0	48	29. 06.	10. 09.	-11	62
30	Maasholm (Bad)	11. 07.	27. 08.	0	47	09. 07.	09. 09.	-3	59
31	Damp	12. 07.	28. 08.	-3	44	09. 07.	13. 09.	-4	62
32	Eckernförde	04. 07.	06. 09.	-2	62	12. 07.	04. 09.	-8	46
33	Surendorf	10. 07.	03. 09.	-6	49	14. 07.	13. 09.	-4	57
34	Kiel-Schilksee	03. 07.	28. 08.	-3	53	29. 06.	01. 09.	-3	61
35	LT Kiel	13. 07.	29. 08.	0	47	09. 07.	13. 09.	-12	54
36	Schönbergerstrand	11. 07.	28. 08.	-3	45	16. 07.	01. 09.	-3	44
37	Weißenhäuser Strand	11. 07.	17. 08.	-17	20	18. 07.	30. 08.	-1	42

Tab. 3: (Fortsetzung)

Nr.	Station	Saison '94				Saison '95			
		Beginn	Ende	Fehltag	Summe	Beginn	Ende	Fehltag	Summe
38	Heiligenhafen	01. 07.	19. 08.	-1	48	08. 07.	29. 08.	0	52
39	Puttgarden	10. 07.	23. 08.	-4	40	13. 07.	30. 08.	0	48
40	Burg auf Fehmarn	28. 06.	26. 08.	-9	50	30. 06.	29. 08.	-4	56
41	Dahme	04. 07.	28. 08.	-5	50	03. 07.	31. 08.	-7	52
42	Grömitz	06. 07.	03. 09.	-6	53	02. 07.	01. 09.	-6	55
43	Timmendorfer Strand	30. 06.	31. 08.	-1	61	02. 07.	31. 08.	-5	55
44	Travemünde	29. 06.	31. 08.	-2	61	30. 06.	02. 09.	-5	59
45	Boltenhagen	30. 06.	29. 08.	-1	59	04. 07.	10. 09.	-3	65
46	Timmendorf (Poel)	29. 06.	28. 08.	0	60	29. 06.	03. 09.	0	66
47	Rehik	01. 07.	28. 08.	-2	56	09. 07.	12. 09.	-1	64
48	Kühlungsborn	04. 07.	28. 08.	-4	51	17. 07.	09. 09.	0	54
49	Rostock-Warnemünde	30. 06.	26. 08.	-4	53	03. 07.	31. 08.	-4	55
50	Graal-Mürit	01. 07.	19. 08.	-3	46	10. 07.	30. 08.	0	51
51	Wustrow	18. 07.	17. 08.	-14	16	20. 07.	30. 08.	-6	35
52	Prerow	11. 07.	15. 08.	0	35	10. 07.	30. 08.	-2	49
53	Kloster	02. 08.	18. 08.	-1	15	21. 07.	30. 08.	-16	24
54	Kap Arkona	05. 08.	20. 08.	-3	12	21. 07.	30. 08.	-8	32
55	Binz	11. 07.	17. 08.	0	37	14. 07.	30. 08.	-2	45
56	Göhren	10. 07.	15. 08.	0	36	13. 07.	30. 08.	0	48
57	Vilm	30. 06.	23. 08.	-2	52	29. 06.	31. 08.	-1	62
58	Zinnowitz	02. 07.	19. 08.	0	48	08. 07.	30. 08.	0	53
59	Heringsdorf	10. 07.	23. 08.	-2	42	08. 07.	31. 08.	0	54
60	Ueckermünde	27. 06.	28. 08.	-3	59	29. 05.	30. 08.	-2	91

zuführen. Er zeigt sich auch an anderen Stationen dieses Küstenabschnittes, wie bei Kap Arkona und Wustrow auf Fischland, aber auch am Weißenhäuser Strand. An den Küsten der mecklenburg-vorpommerschen Küste besteht jedoch häufig die Möglichkeit, in den Bodden oder im Haff baden zu gehen und nicht in der offenen Ostsee⁵. Ueckermünde ist ein Beispiel für die an diesen Orten anzutreffende Wassertemperatur. Sie wird hier für den Beobachtungszeitraum mit über 150 Tagen über 18 °C am zweithäufigsten im gesamten Bereich der deutschen Küstengewässer im Untersuchungszeitraum überschritten. Davon entfallen auf 1995 allein über 90 Tage. Die absoluten Zahlen gelten nur für die beiden warmen Sommer 1994 und 1995, im Jahr 1993 wurden vielerorts 18 °C zu keiner Zeit überschritten (vergl. Abb. 5a). Die herausgearbeiteten regionalen Unterschiede sind aber klimatologisch hinreichend signifikant.

