

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Die Temperaturschichtung in der Eckernförder Bucht während der Frühjahrserwärmung

Von ERICH B. MÜNZER

Zusammenfassung: Mit Datenmaterial, das bei Messungen in der Eckernförder Bucht im Frühjahr 1968 gewonnen wurde, wird versucht, einen Überblick über die unterschiedlichen Temperaturschichtungen beim Übergang von der nahezu homogenen Schichtung im Winter zur sommerlichen Zweischichtung mit ausgeprägter Sprungschicht zu gewinnen und zu klären, wie weit regional bedingte Einflüsse für die Variation der Temperaturschichtung von Bedeutung sind. Es lagen in fünfminütigem Abstand auf einer Position wiederholte Registrierungen des vertikalen Temperaturprofils über drei Monate und zusätzlich meteorologische, Seegangs- und Strommessungen vor. Die Temperaturprofile wurden mit einem verankerten Unterwasserwinden-System erhalten. Eine Darstellung des Meßverfahrens wird gegeben.

Mittlere Jahrgänge der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung und des Windes für das Untersuchungsgebiet aus früheren Messungen werden dargestellt und mit den Meßdaten für die Frühjahrserwärmung 1968 verglichen. Der Zusammenhang zwischen Wassertemperaturschichtung und der Erwärmung von der Atmosphäre wird diskutiert.

The temperature structure in the Eckernförde Bay during the spring warming process (Summary): In spring 1968, measurements of vertical temperature profiles were obtained by means of an underwater winch system in shallow water in the Western Baltic (figs. 1, 2, 3). Measurements were repeated at one station with a sampling rate of once every five minutes over more than three months. Simultaneously, meteorological, wind wave and current data were collected. A summary of these data is given in figs 5 to 14.

The data are used for a discussion of the variations of temperature structure during the transition from a quasihomogeneous to a two-layer temperature field in spring 1968, considering the specific regional conditions. For this purpose, the results are compared with mean annual variations of wind (figs. 15, 16), water temperature (fig. 21) and salinity (figs. 20, 22) obtained by earlier investigations.

The formation of the seasonal thermocline started within a few days during an extremely warm period in April, and temperature changes near the surface and near the bottom were strongly correlated with air temperature variations (fig. 23). During most of the observation time, short-time temperature variations near the surface are characterized by diurnal periods to a great extent, while temperature changes in the water near the bottom are usually heavily influenced by advective processes (figs. 5 to 14). From time to time, a secondary temperature maximum was observed in the late evening (fig. 25) which is explained by the advection of warm water from very shallow coastal areas (fig. 26).

Einleitung

Das Ziel von im Frühjahr 1968 in der Eckernförder Bucht durchgeführten Messungen war es, die physikalischen Vorgänge, die eine Temperaturänderung in den oberflächennahen Schichten hervorrufen, zu identifizieren und die vertikale turbulente Wärmeleitung zu untersuchen. Voraussetzung dafür war ein Studium der regionalen Besonderheiten des Untersuchungsgebietes sowie der langzeitlichen Änderungen der Temperaturverteilung als Folge der Frühjahrserwärmung. Die regionalen Untersuchungen werden in der vorliegenden Arbeit diskutiert, eine Veröffentlichung der Ergebnisse zur vertikalen Wärmeleitung ist an anderer Stelle vorgesehen.

Die Eckernförder Bucht ist zur Kieler Bucht hin weit geöffnet (Abb. 1). Die Hauptverbindung stellt die Rinne an der Nordseite dar, während die südliche Rinne wegen der geringen Satteltiefe für den Wasseraustausch nicht so bedeutend ist. Die wichtigsten Daten zur Boden- und Küstengestalt sind: Richtung der Mittelachse ONO—WSW,

Oberflächenareal 84 km², Länge 17 km, Breite Buchteingang 10 km, Breite Buchtende 3 km, mittlere Wassertiefe 19 m, maximale Wassertiefe 29 m. Der Wasserstand in der Eckernförder Bucht ist nur geringen Schwankungen durch Gezeiten unterworfen, jedoch können Oberflächenseiches gelegentlich zu erheblichen Änderungen führen (GEYER, 1965). Die Eckernförder Bucht gehört in Bezug auf die Schichtung zum Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee (WATTENBERG, 1941). Den aus dem inneren Druckfeld resultierenden, sich langsam ändernden Gradientenströmen überlagern sich die schnell wechselnden Bewegungen, die durch das äußere Druckfeld und durch Windschub erzeugt werden. Die Ausbreitung des salzreichen Bodenwassers wird durch die geringen Satteltiefen in der Beltsee behindert und erfolgt wegen veränderlicher Wetterbedingungen diskontinuierlich (WATTENBERG, 1940). Die sich bildenden Fronten, gekennzeichnet durch einen großen horizontalen Gradienten von Temperatur bzw. Salzgehalt, verschieben sich je nach Wetterlage. Dadurch ergeben sich unterschiedliche Schichtungsverhältnisse in der Kieler Bucht, auf die sich die Schichtung der Eckernförder Bucht rasch einstellt. Die hydrographischen Verhältnisse in der Eckernförder Bucht weisen damit eine hohe Veränderlichkeit auf. Die Temperaturschichtung zeigt im salzarmen oberflächennahen Wasser durch Wärmeaustausch mit der Atmosphäre einen stark ausgeprägten Jahresgang mit einer sommerlichen homogenen Deckschicht, während die Temperatur im salzreichen bodennahen Wasser überwiegend durch Advektion vor den Ostsee-Eingängen bestimmt wird (DIETRICH, 1950, 1953).

Meßverfahren

Zur Aufnahme der vertikalen Temperaturverteilung in regelmäßigen Zeitabständen wurde ein Meßsystem mit einer Unterwasserwinde eingesetzt (SIEDLER, KRAUSE, 1964, KRAUSE, SIEDLER, 1964). Das Meßsystem besteht aus einer Landstation mit Steuer- und Registriereinheit, die über ein Kabel mit dem Bodengehäuse mit Winde verbunden ist. Die Sonde mit Temperatur- und Druckfühler kann an einem Einleiterkabel durch die Winde in der Vertikalen bewegt werden (Abb. 2). Diese Art der Messung bietet gegenüber der Messung vom Schiff aus folgende Vorteile: Die Messungen werden nicht durch Seegangsstörungen beeinflusst, Fehler durch die Anzeigetragheit der Meßfühler in Oberflächennähe werden herabgesetzt, und der finanzielle und technische Aufwand ist, da auf ein Schiff weitgehend verzichtet werden kann, geringer.

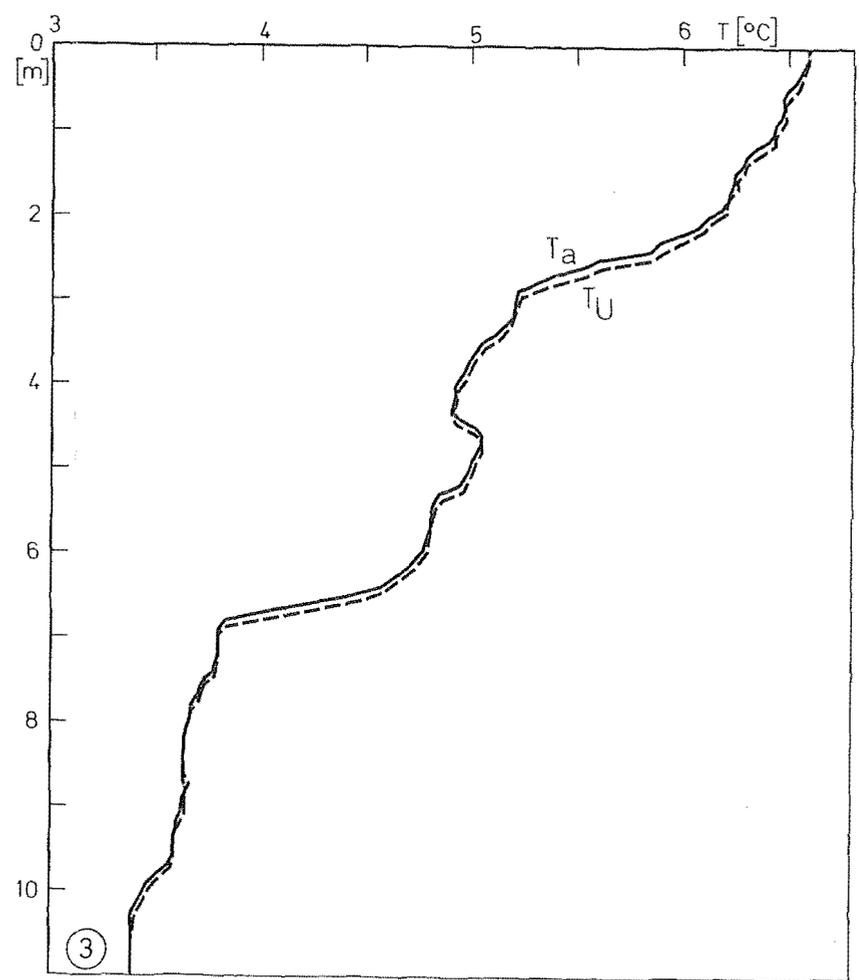
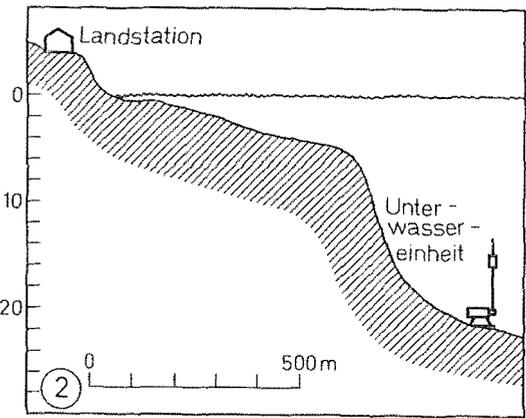
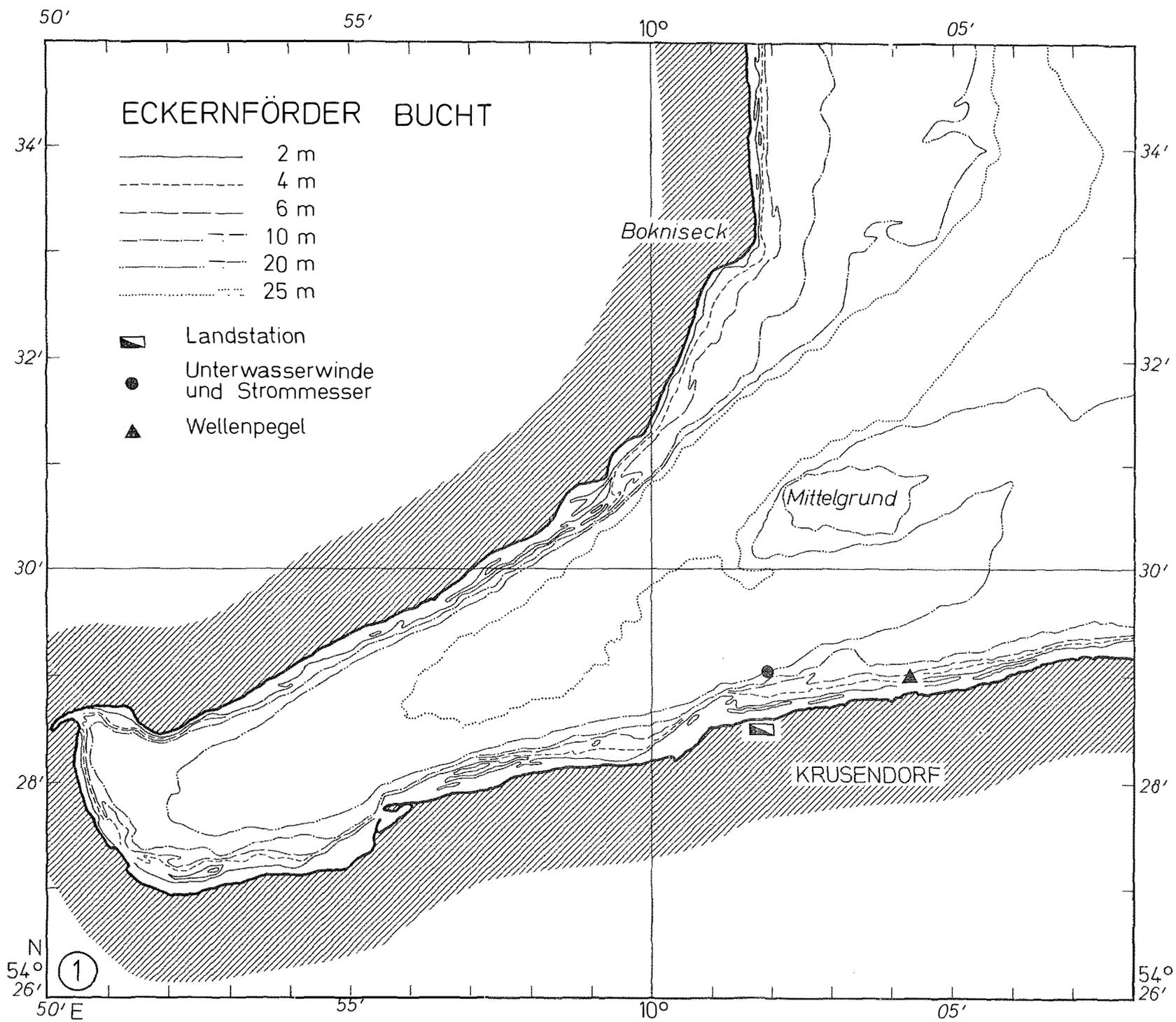
Das Blockschaltbild der Anlage zeigt Abb. 4. Die Meßsonde, die vor dem Einsatz neu entwickelt wurde, enthält drei Niederfrequenzmeßoszillatoren, einen Addierverstärker und eine Stabilisierung für die Versorgungsspannung. Ein Meßoszillator liefert eine mit dem hydrostatischen Druck steigende Frequenz (Frequenzbereich 6—9 kHz). Das frequenzbestimmende Glied ist eine Induktivität, die aus einer Spule und zwei

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 1)

