

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.

Aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel.

Hydrographische Untersuchungen zum Abwasserproblem in den Buchten und Förden der Ostseeküste Schleswig-Holsteins*)

Von Rudolf KÄNDLER.

Die Gesunderhaltung unserer Gewässer ist im Hinblick auf ihre ständig zunehmende Verwendung als Vorfluter für industrielle und häusliche Abwässer ein dringendes Anliegen der Allgemeinheit, auf dessen Bedeutung nicht nur durch zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen und Gutachten, sondern auch in der Öffentlichkeit durch Kongresse, Abhandlungen und Vorträge in Presse und Rundfunk hingewiesen wird, da durch die Verunreinigung der Seen und Fließgewässer die Beschaffung ausreichender Mengen einwandfreien Trink- und Brauchwassers in Frage gestellt ist. Diesen den Binnengewässern drohenden Gefahren gegenüber braucht man bei der Einleitung von Abwässern ins Meer weit weniger Bedenken zu haben, sofern dies an offener, dem Wellenschlag ausgesetzter Küste und in angemessener Entfernung von Badeplätzen erfolgt. Nur selten liegen jedoch die Verhältnisse so günstig wie bei Bülk am Eingang der Kieler Förde, wo sich der größte Teil der Abwässer Kiels in die offene Ostsee ergießt und rasch verdünnt, abgebaut und infolge der großen Selbstreinigungskraft des Wassers unschädlich gemacht wird. Wesentlich ungünstiger gestalten sich die Bedingungen in den Buchten und Förden der Ostsee, da hier Abbau und Abtransport des eingeleiteten Abwassers von der Intensität der Wassererneuerung abhängen, die wiederum von der Dichteschichtung und den meteorologisch gesteuerten Wasserstandsschwankungen beeinflusst wird. Damit gewinnt das Abwasserproblem im Küstengebiet der Ostsee — und ganz allgemein ähnlich gearteter Meere — eine besondere Gestalt und wird zu einem Teilproblem der hydrographischen Forschung. Die Buchten und Förden der Ostküste Schleswig-Holsteins sind z. T. ertragreiche Fischereigebiete; in ihnen laicht im Frühjahr der Ostseehering in großen Schwärmen, und der hier erzeugte Nachwuchs füllt später dem Ostseefischer die Netze. Mit der Reinerhaltung der Laichplätze und Fanggründe stehen also auch erhebliche wirtschaftliche Interessen auf dem Spiel, von dem ideellen Wert dieser für Segelsport und Erholung so überaus reizvollen Gewässer ganz zu schweigen.

So waren denn auch die Fischsterben in der Untertrave im Frühjahr 1948 und 1949 und die Klagen über den Rückgang der Fischereierträge des Windebyer Noors bei Eckernförde die Anlässe dafür, daß Aufsichtsbehörden des Bundes bzw. der betreffenden Städte an das Institut für Meereskunde mit der Bitte herantraten, durch eingehende hydrographisch-chemische Untersuchungen dieser Gewässer einen Beitrag zum Abwasserproblem zu liefern. Die Durchführung dieser systematischen Arbeiten, für die das Wasser- und Schiffsamt Lübeck hinsichtlich der Untertrave und der Magistrat der Stadt Eckernförde hinsichtlich des Windebyer Noors zusätzliche Mittel zur Verfügung stellten, wurde der Fischereiwissenschaftlichen Abteilung des Instituts übertragen**). Hierdurch ergab sich die Möglich-

*) Herrn Prof. Dr. A. THIENEMANN zum 70. Geburtstag gewidmet.

***) Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. M. LUHMANN, Fr. E. KREY und meinen Studenten, besonders den Herren cand. W. PIRWITZ, G. KÜHLMORGEN und W. BRANDHORST, für ihre Mitarbeit meinen herzlichsten Dank aussprechen.

keit, durch terminmäßig über wenigstens ein Jahr fortgeführte Untersuchungen einen Einblick in die örtlichen und jahreszeitlichen Veränderungen der Wasserbeschaffenheit unter der Einwirkung von Abwässern zu gewinnen. Später wurden im Rahmen von Terminbeobachtungen des Instituts für Meereskunde auch die Kieler Förde und die Schlei in die Betrachtung einbezogen. Das damit in Angriff genommene Arbeitsgebiet ist recht umfangreich, müßten sich doch die Untersuchungen, um die Gesamtheit der Vorgänge zu erfassen und kausal zu verknüpfen, auf den ganzen Umkreis der abiotischen und biotischen Faktoren erstrecken, die ein unter Abwassereinfluß stehendes Gewässer kennzeichnen. Die Bevorzugung chemischer Untersuchungsmethoden zu Beginn derartiger Untersuchungen entsprang der Erwägung, daß durch sie rasch und methodisch zuverlässig ein Überblick über die besondere Situation eines Gewässers erhalten werden kann. Die chemische Beschaffenheit des Wassers als Ausgangspunkt der Betrachtungen und weiterer auch biologisch ausgerichteter Untersuchungen zu wählen, erscheint durchaus sinnvoll, da sie ein Ausdruck der Lebensmöglichkeiten in dem Gewässer ist und auf seine Lebewelt einwirkt bzw. von ihr beeinflußt wird.