5. Ausblick

Durch Vergleich der Modelltemperaturen mit Meßdaten konnte gezeigt werden, daß die der Literatur entnommenen Ansätze zur Berechnung des Wärmeflusses zwischen Meer und Atmosphäre genügen. Gleichwohl bleibt abzuwarten, ob diese Ansätze speziell für Modellsimulationen nicht noch verbessert werden können. Hier ist an Hilfestellung durch die Fernerkundung zu denken.

5 Eine entsprechende Praxis ist auch auf der Halbinsel Hela üblich. Dort wird als Reaktion auf plötzliche Temperaturstürze an die Südküste gewechselt, um in der erheblich wärmeren Putziger Wiek zu baden.

Erstmals stehen für die deutschen Küstengewässer raum-zeitlich vollständige Temperaturdaten zur Verfügung. Die Qualität der Modelldaten dürfte für viele Anwendungen bereits befriedigend sein. Einige einfache klimatologische Betrachtungen sind hier vorgestellt worden. Zwei weitere Anwendungen wären aus der Sicht der Autoren nun besonders aktuell. Erstens eignen sich die berechneten Wassertemperaturen als Randbedingung für kleinräumige Atmosphärenmodelle (Seewindzirkulation). Zweitens könnten die Datensätze in biologischen Modellen zur Berechnung von Szenarien der Planktodynamik dienen.

Alle Modelldaten werden seit 1. Juli 1993 fast lückenlos langfristig gespeichert und können vom BSH für wissenschaftliche Projekte angefordert werden.

6. Danksagung

Das Satellitenbild wurde von Frau Tschersich (BSH) aufbereitet, die Stationsmeldungen der Wassertemperatur wurden von Herrn Knuth (DWD, Seewetteramt Hamburg) zusammengestellt. Die Zeitreihe vom LT Kiel mit einer Genauigkeit von $1/100$ K wurde von Herrn Machoczek (BSH) für die Spektralanalyse bereitgestellt.

7. Schriftenverzeichnis

- ANDREWS, R.: Wärmehaushaltsuntersuchungen im Wattgebiet der Nordseeküste. Dt. gewässerkr. Mitt., 20, H. 5, 117–128, 1976.
- ANDREWS, R.: Wärmeaustausch zwischen Wasser und Wattboden. Dt. gewässerkr. Mitt., 24, H. 2, 57–65, 1980.
- BECKER, G. A.: Beiträge zur Hydrographie und Wärmebilanz der Nordsee. Global Change Biology 3, 101–110, 1997.
- BECKER, G. A., DICK, S. u. DIPPNER, J. W.: Hydrography of the German Bight. Mar. Ecol. Prog. Ser. 91, 9–18, 1992.
- BECKER, G. A. u. KOHNKE, D.: Long-term variations of temperature and salinity in the inner German Bight. Rapp. Proc.-Verb. Réun., Vol. 172, 335–344, Charlottenlund, 1978.
- BECKER, G. A., FREY, H. u. WEGNER, G.: Atlas der Temperatur an der Oberfläche der Nordsee. Wöchentliche und monatliche Mittelwerte 1971–1980. Dt. hydrogr. Z., Erg.-B. 17, 1986.
- BERNSTEIN, R. L.: Sea surface temperature estimation using the NOAA 6 satellite advanced very high resolution radiometer. J. Geoph. Res. 87, 9455–9465, Washington, 1982.
- BÖHNECKE, G. u. DIETRICH, G.: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nordsee und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Hrsg.: DHI, Hamburg, 1951.
- BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie): Wöchentliche Oberflächentemperaturkarte der Nordsee. Hamburg, o. J.
- CRIALES, M. M. u. ANGER, K.: Experimental studies on the larval development of the shrimps *Crangon crangon* and *C. allmanni*. Helgoländer Meeresunters. 40, 241–265, Hamburg, 1986.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: Monatlicher Witterungsbericht 1994. 42. Jahrgang, Nr. 13, Offenbach am Main, 1994/95.
- ELBRÄCHTER, M., RAHMEL, J. u. HANSLIK, M.: *Phaeocystis* im Wattenmeer. In: Lozán, J. L., E. Rachor, K. Reise, H. v. Westernhagen u. W. Lenz (Hrsg.): Warnsignale aus dem Wattenmeer, 87–90, Berlin, 1994.
- HARRISON, S. J.: Heat exchanges in muddy intertidal sediments: Chichester harbour, West Sussex, England. Estuar. coast. Shelf Sci., 20, 477–490, 1985.
- IDSO, S. B. u. JACKSON, R. D.: Thermal radiation from the atmosphere, J. Geoph. Res. 74, 5397–5403, 1969.
- JESSOP, A. M., HOBART, M. A. u. SCLATER, J. G.: The world heat flow data collection 1975. Geothermal Ser. 5, Earth Phys. Br., 125 pp., 1976.