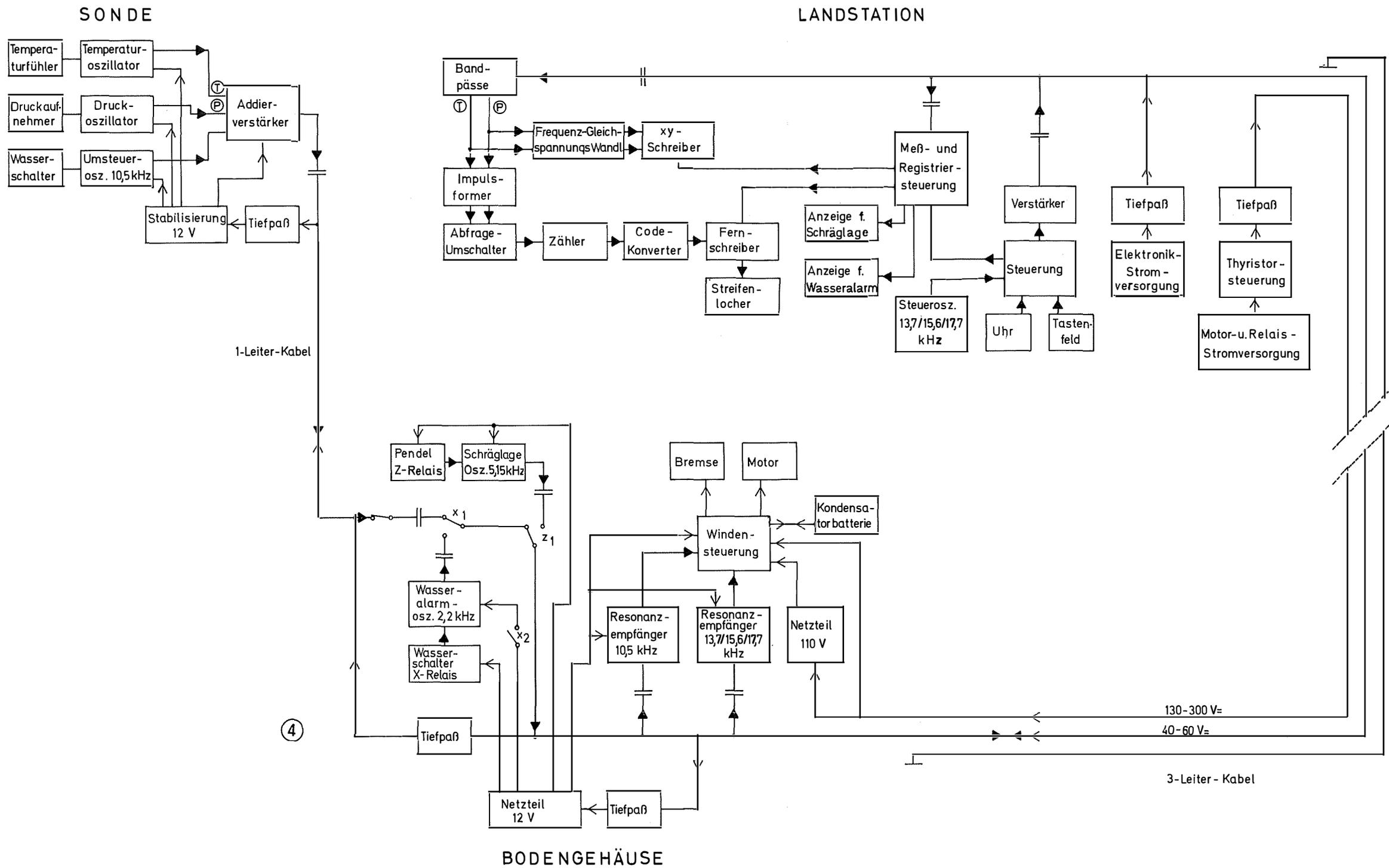
- Abb. 1: Tiefenkarte der Eckernförder Bucht (nach Arbeitsunterlagen des DHI, Hamburg, Ostsee 07)
 Abb. 2: Schema des Meßsystems mit dem küstennormalen Bodenprofil an der Meßstelle (Überhöhung 1 : 25)
 Abb. 3: Beispiel einer registrierten Temperaturverteilung T^a und daraus berechneten wahren Temperaturverteilung TU T^a : ——— TU : — — — —

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 2)

- Abb. 4: Blockschaltbild des Unterwasserwinden-Meßsystems
 (—————▶ Informationsfluß, —————▶ Energiefluß)



Tafel 1 (zu E. B. Münzer)



Tafel 2 (zu E. B. Münzer)

Schalenkernen besteht. Die Breite des Luftspaltes wird durch die Auslenkung eines Bourdonrohres bestimmt (HINKELMANN, 1956). Der zweite Meßoszillator liefert eine mit der Temperatur steigende Frequenz (Frequenzbereich 0,86—1,5 kHz). Frequenzbestimmendes Glied ist ein Thermistor, der an der Spitze eines dünnen Mastes angebracht wurde, um in einem ungestörten Temperaturfeld zu messen. Der dritte Meßoszillator mit einer Festfrequenz dient dazu, die Meßsignale bei Erreichen der Wasseroberfläche abzuschalten und die Drehrichtung des Windenmotors umzusteuern. Der Oszillator wird über eine Schaltstufe durch ein Elektrodenpaar gesteuert, das aus einer Elektrode an der Mastspitze und dem SONDENGÄHUSE besteht. Der elektrische Widerstand zwischen den Elektroden ändert sich sprunghaft beim Durchstoßen der Meeresoberfläche. Im Bodengehäuse befinden sich der Antriebsmotor, die Empfangsschaltungen für die von Land kommenden Steuersignale, die Relaischaltungen für die Steuerung, die Endlagenschalter für das Abschalten der Anlage im unteren Meßniveau sowie die Netzteile für die verschiedenen Spannungsstufen. Durch den Einbau einer Thyristorsteuerung kann die Geschwindigkeit der Sonde stufenlos geregelt werden und außerdem die Anlage unterschiedlichen Kabellängen angepaßt werden. Die Pufferung der Versorgungsspannung durch eine Kondensatorbatterie erlaubt die Verwendung eines Kabels mit kleinen Leiterquerschnitten für die Energieversorgung. Die Unterwasserwinde wurde während des Einsatzes automatisch über die Schaltuhr in Zeitabständen von fünf Minuten von Land gestartet.

Die Meßsignale wurden in der Landstation durch Filterung getrennt, über Frequenz-Gleichspannungswandler in entsprechende Gleichspannungen umgewandelt und auf einem X-Y-Schreiber registriert. Man erhält so die Temperatur als Funktion des Druckes. Neben der Analogregistrierung wurden die Daten nach einer Analog-Digital-Umsetzung auf einem Fernschreiber und einem Streifenlocher registriert. Die Abfragerate ist bei dem verwendeten System auf 1,8 sec. begrenzt. Bei einer mittleren Geschwindigkeit der Sonde von 20 cm/sec entspricht das einem vertikalen Meßwertabstand von 36 cm. Wiederholte Druckeichungen ergaben für die Reproduzierbarkeit eine Standardabweichung von $\Delta p = \pm 7 \cdot 10^{-3} \text{ kpcm}^{-2}$. Die Reproduzierbarkeit der Temperaturmessung für die Zeitdauer einzelner Profile ergibt sich zu $\Delta T = \pm 0,04^\circ \text{ C}$, eine Langzeitdrift von $0,4^\circ \text{ C}$ während der dreimonatigen Meßdauer wurde festgestellt. Diese Angaben gelten für statische Messung bei digitaler Registrierung. Bei der Analogregistrierung betragen die Fehler für Temperatur und Druck etwa das Dreifache dieser Werte.

Um den Einfluß der Anzeigeverzögerung festzustellen, wurde das dynamische Verhalten des Temperaturfühlers untersucht. Der Zusammenhang von Umgebungstemperatur T_u und der vom Thermometer angezeigten Temperatur T_{Th} wird wiedergegeben durch:

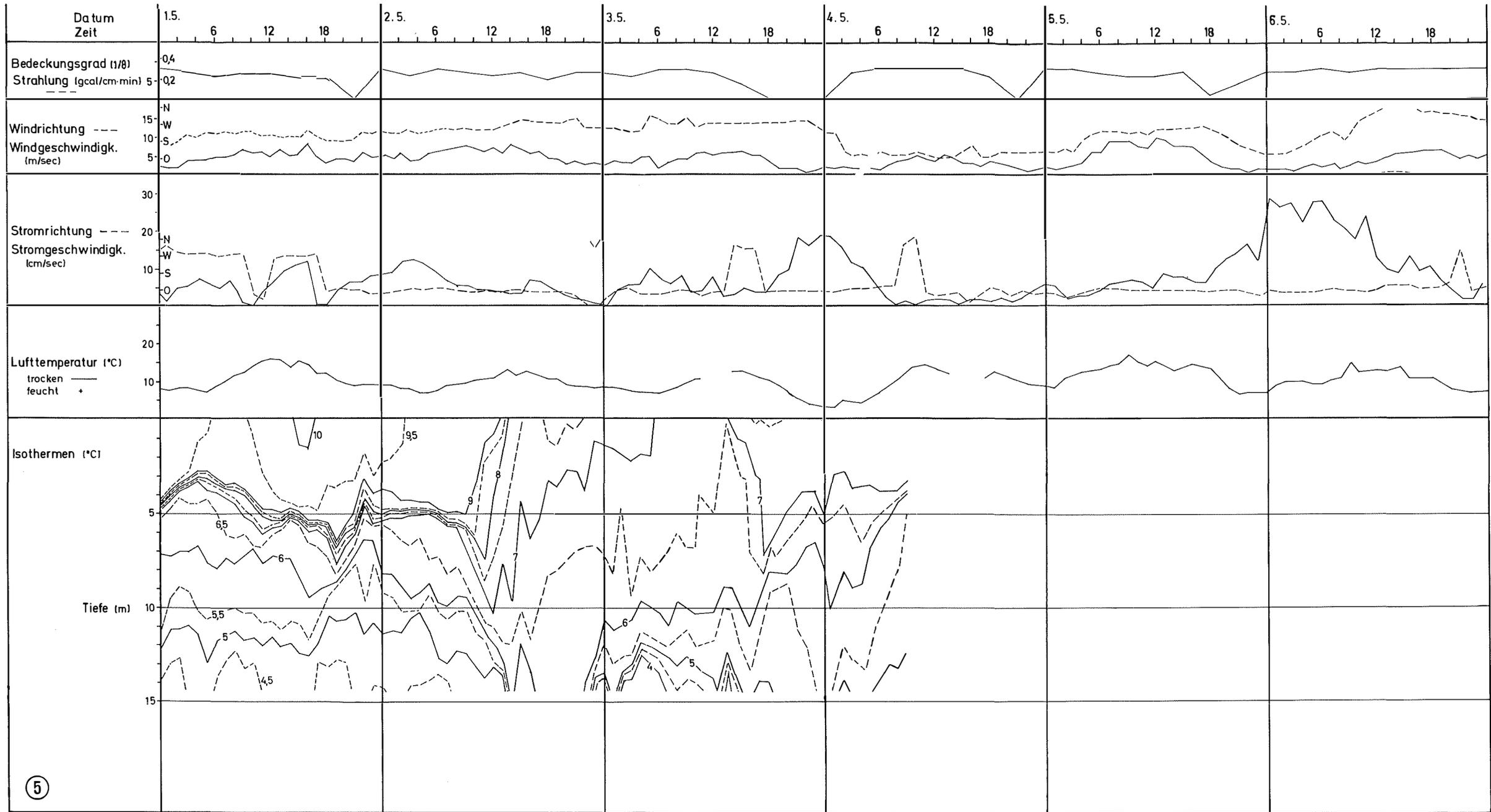
$$\frac{dT_{Th}}{dt} = \frac{1}{\alpha} (T_u - T_{Th})$$

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 3)

Abb. 5: Übersichtsdiagramme für die dreistündigen Terminbeobachtungen der Wolkenbedeckung, für die halbstündigen Mittel der Strahlung, der Windgeschwindigkeit und -richtung, der Stromgeschwindigkeit und -richtung und der Lufttemperatur und die halbstündigen Momentanwerte der Tiefenlage der Isothermen für die Zeit vom 1. 5. bis 6. 5. 1968

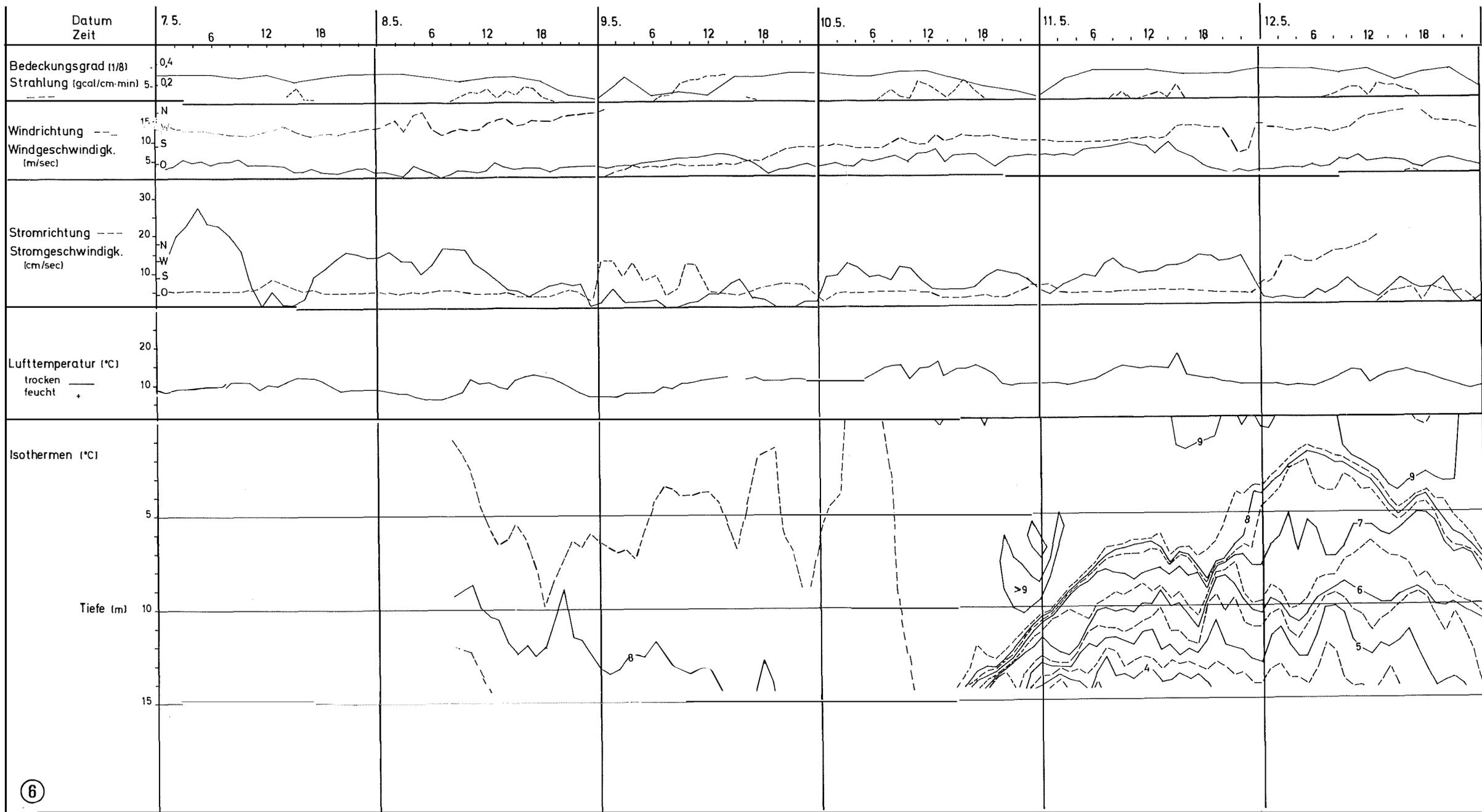
Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 4)