An der Ostküste Schleswig-Holsteins finden wir drei Großstädte: F l e n s b u r g (100 000 Einwohner*), am inneren Ende der langgestreckten gleichnamigen Förde, die Landeshauptstadt K i e l (260 000 Einwohner), am Südende der relativ kurzen, in der Mitte verengten und breit in die Ostsee ausmündenden Kieler Förde, und L ü b e c k (235 000 Einwohner) an der Untertrave, einer langgestreckten fjordartigen Flußmündung. Hier finden wir auch eine der größten Industrieanlagen des Landes, das Hochofenwerk Herrenwyk. Am inneren Ende der Schlei, eines 40 km tief ins Land eindringenden Fjordes mit seenartigen Verbreiterungen, liegt S c h l e s w i g (35 000 Einwohner), in der Nordwestecke der breiten Eckernförder Bucht die Stadt E c k e r n f ö r d e (22 000 Einwohner). Alle diese Städte schicken den größten Teil ihrer industriellen und häuslichen Abwässer in mehr oder weniger vorgereinigtem Zustande in die anliegenden Gewässer, diese als Vorfluter benutzend, mit Ausnahme Kiels, das die Hauptmenge seiner Abwässer mittels einer langen, bis zur offenen Seeküste geführten Sammelleitung bei Bülk in die freie Ostsee entläßt, während nur ein geringer Teil vom Ostufer der Förde in den Kieler Hafen, den inneren Abschnitt der Förde, gelangt.

Man darf annehmen, daß die Industrieabwässer in Kläranlagen weitgehend von Giften und anderen schädlichen Stoffen befreit werden. Bei aller Verschiedenartigkeit infolge ihrer mannigfachen Herkunft sind alle Abwässer, besonders aber die häuslichen, reich an organischen Stoffen. Diese werden im Vorfluter durch die in den Verschmutzungszone sich massenhaft entwickelnden Mikroorganismen fermentativ und unter Verbrauch des im Wasser gelösten Sauerstoffes abgebaut, oxydiert, mineralisiert. Als organische E n d p r o d u k t e entstehen hierbei in erster Linie Wasser und Kohlensäure, beim Abbau von Harnstoff, Eiweiß und ähnlichen Stoffen außerdem Stickstoffverbindungen, Sulfate und Phosphate. Erfolgt die Eiweißzersetzung unter Luftabschluß, etwa nach Verbrauch allen im Wasser gelösten Sauerstoffes, so tritt als Zwischenprodukt u. a. der giftige Schwefelwasserstoff auf. Das Ausmaß der biologischen Selbstreinigung eines Gewässers hängt nun von vielen Faktoren ab, insbesondere von dem Verdünnungsgrad des zugeführten Abwassers und damit von der verfügbaren Sauerstoffmenge. Danach berechnet man die Abwasserlast, die man ihm zumuten kann, wobei man sich vor allem von dem folgenden Gesichtspunkt leiten läßt: Das ein-

*) nach: Handbuch für Schleswig-Holstein 1953.

geleitete Abwasser muß im Vorfluter so stark verdünnt werden, daß ein Teil des im Wasser vorhandenen Sauerstoffes ausreicht, um die zugeführten organischen Stoffe zu oxydieren, ohne daß eine zu starke Sauerstoffzehrung mit Fäulniserscheinungen und Geruchsbelästigung auftritt. Doch bei einem tieferen Gewässer, vor allem bei stärkerer Schichtung infolge thermischer oder haliner Unterschiede, täuscht die oberflächliche Betrachtung oft über den dem Blick verborgenen üblen Zustand des Bodenwassers. Deshalb darf man sich bei der Begutachtung von brackigen Küstengewässern nicht mit Wasserproben aus der Oberschicht begnügen, sondern muß in Serienbestimmungen den Zustand der ganzen Wassersäule von der Oberfläche bis zum Boden erfassen.

Bislang hat man sich meist zu wenig Gedanken über die Folgen gemacht, die eintreten, wenn die mineralisierten Abbauprodukte der im Abwasser enthaltenen organischen Stoffe nicht ständig weggeschafft werden, sondern sich im Vorfluter anreichern, wie es notwendig der Fall sein muß, wenn man als solchen nicht ein Fließgewässer, sondern einen See mit relativ geringem oder gar fehlendem Durchfluß benutzt. Es ist dabei eine Anreicherung des Wassers mit Stickstoff- und Phosphatverbindungen zu erwarten, was gleichbedeutend mit einer Düngung ist und zu einer starken Eutrophierung des Sees führen muß. Diese hat in tiefen Seen während der warmen Jahreszeit eine Verödung der tieferen Wasserschichten infolge starker Sauerstoffzehrung durch das absinkende abgestorbene Plankton zur Folge. Einige schweizer und holsteinische Seen, selbst der Bodensee sind hierfür warnende Beispiele (A. THIENEMANN 1951, 1952; W. OHLE 1953). Die Gefahren einer derartigen Hypertrophierung drohen selbst in flachen Brackgewässern wegen der sich hier zuweilen einstellenden Salzgehaltsschichtung.

Damit sind die wichtigsten chemischen Faktoren genannt, denen wir bei der Untersuchung der Küstengewässer, neben Temperatur und Salzgehalt, hinsichtlich der Auswirkung der Abwässer Beachtung schenken müssen: Sauerstoffgehalt (bzw. Sauerstoff-Defizit), pH (als Ausdruck für CO₂-Anreicherung oder -Verbrauch), Gehalt an Phosphat, Ammoniumverbindungen, Nitrit und Nitrat, Sauerstoffzehrung und Oxydierbarkeit (Permanganatverbrauch) zur angenäherten Bestimmung der oxydierbaren organischen Substanz, eventuell Gehalt an Schwefelwasserstoff. Alle Größen sind auf titrimetrischem bzw. kolorimetrischem Wege hinreichend exakt zu bestimmen. Besonderes Gewicht legten wir dabei auf die Bestimmung des gelösten anorganischen Phosphates, während die Ermittlung des Nitratgehaltes bei unseren Serienmessungen zunächst noch zurückgestellt wurde.