- KLEINE, E., DICK, S., MÜLLER-NAVARRA, S. H. u. HUBER, K.: Concept and physical features of the BSH's Operational North Sea and Baltic Sea Model. (in preparation for Dt. hydrogr. Z., Hamburg, 1997).
- LANE, A. u. PRANDLE, D.: Inter-annual variability in the temperature of the North Sea. *Continental Shelf Res.* Vol. 16, No. 11, 1489–1507, 1996.
- LIU, A. J., KATSARO, K. B. u. BUSINGER, J. A.: Bulk parametrisation of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, *J. Atmos. Sci.* 36, 1722–1735, Boston, 1979.
- LÖWE, P.: Surface temperatures of the North Sea in 1995. *Dt. hydrogr. Z.* 47, Nr. 4, 329–337. Hamburg, 1996.
- LOMB, N. R.: Least-square frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys. Space Sci.*, Vol. 39, 447–462. Dordrecht, 1976.
- MAJEWSKI, D.: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF seminar on numerical methods in atmospheric models, Vol. II, 147–191, 1991.
- MÜLLER-NAVARRA, D. C., GÜSS, S. u. VON STORCH, H.: Interannual variability of seasonal succession events in a temperate lake and its relation to temperature variability. *Global Change Biology* 3, 101–110, 1997.
- PEIXOTO, J. P. u. OORT, A. H.: *Physics of climate*, 520 pp., New York, 1992.
- PRANDLE, D. u. LANE, A.: Stability of the annual temperature cycle in shelf seas. *J. therm. Biol.*, Vol. 20, No. 1/2, 111–120, 1995.
- PRESS, W. H., TEUKOLSKI, S. A., VETTERLING, W. T. u. FLANNERY, B. P.: *Numerical recipes in FORTRAN. The art of scientific computing*, 963 pp., Cambridge, 1992.
- SCHLITTGEN, R. u. STREITBERG, B. H. J.: *Zeitreihenanalyse*. 571 S., München, 1994.
- SCHLÜSSEL, P., EMERY, W. J., GRASSL, H. u. MAMMEN, T.: On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperatures. *J. Geoph. Res.* 95, 13 341–13 356, Washington, 1990.
- SHINE, K. P.: Parametrization of shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 110, 747–761, London 1984.
- SIEGEL, H., GERTH, M., RUDLOFF, R. u. TSCHERSICH, G.: Dynamic features in the Western Baltic Sea investigated using NOAA-AVHRR data. *Dt. hydrogr. Z.*, Vol. 46, No. 3, 191–209, Hamburg, 1994.
- SOETJE, K. C. u. HUBER, K.: A compilation of data on the thermal stratification at the central station in the northern North Sea during FLEX '76. „Meteor“ Forsch.-Ergebnisse, Reihe A No. 22, 69–77, Berlin, 1980.
- STRÜBING, K.: Der Eiswinter 1993/94 im deutschen Küstengebiet zwischen Ems und Oder. *Dt. hydrogr. Z.*, Vol. 46, No. 2, 177–182, 1994.
- STRÜBING, K.: Der Eiswinter 1994/95 im deutschen Küstengebiet zwischen Ems und Oder. *Dt. hydrogr. Z.*, Vol. 47, No. 2, 153–159, 1995.
- TOMCZAK, G. u. GOEDECKE, E.: Die thermische Schichtung der Nordsee auf Grund des mittleren Jahresganges der Temperatur in $\frac{1}{2}^\circ$ - und 1° -Feldern. *Dt. hydrogr. Z., Erg.-H. Reihe B*, Nr. 8, Hamburg, 1964.
- VUGTS, H. F. u. ZIMMERMANN, J. T. F.: The heat balance of a tidal flat area. *Neth. J. Sea Res.*, 19, 1–14, 1985.
- WARNECKE, G.: *Meteorologie und Umwelt*. 342 S., Berlin, 1991.
- WEGNER, G.: Zu den Oberflächentemperaturen der Nordsee im Jahr 1993. *Dt. hydrogr. Z.* 46, Nr. 2, 163–175. Hamburg, 1994.
- WEISE, H.: Long-periodic and short-periodic fluctuations of the water level of the southern Baltic Sea. *Gerlands Beitr. Geophys.* 97/3, 257–269. Leipzig, 1988.