Abb. 6: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 7. 5. bis 12. 5. 1968



5

Tafel 3 (zu E. B. Münzer)



6

Tafel 4 (zu E. B. Münzer)

Der Proportionalitätsfaktor ist der Kehrwert der Zeitkonstanten, die durch die Konstruktion des Thermometers mit 0,36 sec gegeben ist. Näherungsweise erhält man T_u über die entsprechende Differenzgleichung aus T_{Th} , dem vertikalen Gradienten von T_{1h} und der Sondengeschwindigkeit. Ein Beispiel für T_{1h} und T_u ist in Abb. 3 gegeben. Dabei ist $T_u - T_{Th}$ maximal $0,3^\circ C$. Um das Nacheilen der Thermometeranzeige auszugleichen, nimmt man eine neue Tiefenzuordnung für die Temperatur T_{Th} in der Weise vor, daß einer Temperatur T_1 in der Tiefe z_1 eine Tiefe $z_1 + \Delta z$ mit $\Delta z = 10$ cm zugeordnet wird. Die resultierenden Abweichungen der Temperaturen in einem Horizont sind dann kleiner als $0,03^\circ C$. Zur Deutung der Änderung in der Temperaturschichtung wurden zusätzliche Daten über die ozeanographischen und meteorologischen Verhältnisse benötigt. Seegangsmessungen des Deutschen Hydrographischen Instituts, die gleichzeitig mit einem Wellenpegel in Surendorf, 2 km von der Unterwasserwinde entfernt, durchgeführt wurden, konnten zur Bearbeitung herangezogen werden. Strommessungen wurden mit selbstregistrierenden Flachseestrommessern (DIETRICH, SIEDLER, 1963) in unmittelbarer Nähe der Unterwasserwinde für ausgewählte Tiefen durchgeführt. Salzgehaltsbestimmungen über Schöpfermessungen wurden auf wiederholten Ausfahrten in größeren Zeitabständen für ausgewählte Tiefen erhalten. Ferner wurden zahlreiche Daten gleicher Art aus diesem Zeitraum von K. STEIN (Erprobungsstelle 71) zur Verfügung gestellt. Die oberflächennahe Lufttemperatur wurde mit einem Platinthermometer, die Gesamtstrahlung und kurzwellige Strahlung wurde mit hycolengeschützten Strahlungsmessern (HINZPETER, 1967) am Strand in der Nähe der Unterwasserwinde aufgezeichnet. Da eigene Windmessungen aus technischen Gründen nicht durchführbar waren, wurden zur Auswertung die Windbeobachtungen des Wetterberatungsdienstes Kiel-Holtenau herangezogen. Die Taupunkttemperatur und die Wolkenbedeckung wurden den täglichen Wetterberichten des deutschen Wetterdienstes entnommen.

Darstellung der Meßergebnisse

Die nachfolgende Zusammenstellung gibt einen Überblick über die gewonnenen Daten:

Temperatur als Funktion der Tiefe

Vom 27. 3. bis zum 28. 6. 1968 mit Unterbrechungen, Unterwasserwinde (Entwicklung der Abteilung für Meeresphysik am Institut für Meereskunde an der Universität Kiel)

Salzgehalt

Vom 26. 3. bis zum 5. 5. 1968, 4 Messungen pro Woche, Messungen der Erprobungsstelle 71 der Bundeswehr in Eckernförde (K. STEIN), hydrographische Serien mit Nansen-Wasserschöpfern

Vom 6. 5. bis zum 28. 6. 1968, ca. 2 Messungen pro Woche, eigene Messungen, hydrographische Serien mit Nansen-Wasserschöpfern

Strömung

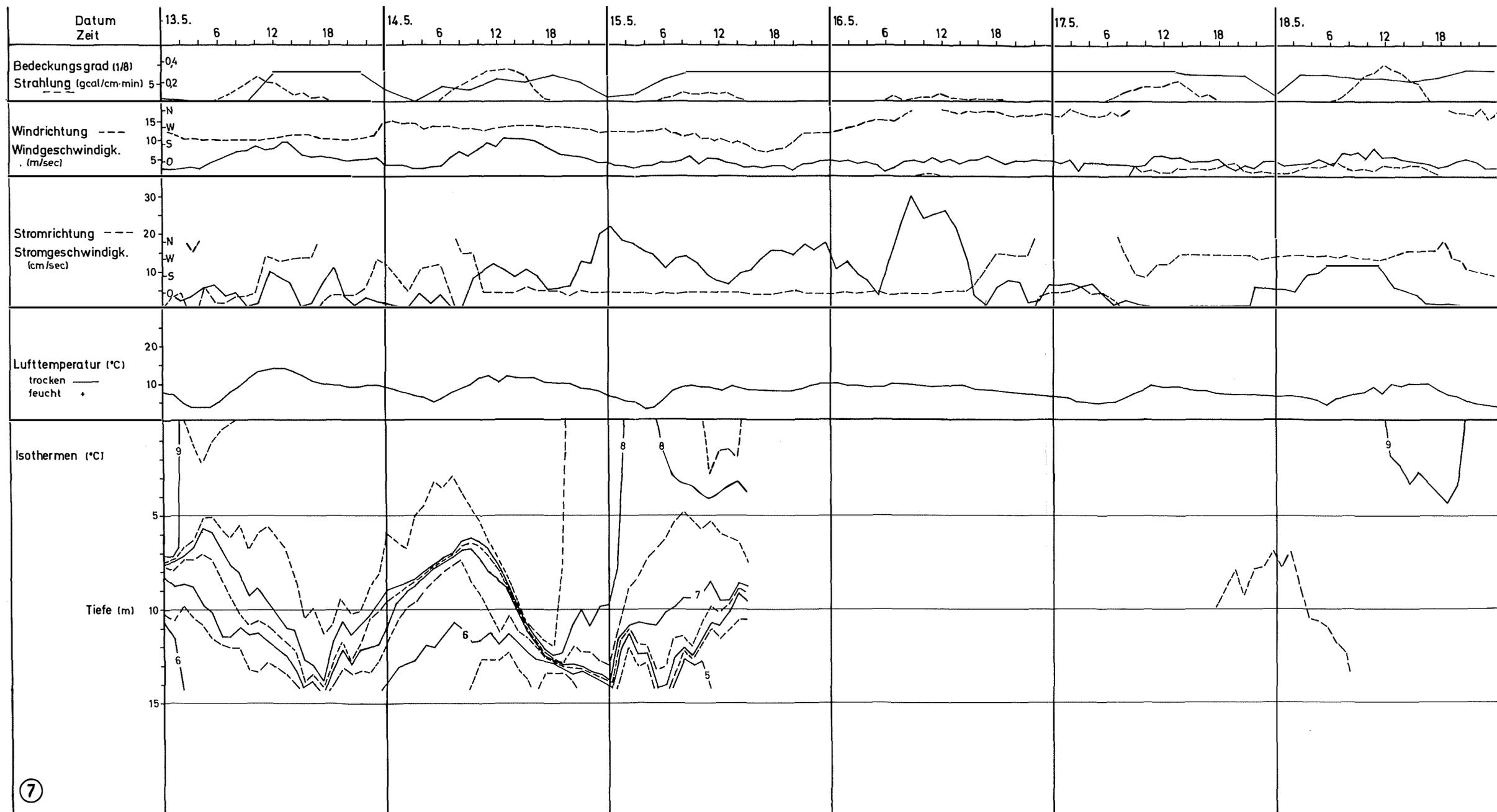
Vom 27. 3. bis 28. 6. 1968, Hydrowerkstätten Flachsee-Propellerstrommesser

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 5)

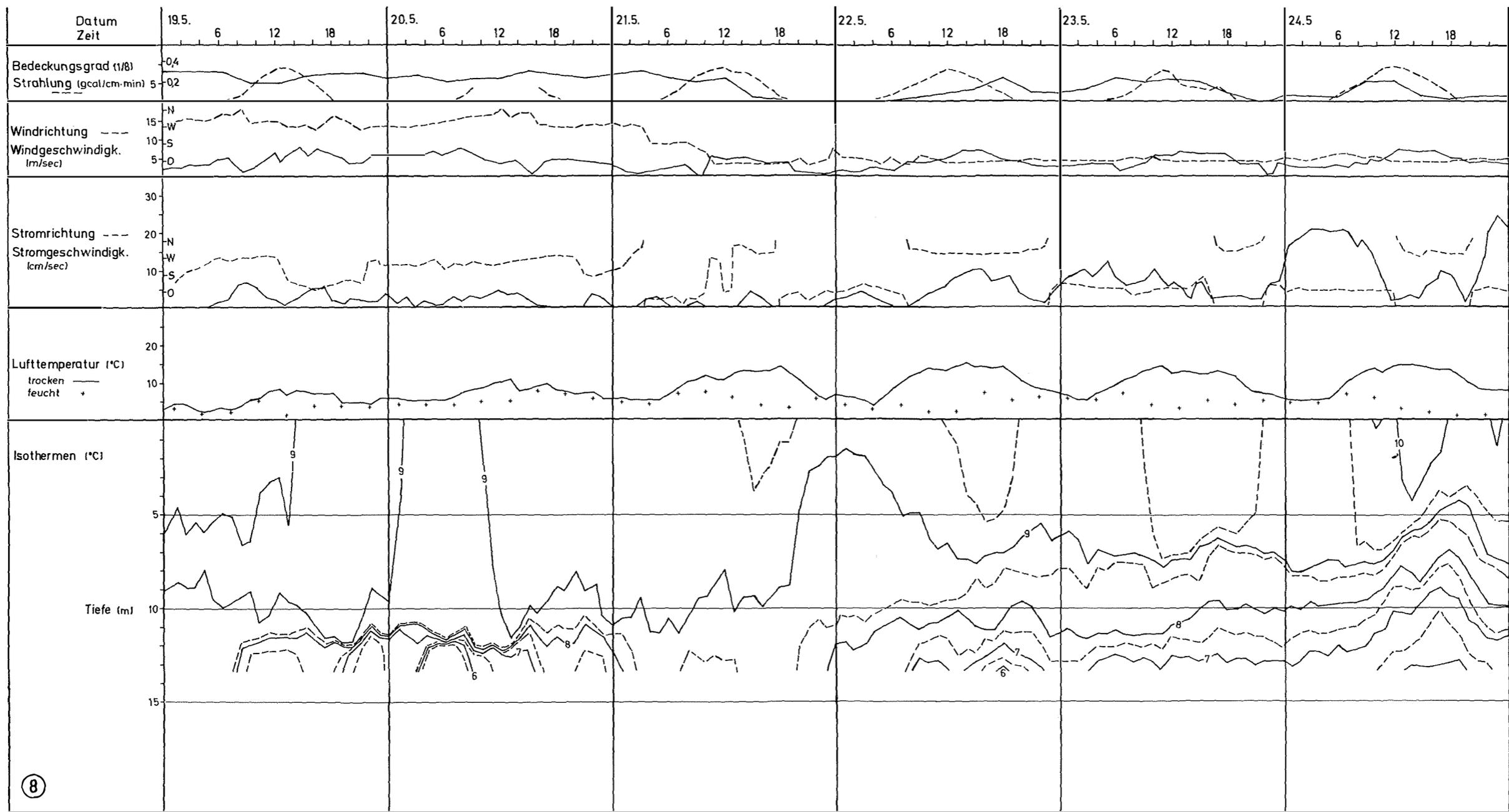
Abb. 7: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 13. 5. bis 18. 5. 1968

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 6)

Abb. 8: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 19. 5. bis 24. 5. 1968



Tafel 5 (zu E. B. Münzer)



Tafel 6 (zu E. B. Münzer)

Lufttemperatur trocken

Kontinuierlich vom 27. 3. bis zum 28. 6. 1968, Platinthermometer (Entwicklung der Abteilung Maritime Meteorologie am Institut für Meereskunde an der Universität Kiel)

Strahlung, gesamt und langwellig

Kontinuierlich vom 27. 3. bis zum 28. 6. 1968, Thermosäulen (Entwicklung der Abteilung Maritime Meteorologie am Institut für Meereskunde an der Universität Kiel)

Wind

Vom 27. 3. bis zum 28. 6. 1968, Messungen des Wetterberatungsdienstes Kiel-Holtenau

Wellendaten

Vom 9. 5. bis zum 3. 6. 1968, Messungen des Deutschen Hydrographischen Institutes, Pegel Surendorf.

Bis auf die Wellen- und Salzgehaltsdaten wurden die genannten Parameter in Übersichtsschaubildern eingetragen. Um an das gewohnte Bild der Darstellung der Temperaturschichtung anzuknüpfen, wurden die Isothermen im Tiefenbereich von 0 bis 13 m im Abstand von 0,5° C gezeichnet. Die stündlichen Werte hierfür wurden aus der Analogregistrierung entnommen und für die Monate Mai und Juni eingetragen (Abb. 5 bis 14).

Die Wasserbewegung im Untersuchungsgebiet

Es besteht ein wesentlicher Einfluß der Advektion auf die Temperaturschichtung. Dabei sind die Strömungen aufgrund verschiedener Ursachen zu unterscheiden:

- a) Strömungen als Folge des äußeren Druckfeldes, das von der Atmosphäre aufgeprägt wird,
- b) Strömungen im Zusammenhang mit Gezeitenwellen und Seiches der Ostsee,
- c) Dichtenausgleichsströmungen des Systems Nordsee—Ostsee,
- d) Strömungen als Folge des Windschubs an der Ostsee-Oberfläche.

Nach D. GEYER (1965) sind die Strömungsgeschwindigkeiten als Folge von Luftdruckänderungen, Gezeiten und Seiches wesentlich geringer als die in der Bucht tatsächlich auftretenden Geschwindigkeiten. Außerdem zeigen die dort gemachten Angaben über die horizontale Wasserversetzung, daß der Einfluß auf die vertikale Temperaturschichtung nur gering sein kann, falls nicht außergewöhnlich hohe horizontale Luftdruckgradienten auftreten. Einen erheblich größeren Einfluß auf das vertikale Temperaturprofil haben sowohl die Dichtenausgleichsströmungen, die vor allem aus dem durch starke Salzgehaltsgradienten bedingten inneren Druckfeld resultieren, als auch die windgetriebenen Strömungen.