Die Salzgehaltsverhältnisse, insbesondere die in den Küstengewässern auftretenden horizontalen und vertikalen Salzgehaltsgradienten sind für unser Problem von entscheidender Bedeutung. Sie zeigen an, wie stark die Windwirkung in das Gewässer eingreift und seine Wassermassen vermischt, und geben eine Vorstellung von dem Grade der Aussüßung durch Süßwasserzufluß und des Zustromes von Salzwasser aus der freien Ostsee. Da die Wasserscheide zwischen Nord- und Ostsee auf dem schleswig-holsteinischen Mittelrücken im allgemeinen nahe der Ostküste verläuft, ist der Süßwasserzufluß zur Ostsee sehr gering. Die insbesondere der Kieler Bucht ihr charakteristisches Gepräge gebende vertikale Salzgehaltsschichtung und die auffällige Zunahme des Oberflächensalzgehaltes von Ost nach West sind ausschließlich eine Folge der exzentrischen Lage der Stromrinne des Großen Beltes und Fehmarnbeltes in der Nordostecke, aus der sich das von Osten abströmende schwachsalzige Ostseewasser und das von Norden über

dem Boden einströmende starksalzige Nordseewasser in die Kieler Bucht ausbreiten. Die dabei beobachteten örtlichen Salzgehaltsschwankungen in der Ober- und Unterschicht werden in recht komplizierter Weise durch das Zusammenspiel der Wind- und Stromverhältnisse und der Wasserstandsänderungen hervorgerufen (WATTENBERG 1941, 1950; KÄNDLER 1951).

Winddrift, Konvektions- oder Dichteströme und vertikale Vermischung spielen auch in den Buchten und Förden der schleswig-holsteinischen Ostküste eine große Rolle und bestimmen, zusammen mit dem Süßwasserzufluß, die Salzgehaltsverteilung und die Ausbreitung sowie den Abtransport der eingeleiteten Abwässer und ihrer Abbauprodukte in die offene See.

1. Flensburger und Kieler Förde.

Wir beginnen zweckmäßig mit der Betrachtung der großen Förden, die mit breiter Öffnung mit dem Meere in Verbindung stehen und sich landeinwärts trichterartig verengen. Sie verdanken wie die ganze Ostsee ihr Relief letzten Endes der Eiszeit und stellen später überflutete festländische Talrinnen dar, die von den Schmelzwässern des weichenden Eises durchströmt wurden. Ihr Boden geht sich allmählich vertiefend in den des offenen Meeres über, dessen Relief ebenfalls infolge der kurzen Zeit der Überflutung noch den festländischen Charakter bewahrt hat. Dadurch hat das salzreiche Bodenwasser ungehindert Zutritt, und die für die Kieler Bucht charakteristische vertikale Salzgehaltsschichtung erstreckt sich bis ins Innere der Förden. Dabei macht sich, wie WATTENBERG in einer nachgelassenen Arbeit (1950) zeigt, die durch die Wetter- und Stromlage bedingte Verlagerung der Beltseefront im Stromgebiet der Belte mit einer gewissen Phasenverschiebung durch Änderung des Oberflächensalzgehaltes im Küstengebiet geltend. Das Vordringen des salzhaltigen Tiefenwassers vom Großen Belt in die Kieler Bucht wird durch die Bodenmorphologie bestimmt (Taf. 9, Abb. 1). Eine stellenweise 30 m tiefe, schmale Rinne führt westwärts zu der breiten Einsenkung zwischen Aerö und Alsen, deren Verlängerung nordwärts der Kleine Belt bildet. Die Flensburger Außenförde hat mit über 30 m Wassertiefe Anschluß an diese Rinne, die sich dann südwärts wendet und längs der Küste, sich etwas verflachend, bis zur Eckernförder Bucht zieht. Auf diesem Wege können beide Förden einen Zustrom starksalzigen Bodenwassers erhalten, und es erhellt hieraus, daß das in die Eckernförder Bucht gelangende Bodenwasser zu gewissen Zeiten bereits stark gealtert ist. Die Kieler Förde hat mit diesem etwas tieferen Rinnensystem keine durchgehende Verbindung und erscheint durch vorgelagerte Bänke und ausgedehnte Flachs (mit maximalen Tiefen von 17 m) etwas stärker abgeriegelt. Deshalb kann nur das diese Flachs überflutende Bodenwasser in die sich maximal bis 20 m absenkende Kieler Außenförde einströmen. Einige Längsschnitte mögen die sich daraus ergebenden Verhältnisse in der Flensburger und Kieler Förde verdeutlichen.

Flensburger Förde, 17. 7. 52 (Taf. 9, Abb. 2): Eine homotherme Oberschicht von 10 m Mächtigkeit erstreckt sich unter allmählicher Zunahme des Salzgehaltes von 16 auf 19 ‰ bis ins Innere der 45 km langen Förde. Das darunter liegende Tiefenwasser ist stark geschichtet, seine Temperatur sinkt bis nahe 7 ° am Boden ab, der Salzgehalt steigt bis 22 ‰ in der Innenförde, bis > 26 ‰ in der Außenförde. Am Verlauf der Isohalinen ist deutlich der Einbruch von Wasser mit > 25 ‰ Salzgehalt unterhalb 20 m zu erkennen, während die Aufbiegung der Isohalinen zur Oberfläche ein Aufquellen von Tiefenwasser am inneren Ende der

Förde anzeigt, eine Folge der damals wehenden westlichen Winde. Der dadurch erzeugte Konvektionsstrom ist für den Wasserwechsel bei ablandigen Winden von größter Bedeutung; er führt Oberflächenwasser heraus und läßt in der Tiefe salzreicheres Wasser nachströmen. Es ist leicht ersichtlich, daß unter diesen Bedingungen die der Innenförde zugeleiteten Abwässer verteilt und allmählich seewärts weggeführt werden, so die Flensburger Förde in ihrer ganzen Ausdehnung eutrophierend. Im einzelnen harren die Verhältnisse noch der eingehenden Untersuchung.

Kieler Förde, 19. 7. 52 (Taf. 9, Abb. 3): Der zwei Tage später aufgenommene Längsschnitt durch die sehr viel kürzere Kieler Förde (17 km) zeigt hinsichtlich der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung die gleichen Merkmale wie der Längsschnitt durch die Flensburger Förde. Der Salzgehalt der Oberschicht ist jedoch um einige ‰ niedriger, und in der Unterschicht erreicht er am Boden der Außenförde nur reichlich 21 ‰, während die Wassertemperatur nur bis auf 9–10 ° am Boden absinkt. Die leichte Schrägstellung der Isohalinen in der Tiefenschicht und die Aufbiegung in der Oberschicht zeigen zusammen mit der Zunahme des Salzgehaltes gegen das Innere eine schwache Konvektionsströmung an, die unter dem Einfluß südwestlicher Winde Oberflächenwasser seewärts führt.

Die Schichtung des Wassers macht sich auch in seinem Sauerstoff- und Phosphatgehalt bemerkbar. Die 10 m mächtige Oberschicht ist sauerstoff-gesättigt (> 9 mg/l) und phosphat-arm ($< 5\text{--}6$ γ /l P). Im Tiefenwasser nimmt der Sauerstoff ab bis 4,6 mg/l (= 48 ‰) im innersten Teil des Hafens, der sich auch durch einen leichten Anstieg des Phosphatgehaltes auf über 20 γ /l P als Zentrum einer allerdings nur mäßigen Verschmutzung durch Abwässer zu erkennen gibt.

Daß die Verhältnisse in der Kieler Förde jedoch nicht immer so günstig liegen, mag der Längsschnitt vom 3. 10. 52 (Taf. 9, Abb. 4) veranschaulichen. Unter dem Einfluß ständig wehender, kräftiger westlicher Winde ist die salzarme Oberschicht aus der Förde hinausgeblasen worden, und diese ist angefüllt mit verhältnismäßig salzreichem, geschichtetem Wasser von 17–20 ‰ und annähernd gleichmäßiger Temperatur. Der Salzgehaltsgradient ist begleitet von einem sehr beachtlichen vertikalen Sauerstoffgradienten, und wiederum erweist sich das Zentrum der Sauerstoffzehrung mit einem Defizit von > 8 mg/l als im inneren Ende der Förde gelegen. Hier erreicht der Phosphatgehalt am Boden > 100 γ /l P, gegen < 10 γ /l im Oberflächenwasser der Außenförde, und die Schrägstellung der Isolinien des Sauerstoff- und besonders des Phosphatgehaltes deuten an, daß sich die Folgen der Abwässereinleitung seewärts ausbreiten. Abnahme des Sauerstoffgehaltes und Zunahme des Phosphatgehaltes gehen Hand in Hand.

Von den seit November 1951 zweimal im Monat durchgeführten Terminuntersuchungen des F.K. „Südfall“ in der Kieler Förde ließen sich noch manche charakteristischen Aufnahmen mitteilen, ihre eingehende Analyse erfordert jedoch noch ein sorgfältiges Studium der Wasserstandsschwankungen und des Witterungsverlaufes, deren Berücksichtigung für das Verständnis und die richtige Deutung der erhaltenen Situationsbilder unerläßlich ist. Aus dem gleichen Grund ist die Fortführung dieser Terminbeobachtungen über einen längeren Zeitraum notwendig, um zuverlässige Schlüsse aus den Ergebnissen ziehen zu können.

2. Die Schlei.

Ein ganz andersartiges Gewässer stellt die Schlei dar, obwohl sie ebenfalls eine eiszeitliche Förde ist und nicht etwa eine erweiterte Flußmündung der Gegenwart darstellt (Taf. 10, Abb. 5). Sie erstreckt sich 40 km tief ins Land, hat z. T. seen-