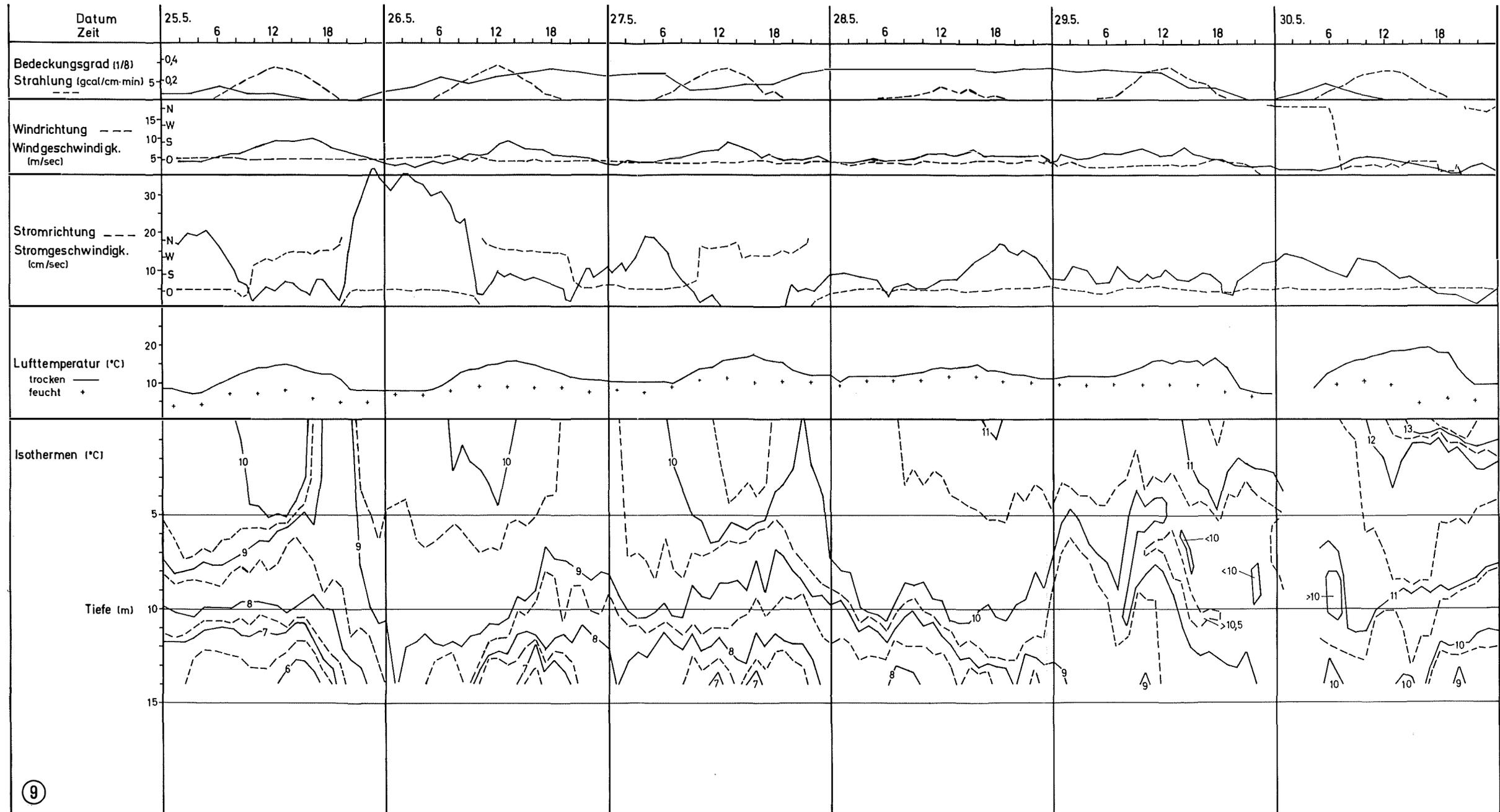
Vor der näheren Erörterung der windbedingten Strömungen soll ein kurzer Überblick über die mittleren Windverhältnisse am Beispiel des Jahres 1964 nach Windbeobachtungen des Feuerschiffes Kiel gegeben werden. Der Verlauf der Monatsmittel der Windstärke weist einen ausgeprägten Jahresgang auf (Abb. 15).

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 7)

Abb. 9: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 25. 5. bis 30. 5. 1968

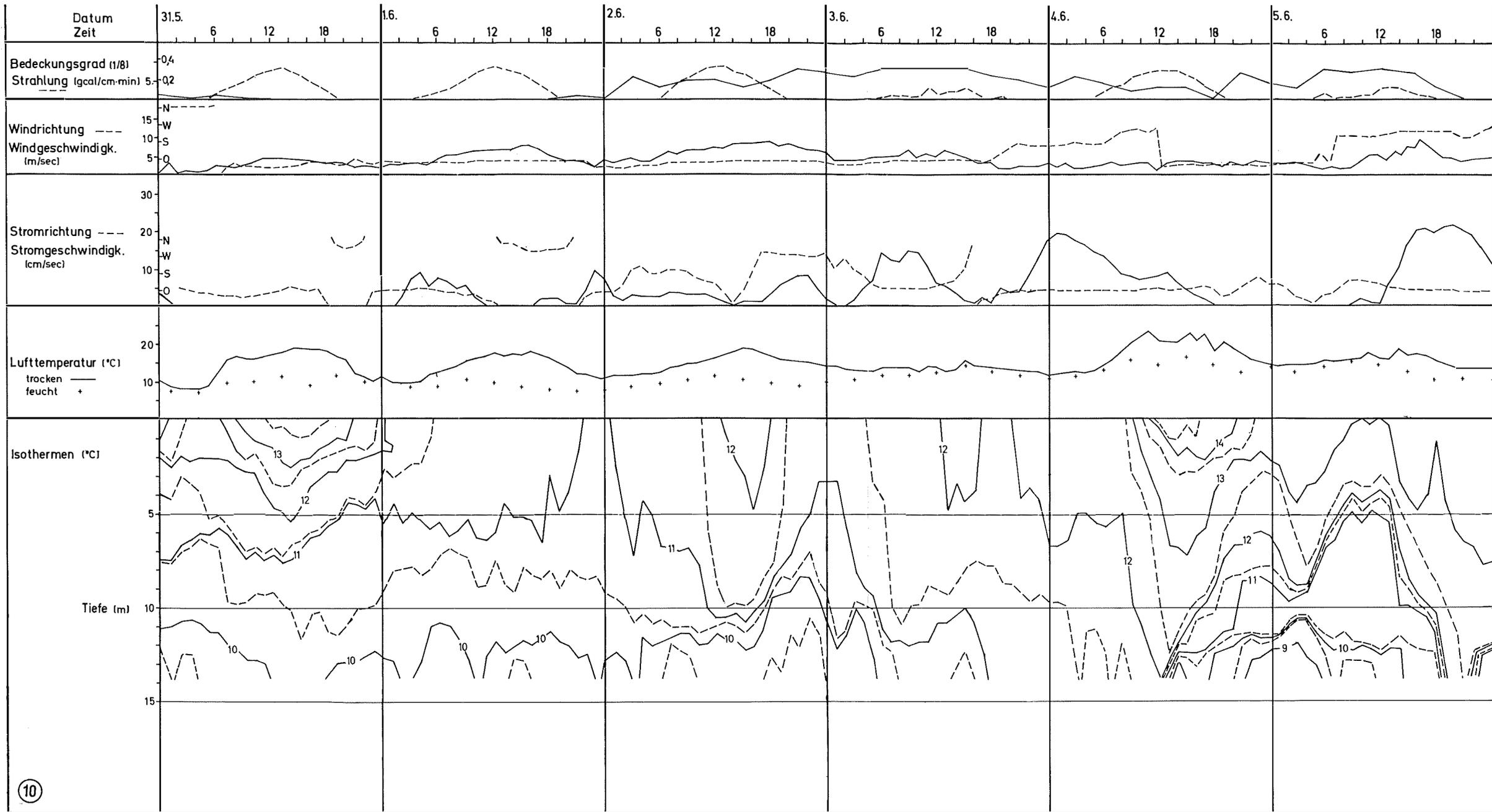
Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 8)

Abb. 10: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 31. 5. bis 5. 6. 1968



9

Tafel 7 (zu E. B. Münzer)



Tafel 8 (zu E. B. Münzer)

Einen entsprechenden Jahresgang zeigt die Häufigkeitsverteilung für die Windstärken in jedem Monat. Abb. 15 gibt einen Überblick über die Verteilung der Windrichtungen für 45°-Bereiche für vier ausgewählte Monate.

Betrachtet man die Windverhältnisse während der Meßperiode (Abb. 16), so fällt auf, daß der prozentuale Anteil der Winde aus östlichen Richtungen hoch ist. Die zweite bevorzugte Richtung ist W-SW. Mitte April und Mitte Mai 1968 herrschten 3—4 Tage Winde aus nördlichen Richtungen vor. Alle übrigen möglichen Windrichtungen werden meist nur beim Wechsel der beiden Hauptwindrichtungen durchlaufen. Bemerkenswert sind die meist hohen Windgeschwindigkeiten bei westlichen Winden.

Bei den Wasserströmungen beherrschen die Ost-West Komponenten das Bild (Abb. 17). Insbesondere bei starken Westwinden bildet sich ein vertikales Zirkulationssystem aus, ein in den oberflächennahen Schichten vorherrschender Ausstrom und ein am Boden zu beobachtender Einstrom. Der Übergang von Ein- zu Ausstrom ist am Buchtende mit Auftrieb verbunden. Wegen der starken vertikalen Salzgehalts- und Temperaturschichtung stellen sich nach einer gewissen Einwirkdauer auch horizontale Gradienten in der Bucht ein. Bei der gleichzeitig vorhandenen Strömung werden durch diese Gradienten vertikale Austausch- und Vermischungsvorgänge vorgetäuscht, falls es sich um eine Punktmessung handelt. Bei länger andauernden Ostwinden kann meist eine Umkehrung dieser Situation mit Einstrom an der Oberfläche und Ausstrom am Boden beobachtet werden.

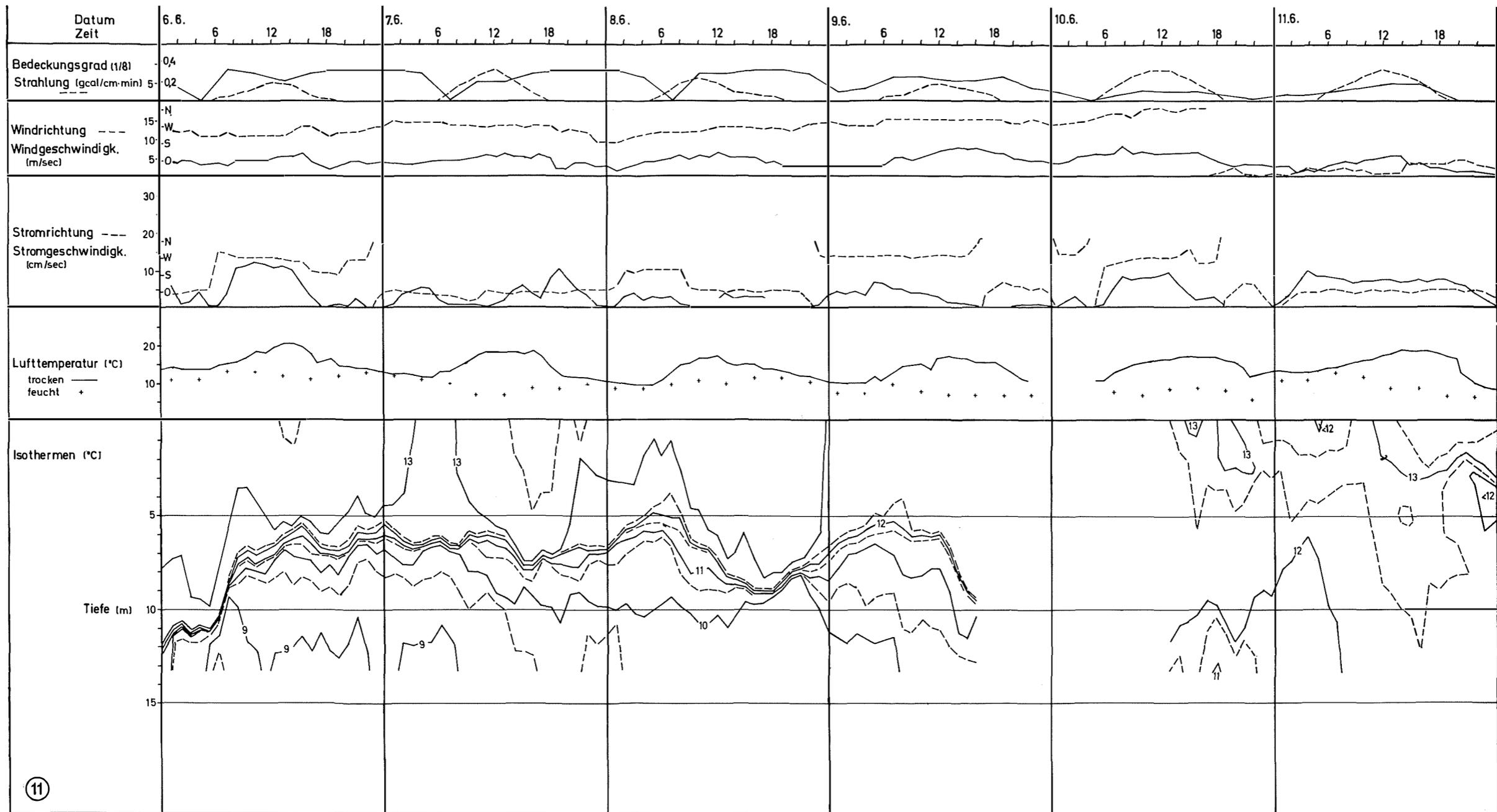
Neben dieser vertikalen Zirkulation scheint es aber bei Wind aus ONO noch eine horizontale Zirkulation zu geben mit Einstrom am Nordrand und Ausstrom am Südrand der Eckernförder Bucht. Diese Annahme stützt sich auf die Strommessungen vom 22. 5. 1968 bis 30. 5. 1968 am Südrand der Bucht (Abb. 17). Wie aufgrund des vertikalen Zirkulationssystems zu erwarten, zeigt die Registrierung des in der Unterschicht gelegenen Strommessers eine in der Stärke zwischen 5 und 15 cm/sec schwankende, aber dauernd vorhandene Ostströmung. Trotz starken Ostwindes zeigt aber auch die Registrierung des in der oberflächennahen Schicht gelegenen Strommessers eine Ostströmung mit Stromgeschwindigkeiten bis 40 cm/sec, die nur kurzzeitig durch Westströmung mit Geschwindigkeiten bis 10 cm/sec unterbrochen wird. Betrachtet man die zugehörige Windgeschwindigkeit, so läßt sich feststellen, daß die Windstärke in dieser Zeit einen ausgesprochenen Tagesgang aufweist, während sich die Richtung wenig ändert. Auffallend ist, daß die Westströmung ihr Maximum bald nach Eintritt des Windgeschwindigkeitsmaximums erreicht. Die Vermutung liegt nahe, daß die tangentielle Schubkraft des Windes bei ansteigender Windgeschwindigkeit groß genug wird, das bestehende Zirkulationssystem mit Ostströmung am Südrand aufzuheben und eine windgetriebene Westströmung zu erzwingen. Erst bei abflauendem Wind kann sich dieses Zirkulationssystem wieder durchsetzen. Unterstützt wird diese Vermutung durch den Ablauf der Wasserstandsregistrierungen vom Pegel Eckernförde. Das Maximum des Anstaus wird aufgrund der windgetriebenen Strömung und des Einstroms an der Nordseite kurz vor der beobachteten Richtungsänderung des Stromes von West nach Ost erreicht.