z. T. flußartigen Charakter, und eigentümlich sind ihr die durch enge Zugänge verbundenen seenartigen Anhängsel, die sog. Noore. Ein nur 5 m tiefes, schmales Fahrwasser führt aus der Ostsee bei Schleimünde in den haffartigen Anfangsteil, und die Fahrrinne hat bis Schleswig lediglich eine Tiefe von 4—5 m, abgesehen von einigen schmalen Strecken, an denen die Strömung größere Tiefen ausgewaschen hat (Rabelsund 13 m, Kappeln 12 m, Arnis 10 m, Missunde 7 m). In den seenartigen Erweiterungen, insbesondere in der Großen und Kleinen Breite bei Schleswig, beträgt die mittlere Tiefe nur etwa 3 m. Allerlei Bäche und Rinnale führen der Schlei Süßwasser zu, doch ist ihr Einzugsgebiet nicht groß. An größeren Zuflüssen ist lediglich die Füsinger Au (Loiter Au) zu nennen, als Laichgewässer für Meerforellen bekannt, die in der Nordostecke der Kleinen Breite einmündet. Die Schlei hat vor etwa 15 Jahren eine umfassende monographische Bearbeitung in fischereilicher, faunistischer und floristischer Hinsicht erfahren (NEUBAUR, JAECKEL u. Mitarbeiter 1935/37), wobei auch die hydrographischen Verhältnisse, lokale Verschmutzungen und gelegentliche Fischsterben erörtert werden. Eingehendere hydrochemische Untersuchungen, aus denen man auf den damaligen Zustand des Gewässers schließen könnte, wurden jedoch nicht vorgenommen. Auch die mitgeteilten hydrologischen Daten — Häufigkeit der Stromlagen, Salzgehalte, Wasserstandsschwankungen — befriedigen nicht recht, da im wesentlichen nur Mittel- und Grenzwerte angegeben sind und die verschiedenen Faktoren nicht miteinander und zu den Wetterlagen in Beziehung gesetzt werden, was doch erst zum Verständnis der Zusammenhänge führt.

Salzgehaltsverhältnisse. Die geringe Tiefe des Fahrwassers in der Enge bei Schleimünde und in der Maasholmer Breite gestattet lediglich Wasser der Oberschicht aus der Ostsee den Zutritt zur Schlei, das salzreichere Tiefenwasser bleibt ausgeschlossen. Dieses Oberflächenwasser, dessen Salzgehalt selten den Betrag von 20 ‰ erreicht oder gar überschreitet (vgl. die Arbeit von H. WITIG in diesem Heft), begegnet dem brackigen Schleiwasser, und die dabei auftretenden Mischungs- und Schichtungsvorgänge werden ausschlaggebend vom Wasserstand und den sich daraus ergebenden Stromlagen bestimmt. Die bis jetzt vorliegenden 6 Aufnahmen zeigen, daß der vertikale Salzgehaltsgradient in der Schlei im allgemeinen gering ist; das Wasser ist, abgesehen von der tieferen Rinne zwischen Maasholm und Arnis, kaum geschichtet. Die zwischen der Oberfläche und dem Boden auftretenden Salzgehaltsdifferenzen betragen selten mehr als 1 ‰, sondern bleiben oft erheblich darunter. Immerhin deuten sie einen über dem Boden einlaufenden Gefällstrom von stärker salzhaltigem Wasser an. Deutlich ist dieser an dem Längsprofil vom 16. 7. 52 (Taf. 9, Abb. 6 a) zu erkennen. Es gibt den Zustand am Ende der einzigen hochsommerlichen Schönwetterperiode dieses Sommers wieder, während der sich Dichteströme in der Schlei eingestellt haben. Der Raum zwischen Schleimünde und Kappeln ist ganz von Ostseewasser (15—16 ‰) erfüllt, das als Bodenstrom unter Verminderung seines Salzgehaltes bis Missunde wahrnehmbar ist, während das Schleiwasser mit einem Salzgehalt von 6—7,5 ‰ in der Kleinen und Großen Breite unter langsamer Salzgehaltszunahme seewärts abfließt. Im Gegensatz hierzu zeigt das Profil vom 29. 10. 52 (Taf. 9, Abb. 6 b) nach langanhaltenden Westwinden die Schlei mit Brackwasser von 4—5 ‰ (bei Schleswig) bis 12 ‰ (zwischen Maasholm und Schleimünde) angefüllt. Lediglich im Rabelsund lagert noch vom vorhergehenden Einstrom unterhalb 6 m Wasser von 12—16 ‰. Aus der Ausgangspforte bei Schleimünde strömt das Schleiwasser und mischt sich hier mit dem Ostseewasser, wie die vertikale Scharung der Isohalinen dartut.

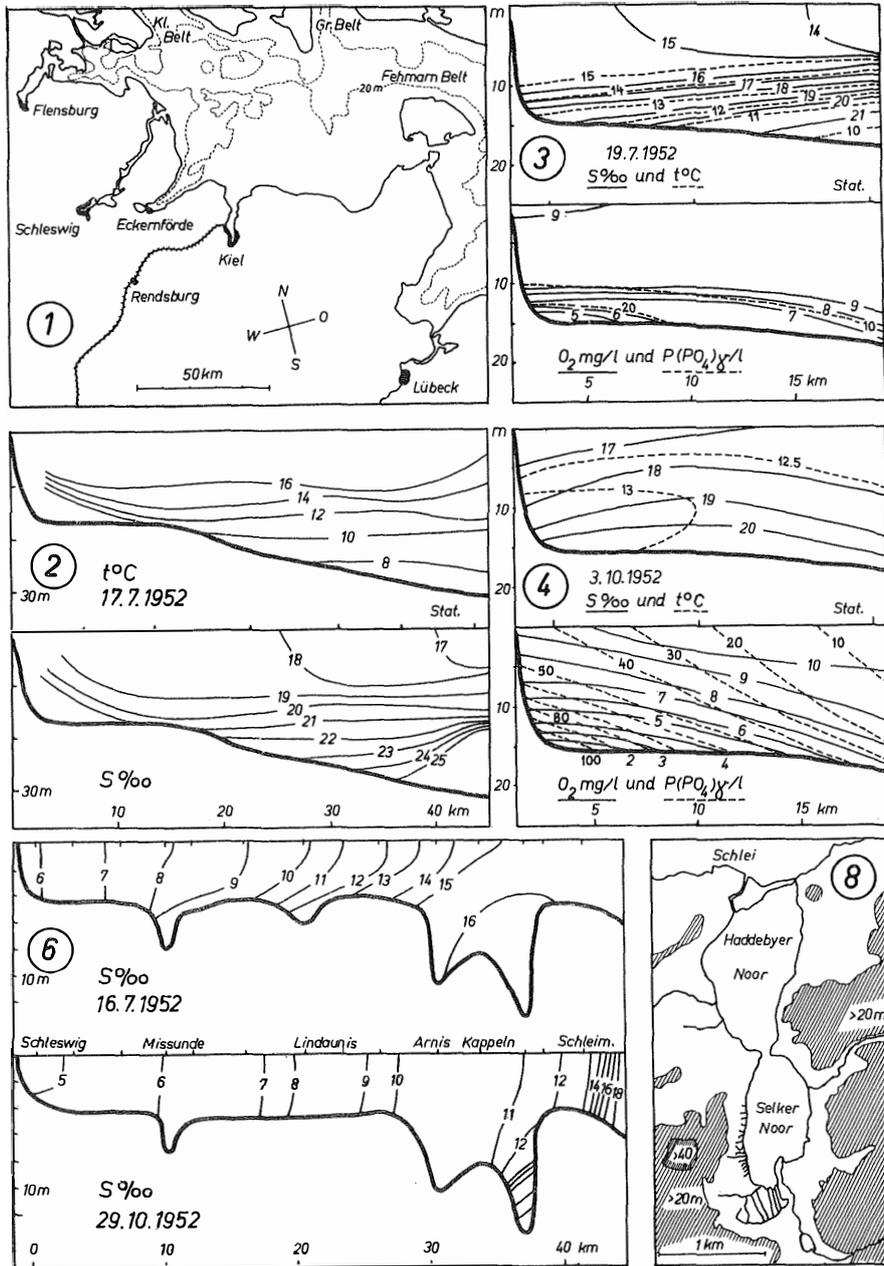
Auf einer Strecke von 40 km von Schleimünde bis Schleswig wird also der Salzgehalt etwa auf ein Drittel herabgesetzt, woraus man schließen darf, daß der Süßwasserzufluß nicht sehr beträchtlich ist. Der Wasserwechsel beruht im wesentlichen auf den häufigen Niveauänderungen, die nicht nur durch die örtlichen Winde, sondern auch sehr erheblich durch die windbedingten Wasserstandsschwankungen der Ostsee selbst hervorgerufen werden. Wenn der Wasserstand bei Schleswig und Schleimünde innerhalb weniger Tage um 0,5—1,5 m, maximal um 2 m schwanken kann (nach den von NEUBAUER und JAECKEL mitgeteilten Pegelmessungen), so erhellt daraus, welche Wassermengen einesteils in der Schlei gestaut, andererseits weg zur Ostsee geführt werden können. Über den Umfang dieses Wassertransportes können noch keine genauen Angaben gemacht werden, da die hierfür notwendigen Unterlagen noch beschafft werden müssen. Immerhin geben die folgenden Ausführungen über die chemische Beschaffenheit des Schleiwassers Anhaltspunkte für den seewärts erfolgenden Abtransport.

Auswirkung der Abwässer im Raum von Schleswig. Jedem, der im Frühjahr und Sommer die Schlei befährt, fällt die grüne Farbe des Schleiwassers auf, und selbst ein geschöpftes Glas Wasser läßt diese Eigenfarbe deutlich erkennen. Sie verstärkt sich landeinwärts immer mehr und wird durch eine enorme Entwicklung einzelliger Planktonalgen vor allem aus der Gruppe der Cyanophyceen hervorgerufen. Diese Wasserblüte ist eine unmittelbare Folge des reichen Gehaltes des Schleiwassers an Nährsalzen. Sie setzt bereits im zeitigen Frühjahr ein und führt infolge der regen Assimilationstätigkeit zu einem starken Verbrauch der im Wasser gelösten und chemisch gebundenen Kohlensäure, demgemäß zu einem Anstieg des pH über 9 (maximal 9,3) und im Zusammenhang damit zu einer Übersättigung des Wassers mit Sauerstoff, bis 130—140% im Mai und Juni 1952. Bis zu welchem Grade ein Ausgleich mit der Atmosphäre erfolgen kann, hängt naturgemäß wesentlich von den Witterungsverhältnissen ab; der vorwiegend kühle, regnerische und windige Sommer 1952 hat sich in mancher Hinsicht mäßigend auf die Assimilations- und Dissimilationsvorgänge im Wasser ausgewirkt.

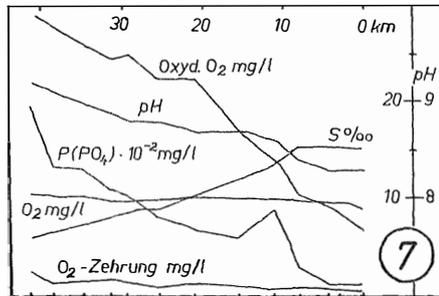
Diese starke Sauerstoffproduktion ermöglicht es, den hohen Sauerstoffbedarf, den der Abbau der durch eine Anzahl Entwässerungssiele der Schlei zugeführten, kaum vorgereinigten Haushaltsabwässer Schleswigs erfordert, zu decken. Zu einem nennenswerten Sauerstoff-Defizit oder gar zu Fäulniserscheinungen kam es im Sommer 1952 nicht, lediglich in näherer Umgebung der Sieleinlässe und in dem Bodenwasser, das mit dem am Boden lagernden Faulschlamm in engem Kontakt stand, wurden zuweilen niedrige Sauerstoffwerte festgestellt, die aber nur ausnahmsweise unter 50% heruntergingen. Allerdings hielten wir uns bei diesen am Nordufer zwischen dem Gaswerk und dem Klensbyer Noor mit einem Boot

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 9).