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 9)

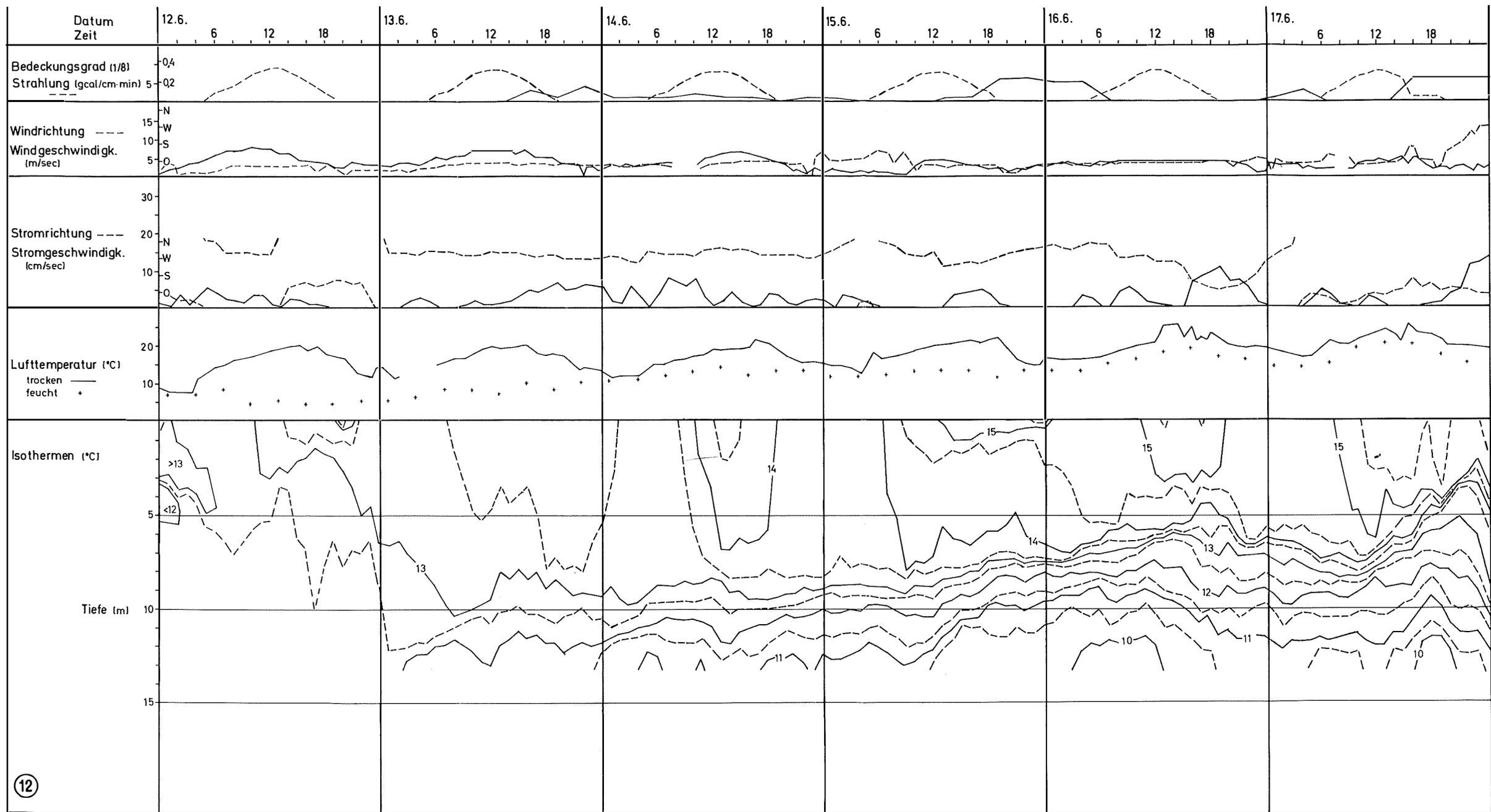
Abb. 11: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 6. 6. bis 11. 6. 1968

(Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 10))

Abb. 12: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 12. 6. bis 17. 6. 1968



Tafel 9 (zu E. B. Münzer)



12

Tafel 10 (zu E. B. Münzer)

Die Größenordnung der horizontalen Wasserverlagerung erhält man durch zeitliche Integration der Geschwindigkeitswerte am Meßort. Es ergaben sich Werte von 15 km und mehr für einen Tageszyklus. Dies bedeutet, daß Wasser an den Ort der Messung gelangt, welches unter merklich anderen als den am Meßort anzutreffenden Bedingungen erwärmt wurde. Dieser Umstand ist bei der Betrachtung der Temperaturschichtung als Folge der Frühjahrserwärmung zu berücksichtigen.

Der Seegang im Untersuchungsgebiet

Die Seegangsverhältnisse werden kompliziert durch den Einfluß der Küsten. Die Topographie des Geländes spielt eine erhebliche Rolle für die auftretenden Windstärken, für die bevorzugten Richtungen im Untersuchungsgebiet und vor allem für die Begrenzung der Wirklänge des Windes. Hinzu kommt, daß nur in Ausnahmefällen die Wirkdauer des Windes ausreicht, um einen ausgereiften Seegang zu erzeugen. Vergleichbare Messungen liegen vom Pegel Surendorf vor. Nach den Werten des Pegels Surendorf sind die maximal auftretenden Wellenhöhen, die mittleren Wellenhöhen und -perioden zusammen mit Windgeschwindigkeit und -richtung in Abb. 18 aufgetragen. Eindeutige Beziehungen zwischen Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Wellenhöhen sind aus dieser Darstellung nicht erkennbar. Deshalb wurden in Abb. 19 die mittleren Wellenhöhen gegen die zugehörigen Windrichtungen aufgetragen. Unberücksichtigt blieben die Schwankungen in den Windgeschwindigkeiten. Im betrachteten Zeitraum waren die Geschwindigkeiten der Winde aus nordwestlichen Richtungen im Mittel schwächer als bei den Winden aus den übrigen Richtungen (Abb. 18). Aus Abb. 19 ergibt sich, daß maximale mittlere Wellenhöhen bei Winden aus Ost bis Nord auftreten, wie nach der Lage der Meßposition zu erwarten war.

Der Jahresgang von Temperatur und Salzgehalt nach früheren Messungen

Messungen der Temperatur und des Salzgehaltes über lange Zeiträume liegen für die Nähe des Untersuchungsgebietes nur vom Feuerschiff Kiel für die Zeit vom Juni 1963 bis Juli 1967 vor. Einige charakteristische Eigenschaften der hier angetroffenen Verhältnisse lassen sich angenähert auf die Eckernförder Bucht übertragen. Wie die Längsschnitte von D. GEYER (1965) und K. STEIN (1968) zeigen, ergibt sich meist eine gute Übereinstimmung in der regionalen Verteilung der hydrographischen Faktoren für die Position des Feuerschiffs Kiel und der inneren Eckernförder Bucht im Rahmen von Messungen mit Wasserschöpfern. Es ist danach möglich, den Jahresgang hydrographischer Parameter in der Bucht aus den Feuerschiff-Beobachtungen in guter Näherung zu erhalten.

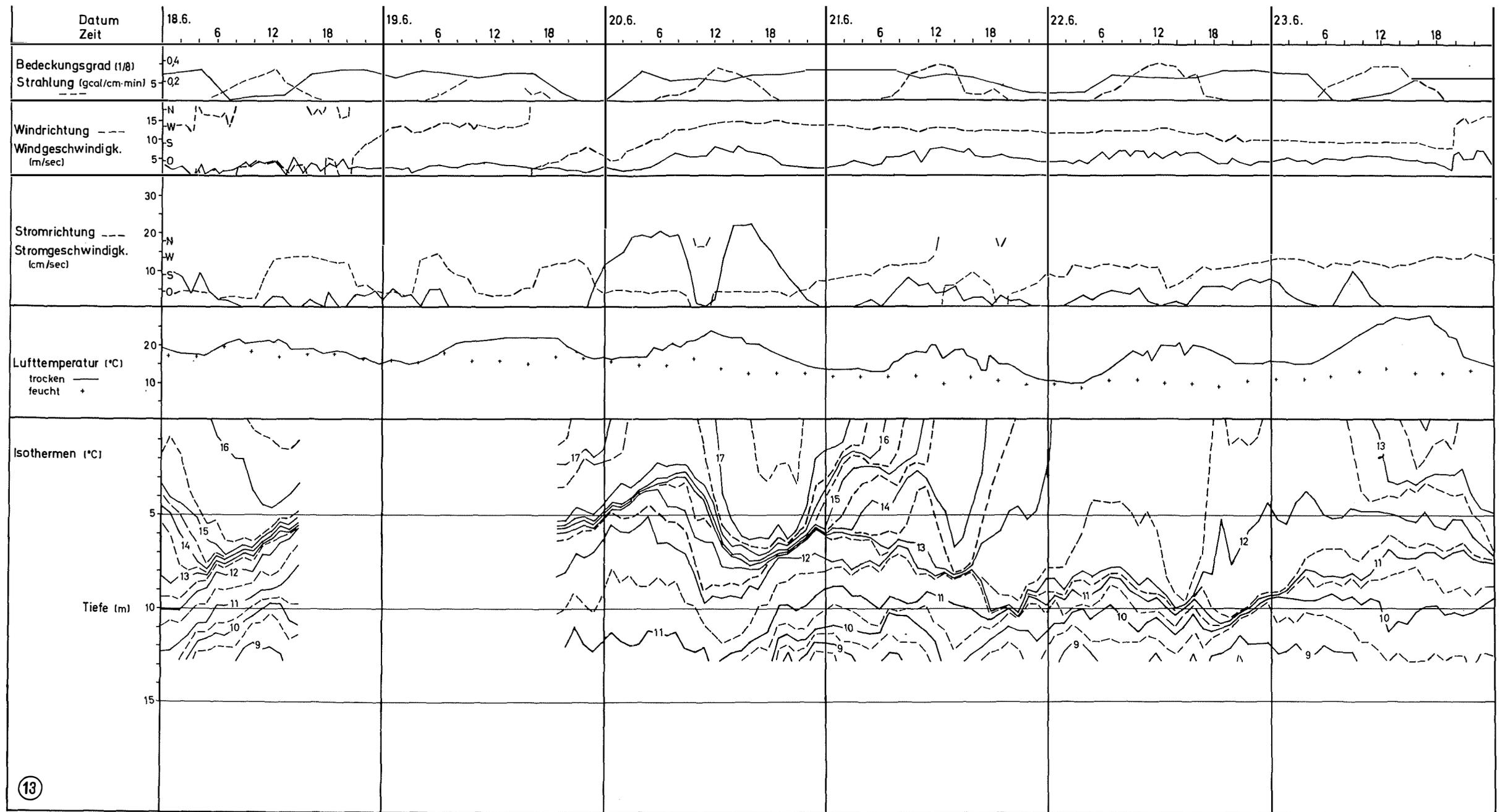
Aus den Tagesmittelwerten der dreistündigen Terminbeobachtungen wurden hier die Monatsmittel für den Zeitraum von Juni 1963 bis zum Juli 1967 am Feuerschiff Kiel für die Temperatur- und Salzgehaltsverhältnisse berechnet und die mittleren Jahresgänge für die Tiefen 0,5, 10 und 15 m gezeichnet. Der Salzgehalt (Abb. 20) zeigt,

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 11)

Abb. 13: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 18. 6. bis 23. 6. 1968

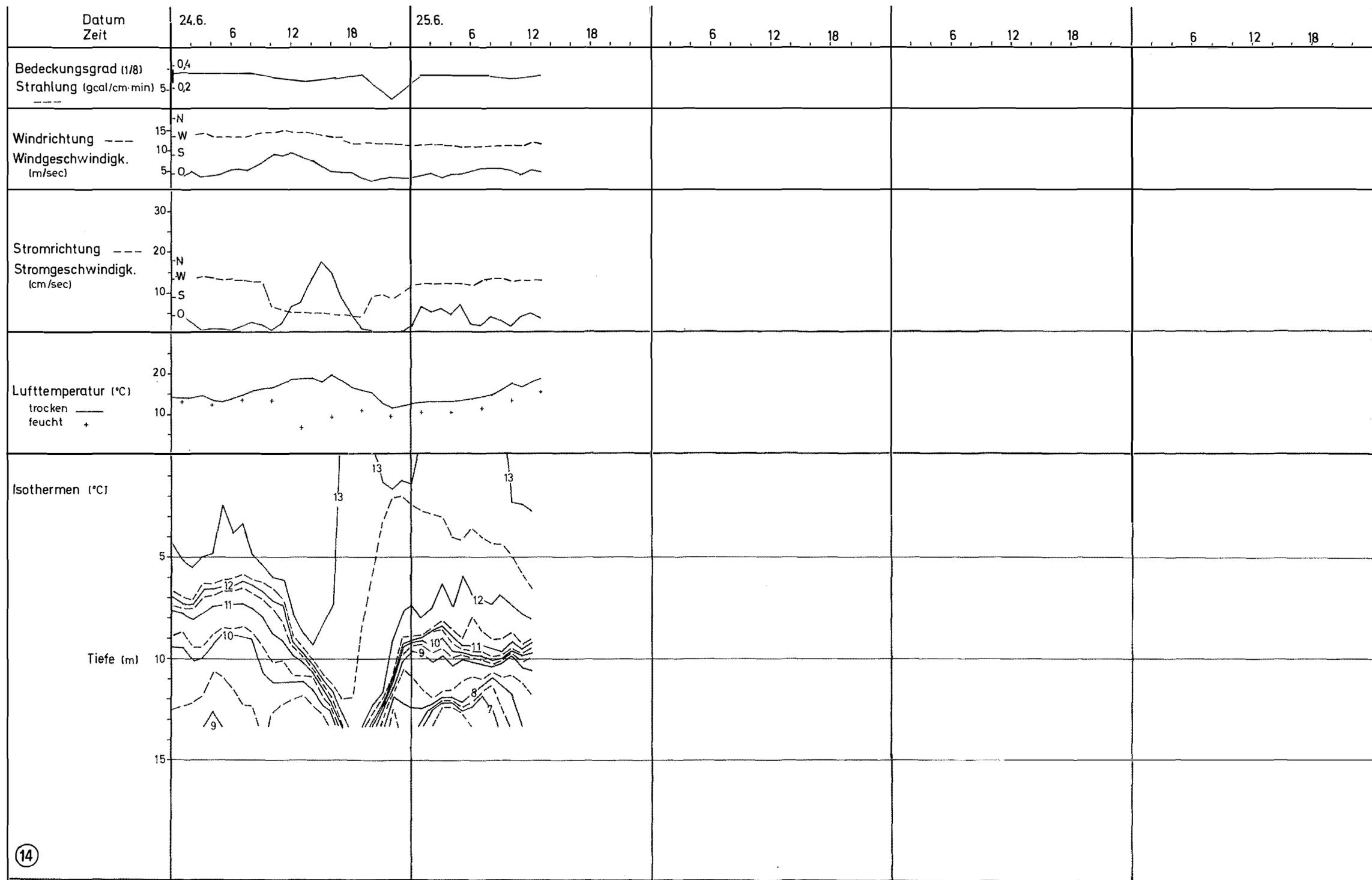
Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 12)

Abb. 14: Wie Abb. 5, jedoch für die Zeit vom 24. 6. bis 25. 6. 1968



13

Tafel 11 (zu E. B. Münzer)



14

Tafel 12 (zu E. B. Münzer)

abgesehen von den Monaten November bis März, eine starke Zunahme mit der Tiefe. Es treten ein Minimum des Salzgehaltes an der Oberfläche im Juni und ein Maximum in 15 m Tiefe im August auf.

Im Laufe des Frühjahrs kommt es offenbar bei schwacher atmosphärischer Zirkulation und verhältnismäßig großem Anteil von Winden aus östlichen Richtungen unter dem Einfluß der in den Monaten April bis Juni maximalen Süßwasserzufuhr zu einer Verminderung des Salzgehaltes in den oberflächennahen Schichten. Zur Kompensation der Süßwasserzufuhr dringt salzreiches Wasser in der Tiefe aus dem Kattegat ein und führt zu einer Verstärkung der vertikalen Salzgehaltsunterschiede (KRUG, 1963). Der im Sommer vorherrschende Ausstrom aus der Ostsee wird zeitweilig bei extremen Westwindwetterlagen durch Einstrom unterbrochen. Besonders deutlich zeigt sich dieser Vorgang bei der Betrachtung eines aktuellen Jahresganges (Abb. 22), bei dem sich diese Einstromlagen in den gelegentlich auftretenden gleichzeitigen Anstiegen des Salzgehaltes im ganzen Tiefenbereich bemerkbar machen. Mit der nachlassenden Süßwasserzufuhr vermindert sich der Ausstrom von Ostseewasser (BROGMUS, 1952). Gleichzeitig setzt in Folge der Herbststürme eine stärkere Vermischung ein. Durch Zurückdrängen der salzarmen Deckschicht und durch Bildung von Mischwasser im Bereich der Kieler Bucht schwächt sich die Schichtung allmählich ab. Da dieser Vermischungsprozeß auch im Kattegat einsetzt, ist ein Einstrom von stark salzreichem Wasser in der Tiefe nicht mehr möglich. Nur bei besonderen meteorologischen und hydrographischen Ausgangssituationen kommt es auch im Winter zu stärkeren Salzeinbrüchen.

Die Temperaturverteilung (Abb. 21) ist zu Beginn des Jahres durch eine homogene Deckschicht, die über einer um wenige Zehntel Grad wärmeren, salzreichen Bodenschicht lagert, gekennzeichnet. Die winterliche Vertikalkonvektion reicht nicht aus, um die vorhandene haline Schichtung vollkommen aufzulösen und damit eine über die ganze Tiefe homogene Temperaturverteilung herbeizuführen. Erst im März hat sich die ehemals kalte Deckschicht soweit erwärmt, daß in der gesamten Wassersäule keine Temperaturunterschiede mehr vorhanden sind. Zwischenzeitlich kommt es dabei zur Ausbildung eines intermediären Temperaturminimums im Vertikalprofil (JENSEN, 1940). Die Stabilität dieser Schichtung ist meist so gering, daß die Temperaturschichtung während der Frühjahrsstürme abgebaut wird und Mitte März eine über den ganzen Tiefenbereich reichende homogene Temperaturverteilung vorliegt. Im Laufe des fortschreitenden Frühjahrs entsteht dann die sommerliche Schichtung mit einer warmen Deckschicht und einer kalten Unterschicht, die durch eine oftmals scharf ausgebildete Sprungschicht getrennt sind. Abb. 21 zeigt, daß die Temperaturunterschiede zwischen 0 und 5 m während des gesamten Jahres gering sind, was darauf schließen läßt, daß die Durchmischung zumindest in den oberen 5 m immer ausreicht, die Wärme gleichmäßig

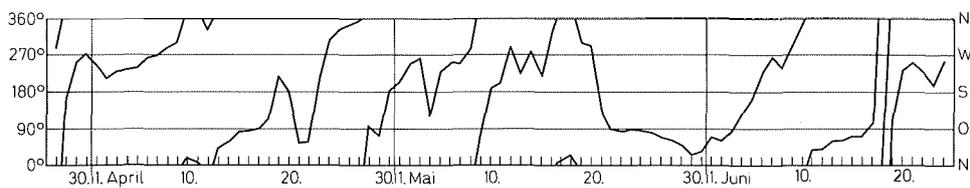
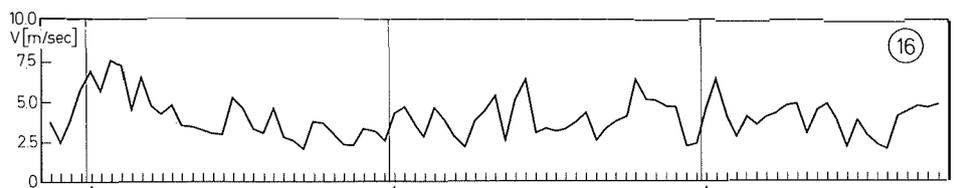
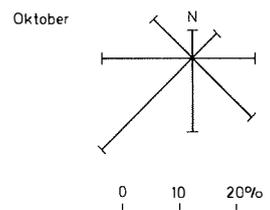
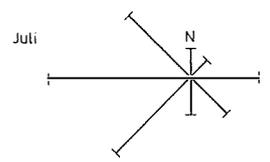
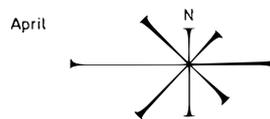
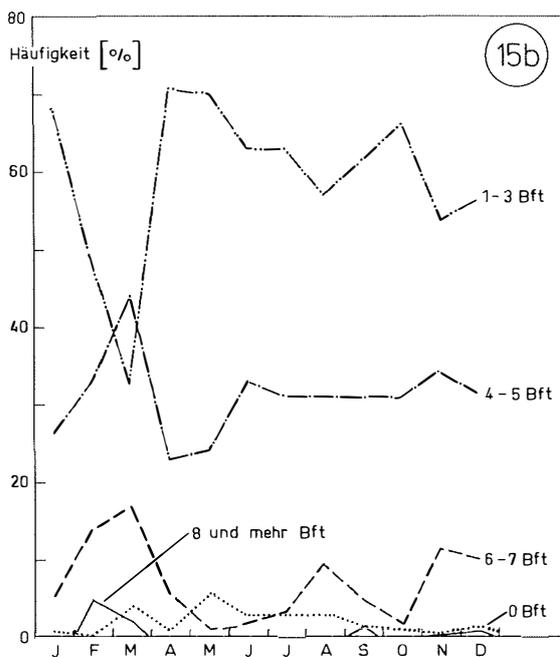
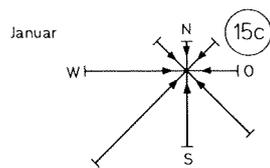
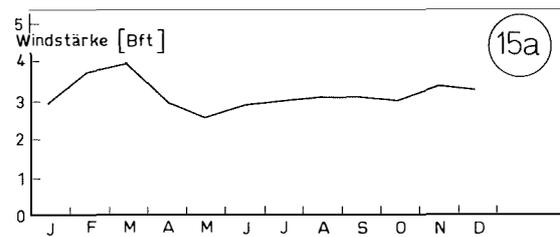
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 13)

Abb. 15: Jahresgang der Windgeschwindigkeit (a) und der Häufigkeitsverteilung der Windstärken (b) und Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (c) aus Monatsmitteln des Jahres 1964

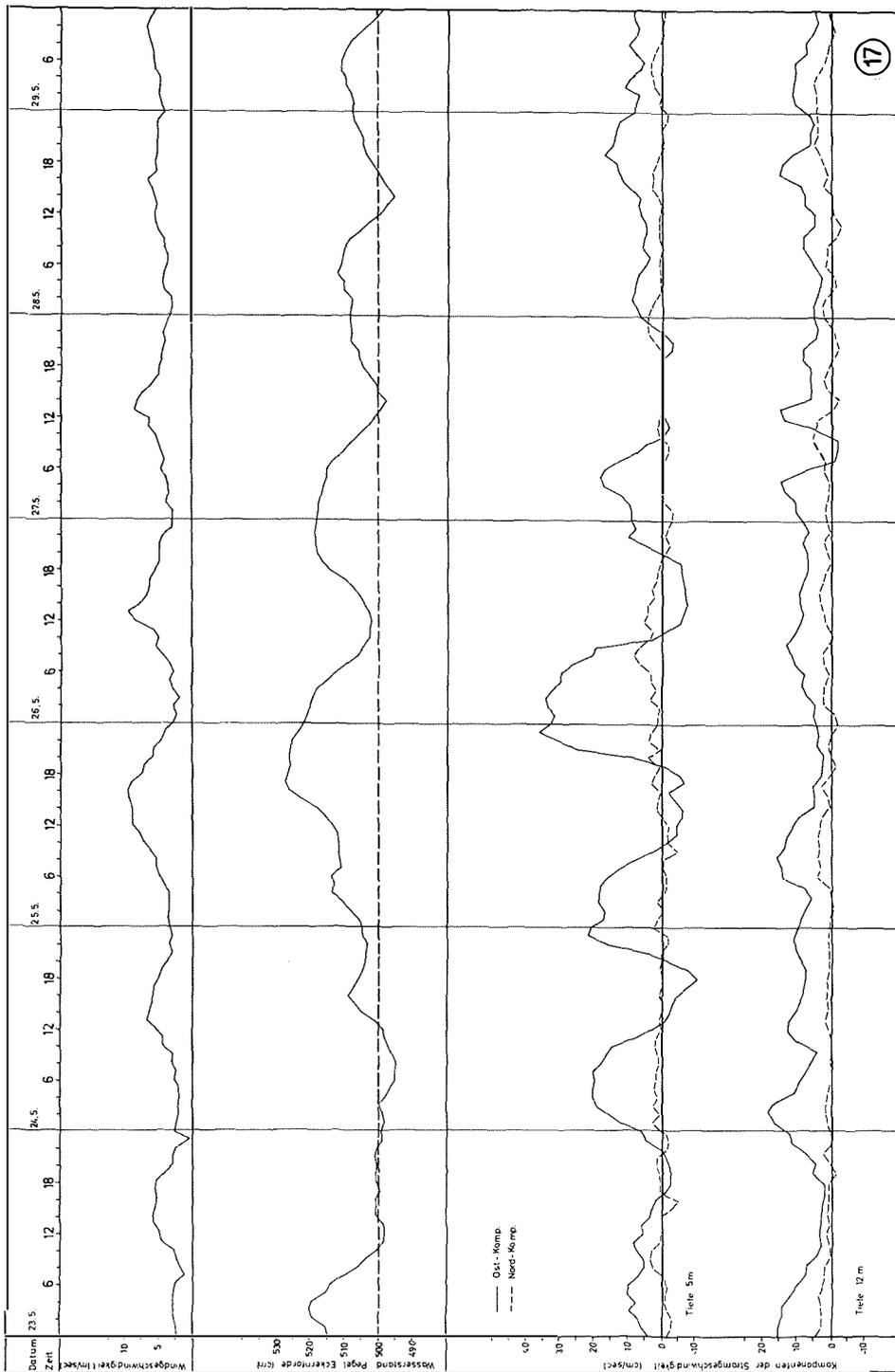
Abb. 16: Tagesmittelwerte der Windrichtung und -geschwindigkeit während der Meßperiode (Ort: Holtenau)

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 14)

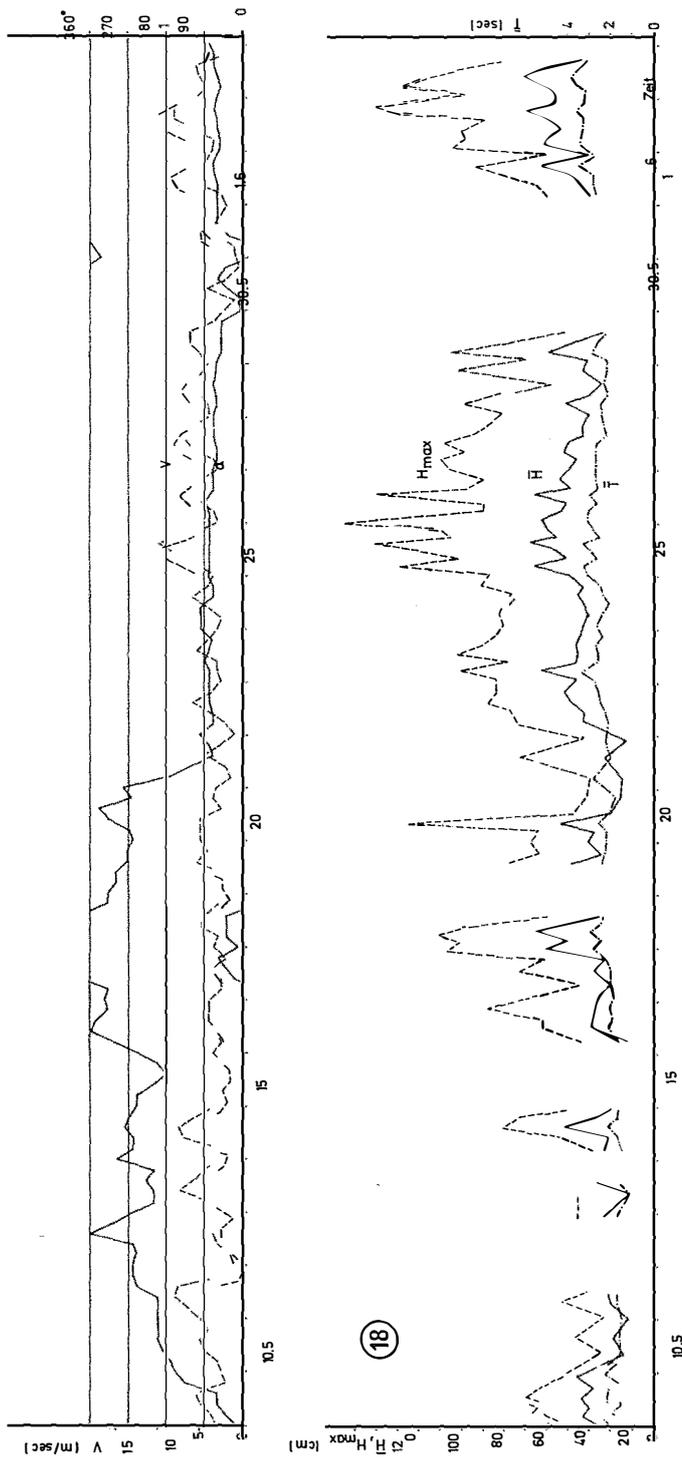
Abb. 17: Windgeschwindigkeit, Wasserstand am Pegel Eckernförde und Nord- und Ostkomponente der Strömung in 5 und 12 m Tiefe in der Zeit vom 23. bis 29. 5. 1968 bei Ostwind