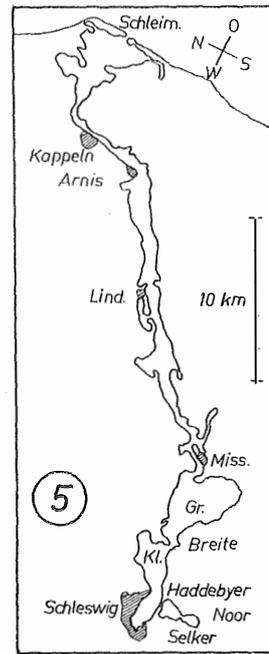
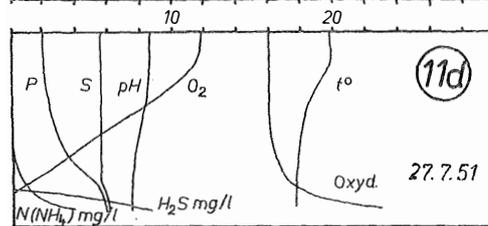
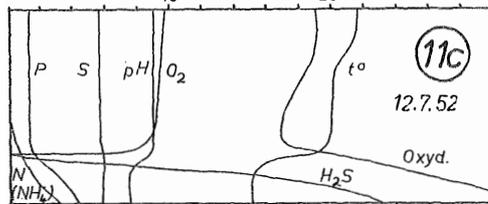
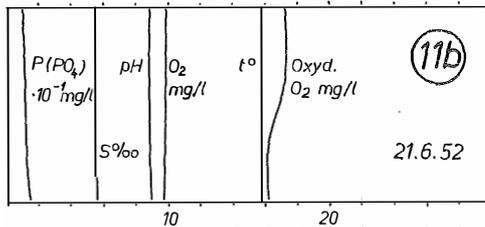
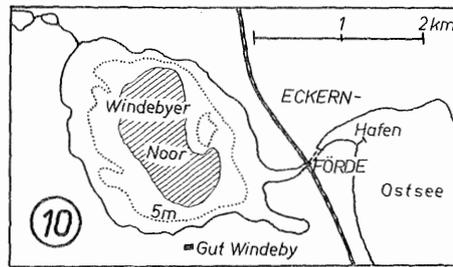
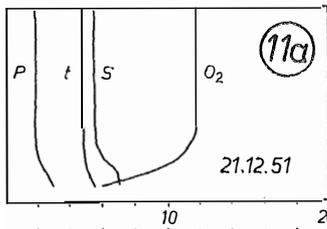
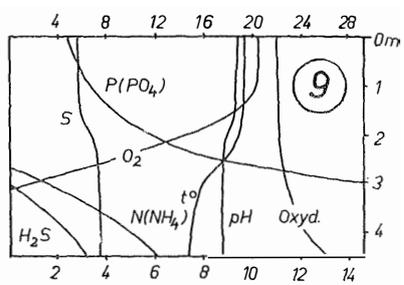
- Abb. 1: Ostküste Schleswig-Holsteins.
Abb. 2: Verteilung von Temperatur und Salzgehalt in Längsschnitten durch die Flensburger Förde am 17. 7. 1952.
Abb. 3—4: Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und Phosphat in Längsschnitten durch die Kieler Förde am 19. 7. 1952 (Abb. 3) und 31. 10. 1952 (Abb. 4).
Abb. 6: Verteilung des Salzgehaltes in Längsschnitten durch die Schlei am 16. 7. 1952 (a) und 29. 10. 1952 (b).
Abb. 8: Haddebyer und Selker Noor.



Tafel 9



Schl. Miss. Lind. Arnis Schl.m.



Tafel 10

durchgeführten Untersuchungen am 15. 5. 1952 um etwa 50 m von den Hauptverschmutzungszonen fern. Bei den weiteren Untersuchungsfahrten beschränkten wir uns auf Beobachtungsstationen im Fahrwasser, um vor allem die Fernwirkung der Abwässer im offenen Wasser der Schlei zu klären.

Die Sauerstoffzehrung des Schleiwassers ist recht groß, sie beträgt für das offene Wasser der Großen und Kleinen Breite 1.4—3.0 mg/l (in 24 Std.), was etwa 15—30% des normalen Sauerstoffgehaltes des Wassers entspricht. Im Uferbereich Schlesiens liegen die Mitte Mai ermittelten Zehrwerte noch erheblich höher und erreichen zwischen Altstadt und Gaswerk 4.4—5.8 mg/l. Da auch von dem an organischen Stoffen reichen Bodenschlamm eine starke Sauerstoffzehrung ausgeht, ist es verständlich, daß in warmen, windstillen Sommern infolge gesteigerten Sauerstoffverbrauchs bei den Abbauvorgängen ein größeres Sauerstoffdefizit mit allen üblen Folgen für die Lebewelt der Schlei auftreten kann.