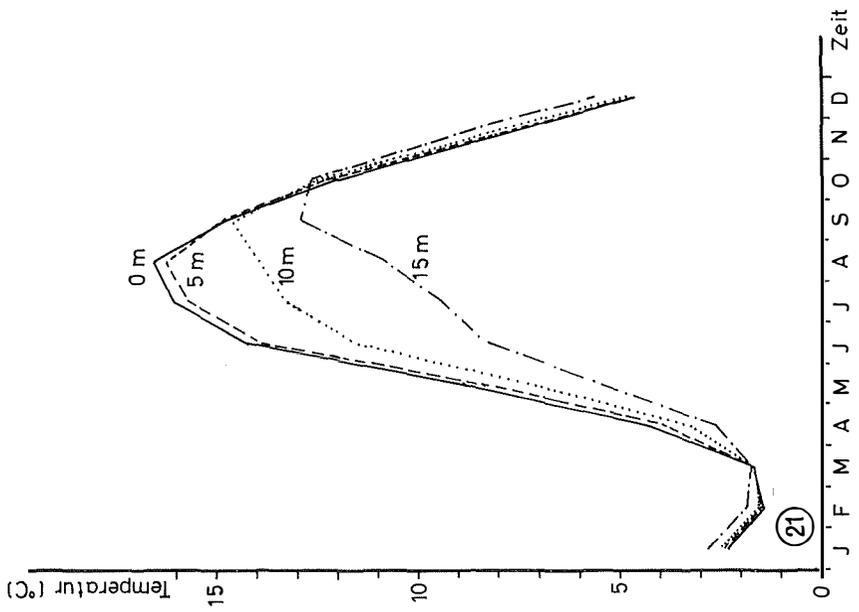
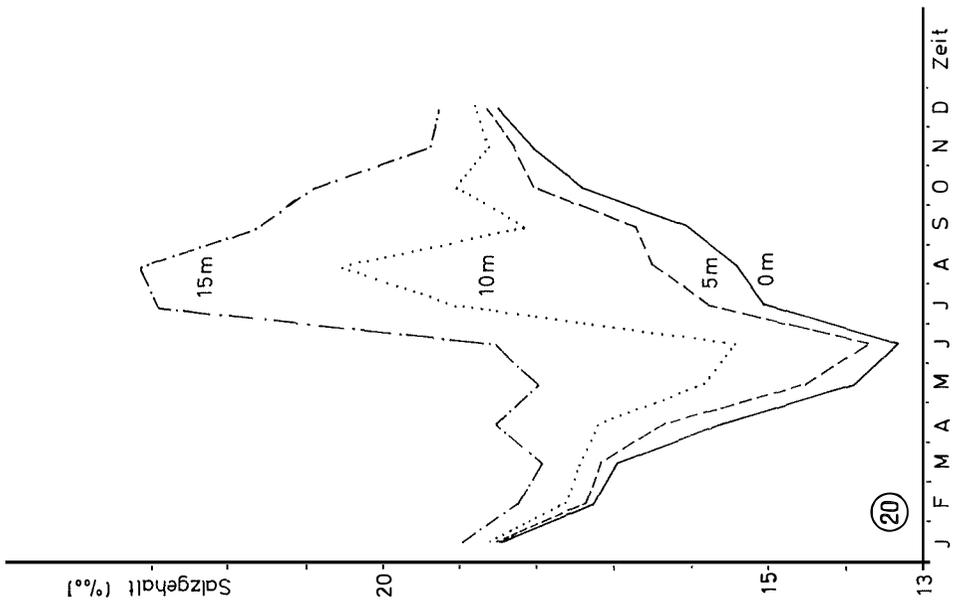
Tafel 13 (zu E. B. Münzer)



Tafel 14 (zu E. B. Münzer)



Tafel 15 (zu E. B. Münzer)



Tafel 16 (zu E. B. Münzer)

zu verteilen. Die starken Abweichungen der Temperaturverläufe voneinander in 5, 10 und 15 m weisen auf die ausgeprägte Temperaturschichtung hin, die Anfang August ein Maximum erreicht. Die zeitliche Verschiebung der Eintreffzeiten für die Temperaturmaxima in 0 und 10 m beträgt dabei mehr als 30 Tage. Im Herbst, wenn die Wärmeverluste an der Oberfläche überwiegen (JACOBS, 1942), setzt der Vorgang der thermischen Konvektion ein, der, unterstützt durch die Zunahme der Vermischung bei im Herbst zunehmenden Windgeschwindigkeiten, die Schichtung sehr rasch auflöst.

Die Temperaturschichtung während der Frühjahrserwärmung 1968

Um einen Überblick über die langfristigen Änderungen während der Messungen mit der Unterwasserwinde zu erhalten, wurden die Tagesmittelwerte der Temperatur für die Tiefen 0 und 13 m berechnet und für die Zeit vom 28. 3. bis zum 19. 6. 1968 zusammen mit der Lufttemperatur dargestellt (Abb. 23). Der darin sichtbare Trend entspricht dem mittleren Gang der Frühjahrserwärmung für die Monate April bis Juni, ein Vergleich mit dem mittleren Jahresgang (Abb. 21) zeigt, daß sich dieser Temperaturgang gut in das Bild einfügt. Kurzzeitige Abweichungen von diesem mittleren Gang haben große Amplituden. Dabei erkennt man unmittelbar, daß die Temperatur der Ostseeoberfläche im wesentlichen der Lufttemperatur folgt. Vor allem zeigt die Wassertemperatur eine starke positive Abweichung von der mittleren Frühjahrserwärmung in der zweiten Aprilhälfte, die offensichtlich mit dem entsprechenden Gang der Lufttemperatur korreliert ist. Allerdings treten vor allem in der Tiefe Verzögerungen in der Eintrittszeit höherer Temperaturen auf.

Sowohl die Lufttemperatur als auch die Temperatur in 13 m Tiefe unterliegen stärkeren Schwankungen als die Oberflächenwassertemperatur. Auffallend ist der schnelle Wechsel zwischen Perioden mit geringem Temperaturunterschied zwischen 0 und 13 m, also schwacher Schichtung und Zeiten mit großen Unterschieden. Dies kann zwei Ursachen haben: Einmal kann es infolge von starker Durchmischung nahezu zur Auflösung der Schichtung kommen, zum anderen aber kann die Sprungschicht oder der Bereich hoher Gradienten unter das tiefste Meßniveau auswandern und somit nicht mehr erfaßt werden. Beide Fälle traten auf.

Bemerkenswert ist der kurze Zeitraum, in dem die Schichtung aufgebaut wird. Betrachtet man den Verlauf der Temperatur in der Zeit vom 15. 4. bis 25. 4. so stellt man fest, daß der Anstieg der Oberflächentemperatur hier nahezu gleichzeitig mit dem Anstieg der Lufttemperatur einsetzt, während die Temperaturzunahme in 13 m mit einer Verzögerung von etwa 3 Tagen folgt. Innerhalb weniger Tage erfolgt also der Übergang von der durch winterliche Vertikalkonvektion bestimmten nahezu vollständigen Homothermie zum thermisch geschichteten Wasseraufbau. Dieser Übergang wird während einer Schönwetterperiode vollzogen. Die resultierende Schichtung unterliegt zwar noch

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 15)

Abb. 18: Windverteilung sowie maximale Wellenhöhe H_{\max} , mittlere Wellenhöhe H und mittlere Wellenperiode T nach Messungen des Wellenpegels Surendorf an der Eckernförder Bucht in der Zeit vom 9. 5. bis zum 3. 6. 1968

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 16)

Abb. 20: Mittlerer Jahrgang 1963—1967 des Salzgehaltes für ausgewählte Tiefen am Feuerschiff Kiel aus Monatsmitteln

Abb. 21: Mittlerer Jahresgang 1963—1967 der Temperatur für ausgewählte Tiefen am Feuerschiff Kiel aus Monatsmitteln

stärkeren Schwankungen, kann aber nicht mehr aufgelöst werden. Es entwickelt sich allmählich die sommerliche Sprungschicht.

Zum Vergleich soll hier ein kurzer Überblick über die haline Schichtung aufgrund der durchgeführten hydrographischen Serienmessungen gegeben werden. In Abb. 24 ist die zeitliche Änderung des Salzgehalts für die Tiefen 0,5, 10 und 15 m aufgetragen. Vom 28. 3. bis zum 25. 4. 1968 findet man im Bereich von 0 bis 10 m eine nahezu homogene Deckschicht mit einem mittleren Salzgehalt von $17,3\text{‰}$. Erst unterhalb von 10 m ist ein Anstieg im Salzgehalt zu erkennen, der am 2. 4. 1968 ein Maximum von $1,5\text{‰}$ über den Oberflächenwerten aufweist. Vom 23. 4. bis zum 24. 6. 1968 zeigt sich eine deutliche Abnahme im Salzgehalt im Bereich von 0 bis 15 m. Gleichzeitig nimmt die haline Schichtung von 5 bis 15 m zu. Im Bereich von 0 bis 5 m ist bis auf geringe Ausnahmen das Wasser weiterhin nahezu homogen. Am 10. 6. 1968 steigt der Salzgehalt in 15 m Tiefe wieder an, während der Anstieg in den Tiefen 0 bis 10 m erst am 14. 6. 68 erkennbar ist. Die in Abb. 24 wiedergegebene Verteilung des Salzgehaltes weicht erheblich von dem Bild mittlerer Verhältnisse (Abb. 20) ab. Zwar ist auch in Abb. 24 eine abnehmende Tendenz im Salzgehalt und der Anstieg ab Mitte Juni erkennbar, aber während der gesamten Zeit ist der vertikale Salzgehaltsgradient kleiner als der der mittleren Salzgehaltsverteilung. Außerdem unterliegt er starken Schwankungen. Es treten maximale Unterschiede im Salzgehalt von 3‰ auf, im Mittel liegen sie aber unter 2‰ .

Die Temperaturschichtung zeigt neben den diskutierten Übergängen auch Änderungen in der Zeitskala bis zu einigen Tagen, wie sie der typischen Verweildauer von Hoch- und Tiefdruckgebieten in diesem Gebiet entsprechen. Sie sind sowohl in Abb. 25 als auch in den Isothermendiagrammen zu erkennen. Besonders auffallend sind dabei die starken Schwankungen der Isothermen in größerer Tiefe, die auf die ständig wechselnde Kalt- und Warmwasseradvektion zurückzuführen sein müssen.

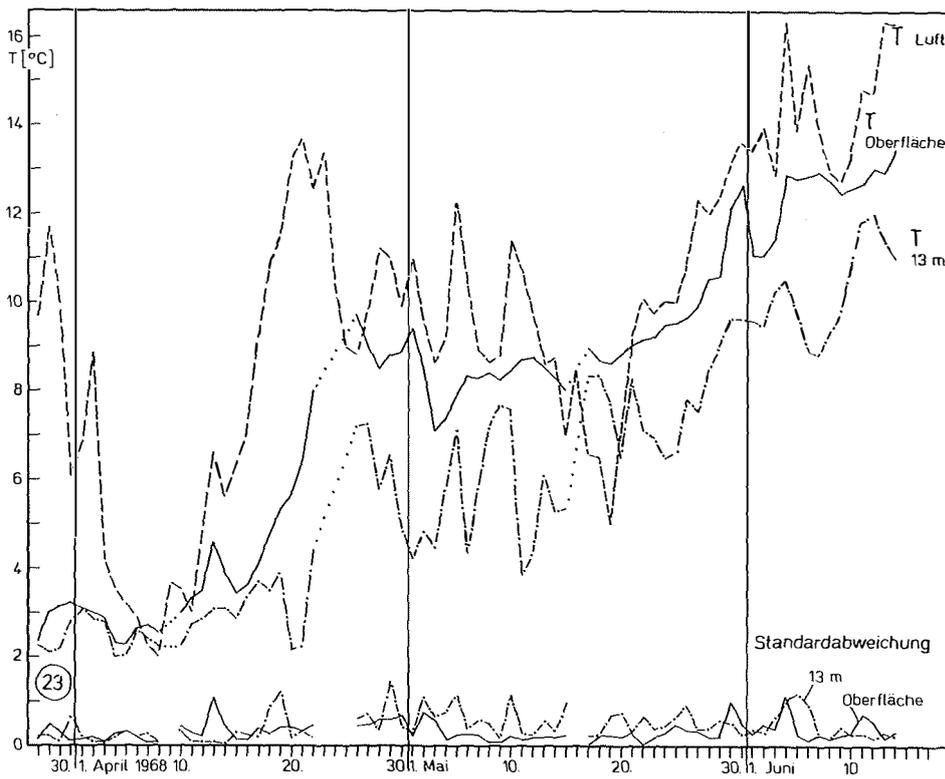
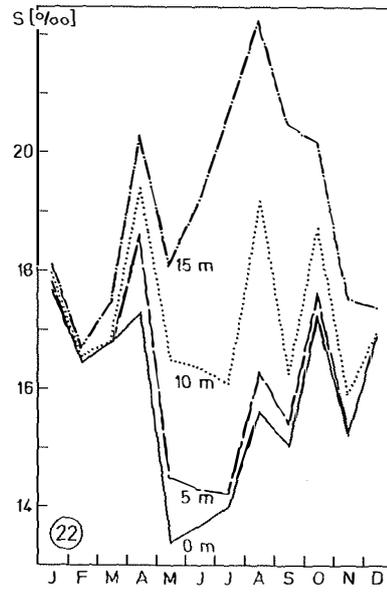
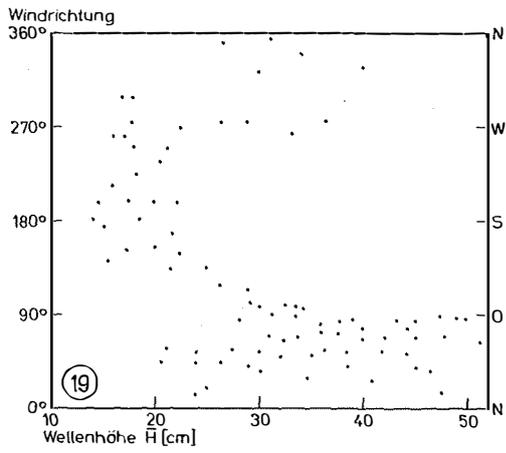
Wie stark die Temperaturverteilung hiervon beherrscht wird, soll an einem Beispiel gezeigt werden (Abb. 6 und 7). Zu Beginn des 10. Mai 1968 wird über dem gesamten Tiefenbereich eine Homogenität in der Temperatur registriert. Als Folge des vorher herrschenden Ostwindes kann angenommen werden, daß warmes Oberflächenwasser in die Eckernförder Bucht transportiert wurde. Im Verlauf des 10. und 11. Mai drehte der Wind allmählich über Süd nach West. Infolge des Westwindes mit hoher Windgeschwindigkeit ist ein Aufquellen von kaltem Bodenwasser zu erwarten. Die sich daraus ergebende Änderung in der Temperaturverteilung zeigt das Isothermendiagramm. Nach einer durch die Lage des Meßortes bedingten Verzögerung drängt sich am 10. 5. 1968 gegen 18 Uhr von unten her eine scharfe Sprungschicht ins Bild. Während die 8°C -Isotherme, die die Kaltwasseradvektion kennzeichnet, stetig ansteigt, schwächt sich der vertikale Gradient in der Sprungschicht ab, bis sich eine nahezu gleichmäßige Abnahme der Temperatur über dem gesamten Tiefenbereich einstellt. Die Grenze der Kaltwasseradvektion steigt bis 1,5 m unter die Wasseroberfläche, um dann wieder abzusinken. An den beiden darauffolgenden Tagen kommt es nochmals zu einer Verstärkung des Effekts der Advektion. Vielfach ist auch der umgekehrte Prozeß festzustellen. Eine vor-

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 17)

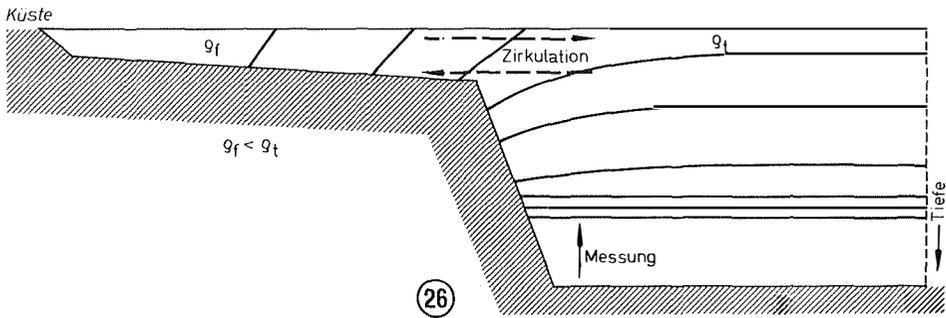
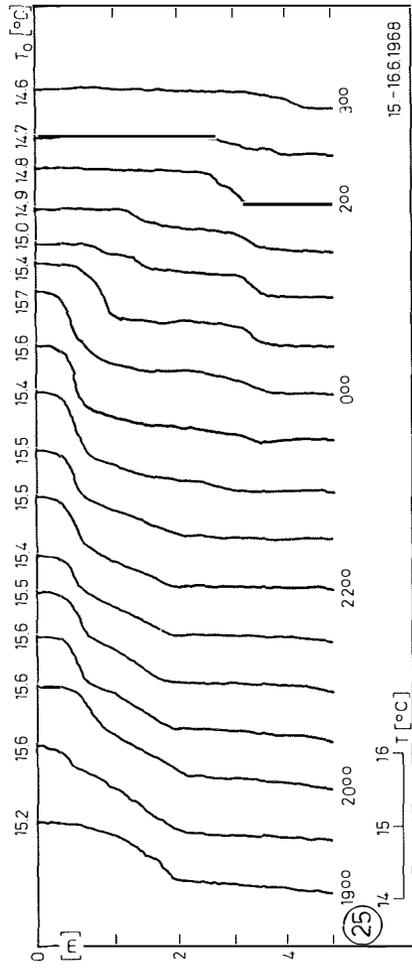
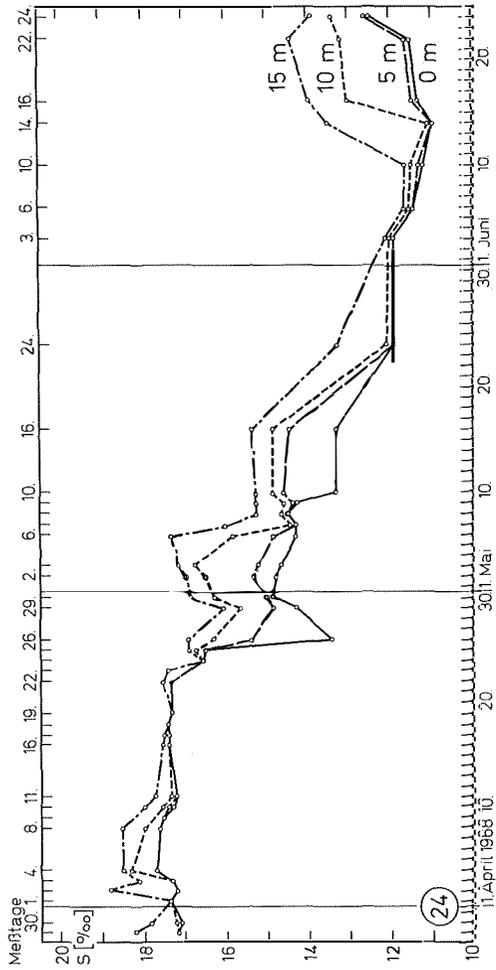
Abb. 19: Wellenhöhe H als Funktion der Windrichtung aus halbstündigen Mitteln

Abb. 22: Jahresgang des Salzgehaltes für ausgewählte Tiefen am Feuerschiff Kiel im Jahre 1966

Abb. 23: Tagesmittelwerte der Lufttemperatur (T_{Luft}) und der Wassertemperatur an der Oberfläche ($T_{\text{Oberfläche}}$) und in 13 m Tiefe ($T_{13\text{m}}$) aufgrund einstündiger Werte sowie die entsprechenden Standardabweichungen der einstündigen Messungen von Tagesmittelwerten (Ort: Eckernförder Bucht)



Tafel 17 (zu E. B. Münzer)



Tafel 18 (zu E. B. Münzer)

handene Schichtung wird durch Advektion von warmem Oberflächenwasser aufgelöst. Oft ist mit den advektiven Prozessen auch die Bildung von Temperaturinversionen verbunden.

Änderungen mit eintägiger Periode beschränken sich auf den oberen Teil der Isothermendiagramme. Um eine Abschätzung über die Größenordnung der Tagesschwankung in einem Tiefenniveau zu erhalten, wurden die Standardabweichungen für die Tagesmittelwerte in 0 und 13 m berechnet (Abb. 23). Eine Korrelation dieser Abweichungen mit den mittleren Temperaturanstiegen ist nicht feststellbar. Außerdem zeigte sich, daß die Werte der im wesentlichen durch den Tagesgang bedingten Standardabweichungen geringer sind als die Werte, die auf den unperiodischen Änderungen im 13 m-Niveau beruhen.

Bei 30 der insgesamt 43 im Zeitraum vom 1. 5. bis 25. 6. 1968 dargestellten Tage läßt sich aufgrund des Isothermenverlaufs ein Tagesgang der Temperatur erkennen. Der Prozeß des Tagesganges soll am Beispiel des 14. Juni dargestellt werden (Abb. 12). Die am Vortage aufgetretene Schichtung wird im Verlauf der früheren Nachtstunden durch Auskühlung und Vertikalkonvektion abgebaut, und es entsteht eine homogene Deckschicht mit einer Dicke von 8 m. Das Temperaturminimum wird kurz vor Sonnenaufgang erreicht. Durch Erwärmung von der Atmosphäre steigt die Temperatur danach allmählich an. Infolge der geringen Stabilität der Schichtung und der hohen Durchmischung wird die Wärme zunächst nahezu gleichmäßig über einen Tiefenbereich von 7 m verteilt. Nach und nach bildet sich eine Temperaturschichtung in diesem Tiefenbereich aus. Etwa eine Stunde nach dem Erreichen des Strahlungsmaximums gegen 13⁰⁰ Uhr stellt sich das Maximum in der Oberflächentemperatur ein. Deutlich zu erkennen ist eine Verschiebung der Eintrittszeiten der Temperaturmaxima mit zunehmender Tiefe.

Infolge der ansteigenden Windgeschwindigkeit und der damit erhöhten Verdunstung und Durchmischung wird die Wärmebilanz negativ (Wärmeverlust des Wassers). Die einsetzende Vertikalkonvektion macht die Deckschicht homogen. Insgesamt ist die Wärmebilanz für diesen Tag positiv.

Die Form des Tagesganges wird wesentlich durch die meteorologischen Verhältnisse bestimmt. Am 15. 6. 1968 beschränkt sich das Eindringen des Tagesganges wegen der geringen Windgeschwindigkeit und damit schwacher Vermischung weitgehend auf eine oberflächennahe Schicht von etwa 2 m Dicke. Die Folge der geringen Eindringtiefe ist ein Wärmestau in der Deckschicht. Begrenzt wird die vom Tagesgang beherrschte Schicht nach unten meist durch eine sich im Tagesrhythmus auf- und abbauende Sprungschicht. Oft reichen die Vertikalkonvektion bzw. die turbulente Vermischung in der Auskühlungsphyse jedoch nicht aus, diese Übergangssprungschicht wieder vollständig abzubauen, so daß es allmählich zur Bildung der jahreszeitlichen Sprungschicht kommt. Schwankungen mit einer Periode kürzer als 24 Stunden, die wahrscheinlich durch interne Wellen hervorgerufen werden, sind in den Diagrammen zu erkennen, sollen aber hier nicht untersucht werden (KRAUSS, MAGAARD, 1961). Schwankungen mit Perioden, die kürzer als 2 Stunden sind, können durch die Isothermendiagramme nicht wiedergegeben werden.

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 18)

- Abb. 24: Zeitliche Änderung des Salzgehaltes in ausgewählten Tiefen während der Meßdauer aufgrund von Schöpferwerten
Abb. 25: Beispiel für die nächtliche Temperaturerhöhung durch Warmwasseradvektion
Abb. 26: Schematisches Bodenprofil an der Meßstelle und mögliche Dichteverteilung als Folge einer Erwärmung von der Atmosphäre

Eine typische Erscheinung in der Temperaturschichtung im Untersuchungsgebiet soll hier nicht diskutiert werden. Häufig ließ sich gegen Abend ein plötzlicher Wärmeanstieg in der Oberflächenschicht beobachten, obwohl die abendliche Abkühlung bereits eingesetzt hatte (Abb. 25). Die Ursache für den Temperaturanstieg ist offenbar eine Warmwasseradvektion, die meist gegen 19⁰⁰ Uhr einsetzt, gelegentlich aber auch später beobachtet wird. Die typische Dicke der warmen Deckschicht ist 1,5 m, erreicht aber in Ausnahmefällen 2,3 m. Ein maximaler Temperaturanstieg von 2,5° C wurde festgestellt, während der Mittelwert der beobachteten Temperaturdifferenzen bei 0,85° C liegt. Dieser Vorgang bleibt auf Tage mit besonders starker Erwärmung von der Atmosphäre beschränkt. Der sehr rasche Temperaturanstieg läßt auf eine Temperaturfront schließen. Der Abbau der warmen Deckschicht erfolgt dagegen langsam.

Die Ursache dieser abendlichen Erwärmung dürfte durch folgende Vorgänge bedingt sein: Die in der oberflächennahen Schicht gespeicherte Wärmemenge wird durch die turbulente vertikale Wärmeleitung über die gesamte Wassersäule verteilt. Im flachen Teil des in Abb. 26 schematisch dargestellten Küstenprofils bleibt die aufgenommene Wärme infolge der geringen Wärmeleitfähigkeit des Bodens auf eine dünne Wasserschicht beschränkt. Es kommt hier zu einem Wärmestau mit einem erheblich größeren Temperaturanstieg als im tieferen Wasser. Es stellt sich neben einem Temperaturgefälle zur Tiefe ein horizontales Temperaturgefälle zum tiefen Wasser ein. Die Größe des sich aufbauenden horizontalen Temperaturunterschiedes ist bei auflandigem Wind größer als bei ablandigem. Die zugehörige Dichteverteilung ist in Abb. 26 schematisch wiedergegeben.

Die resultierenden Druckkräfte bewirken ein Zirkulationssystem der angegebenen Form. Nach Einsetzen der Abkühlung über dem tiefen Wasser durch die Atmosphäre in den Abendstunden erfolgt ein verstärkter Transport von warmem Oberflächenwasser vom flachen zum tiefen Bereich und bewirkt damit ein Temperaturmaximum am Beobachtungsort.

Schlußbemerkung

Ich danke Herrn Prof. Dr. G. Dietrich und Herrn Prof. Dr. G. Siedler für die Anregungen zu dieser Arbeit und den Mitarbeitern der Abteilung für Meeresphysik des Instituts für Meereskunde für die Unterstützung bei der Geräteentwicklung und bei den Messungen. Bedanken möchte ich mich bei Herrn K. Stein von der Erprobungsstelle 71 der Bundeswehr in Eckernförde und bei Herrn Hedrich vom Deutschen Hydrographischen Institut Hamburg, die mir freundlicherweise ihr unveröffentlichtes Datenmaterial zur Verfügung gestellt haben. Allen, die mir Unterstützung gewährten und meiner Arbeit Interesse und Verständnis entgegenbrachten, danke ich aufrichtig.

Die vorliegende Untersuchung wurde mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt.

Literaturverzeichnis

- DIETRICH, G. (1953): Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern. Dt. Hydrograph. Zeitschr. 6, 49—64. — DIETRICH, G. (1950): Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresf. 7, 35—69. — DIETRICH, G. und SIEDLER, G. (1963): Ein neuer Dauerstrommesser. Kieler Meeresf. 19, 3—7. — GEYER, D. (1965): Eigenschwingungen und Erneuerung des Wassers in der Eckernförder Bucht unter besonderer Berücksichtigung der Sturmlage vom 5.—6. Dezember 1961. Kieler Meeresf. 21, 33—54. — HINKELMANN, H. (1956): Ein Gerät zur Schnellregistrierung des Druckes, der Temperatur und des Salzgehaltes für Anwendungen in der Ozeanographie. Kieler Meeresf. 12 (2), 200—201. — HINZPETER, H. (1967): Tagesperiodische Änderungen der Lufttemperatur über dem Meer. Habilitationsschrift, Kiel. — JENSEN, J. (1940): The influence of the currents in the Danish waters on the surface temperature in winter, and on the winter temperature of the air. Medd. fra Komm. for Danmark Fisk.- og Havundersøgelser, Ser. Hydrogr. 3 (2), 3—52. — KRAUSE, G. und SIEDLER, G. (1964): Ein System zur kontinuierlichen Messung physikalischer Größen im Meer. Kieler Meeresf. 20 (2), 130—135. — KRAUSS, W. und MAGAARD, L. (1961): Zum Spektrum der internen Wellen der Ostsee. Kieler Meeresf. 17, 137—147. — KRUG, J. (1963): Erneuerung des Wassers in der Kieler Bucht im Verlauf eines Jahres am Beispiel 1960/61. Kieler Meeresf. 19, 158 bis 174. — SIEDLER, G. und KRAUSE, G. (1964): An Anchored Vertically Moving Instrument and its Application as Parameter Follower. Transactions of the 1964 Buoy Technology Symposium Marine Technology Society, Washington D. C. 483—488. — STEIN, K. (1968): unveröffentlicht. — WATTENBERG, H. (1941): Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydrogr. und marit. Meteor. 69. — WATTENBERG, H. (1940): Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom- und Wetterlage. Kieler Meeresf. 6, 17—30.