Der starken Sauerstoffzehrung entsprechend ist auch die Oxydierbarkeit des — unfiltrierten — Schleiwassers recht groß. Die Werte liegen für die Kleine und Große Breite zwischen 18 und 30 mg/l Sauerstoffverbrauch, wobei sich ein jahreszeitlicher Gang zeigt mit geringeren Werten im Frühjahr und Herbst und Höchstwerten im Sommer infolge des hohen Planktongehaltes (40—43 mg/l Trockenplankton). In der Uferzone Schlesiens im Bereich der Sielmündungen und gelegentlich auch im Bodenwasser steigen die Oxydationswerte auf 40—45 mg/l Sauerstoffverbrauch an. Das sind außerordentlich hohe Beträge, wenn man bedenkt, daß das Seewasser der offenen Ostsee nur 5 mg/l und weniger verbraucht. Zur Oxydation der im Schleiwasser vorhandenen vorwiegend organischen Stoffe ist also das 1½—4fache des normalen Sauerstoffgehaltes des Wassers (im Gleichgewicht mit der Atmosphäre) erforderlich.

In welchem Maße sich das gelöste anorganische Phosphat — als ein Endprodukt der Mineralisation organischer Stoffe aus den Abwässern — im Schleiwasser im Laufe des Sommers trotz der Planktonwucherung, die ja gelöstes Phosphat verbraucht und im Organismus festlegt, anreichert, mögen die folgenden in der Großen und Kleinen Breite ermittelten Werte dartun (in mg/l P): Mai

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 10).

- Abb. 5: Die Schlei.
 Abb. 7: Veränderungen einiger chemischer Faktoren in der Schlei in 2 m Tiefe von Schleswig bis Schleimünde am 16. 7. 1952.
 Abb. 9: Vertikale Verteilung einiger chemischer Faktoren im Selker Noor am 4. 7. 1952.
 oberer Maßstab: Temperatur °C, Oxydierbarkeit mg/l O₂; Phosphat 10⁻² mg/l.
 unterer Maßstab: Salzgehalt ‰, pH, Sauerstoff mg/l, Schwefelwasserstoff mg/l, Ammoniak-Stickstoff 10⁻¹ mg/l.
 Abb. 10: Das Windebyer Noor bei Eckernförde schraffiert: am 28. 6. 1951 mit Schwefelwasserstoff verseuchtes Bodenwasser.
 Abb. 11: Vertikale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, pH, Sauerstoff, Schwefelwasserstoff, Phosphat, Ammoniak-Stickstoff und Oxydierbarkeit im Windebyer Noor (Tiefe 12 m)
 (a) thermohaline Schichtung im Winter (21. 12. 1951)
 (b) Zustand der Vollzirkulation (21. 6. 1952)
 (c) sommerliche Teilzirkulation mit Sprungschicht (12. 7. 1952)
 (d) Sommerstagnation (27. 7. 1951)

0.01—0.02, Juni 0.05—0.08, Juli 0.13, August 0.20. Gegen den Herbst findet wieder eine Abnahme statt; Ende Oktober werden nur noch 0.03—0.04 mg/l P vorgefunden. Diese eigenartige jahreszeitliche Schwankung des Phosphatgehaltes des Schleiwassers bedarf noch der näheren Aufklärung.

Neben dem gelösten anorganischen Phosphat liegt noch wenigstens eine ebenso große Menge Phosphor in organischer Bindung, gelöst oder geformt, vor. Erst die Summe beider, der Gesamt-Phosphorgehalt, gibt eine zuverlässige Vorstellung von der Fruchtbarkeit des Schleiwassers. Er wurde erstmalig bei der Fahrt im August bestimmt. In der oberen Schlei beträgt er 0.36—0.45 mg/l und sinkt bis Ende Oktober auf 0.09 ab, zugleich fällt das pH auf den nahezu normalen Wert 8.1.

Der Abtransport der Abbauprodukte seewärts. Daß die abnorme Beschaffenheit des Wassers der oberen Schlei in erster Linie auf die Einleitung von Abwässern zurückzuführen ist, geht einwandfrei aus den Befunden hervor, die während der 6 Untersuchungsfahrten von Mai bis Oktober 1952 in der Schlei bis zur Ausmündung in die Ostsee erhalten wurden. Als Beispiel sind in Abb. 7 (Taf. 10) die Analysenergebnisse der am 16. 7. 1952 in 2 m Wassertiefe geschöpften Wasserproben graphisch dargestellt. Schleiabwärts, mit zunehmender Entfernung von Schleswig und Annäherung an die Ostsee, sinken pH, Sauerstoffzehrung, Oxydierbarkeit und Phosphatgehalt etwa im selben Maße, wie der Salzgehalt zunimmt, also entsprechend der Beimengung von Ostseewasser. Ein vorübergehender Wiederanstieg des einen oder anderen Wertes ist durch weitere, aber wesentlich geringfügigere Abwasserinjektionen aus größeren Ortschaften (Lindaunis, Arnis, Kappeln) zu erklären.

3. Das Haddebyer und Selker Noor.

Gegenüber von Schleswig, am Südufer des innersten Zipfels der Schlei, öffnet sich eine schmale Straßenbrücke, durch die man in das Haddebyer Noor gelangt; an dieses wiederum schließt sich, durch eine reetbestandene Landzunge mit engem Durchlaß getrennt, das Selker Noor an (Taf. 9, Abb. 8). Beide stellen gewissermaßen eine Verlängerung der Schlei dar, mit der sie je nach deren Wasserstand in wechselseitigem Wasseraustausch stehen. Durch einen bachähnlichen, gewundenen Wasserarm kann brackisches Schleiwasser ins Haddebyer und aus diesem ins Selker Noor einströmen, die ihrerseits von den umliegenden Erhebungen Süßwasserzufluß erhalten, und umgekehrt entwässern beide in die Schlei. Der Salzgehalt ist infolgedessen noch weiter verringert.

Bei unserem ersten Besuch am 15. 5. 1952 waren wir aufs äußerste überrascht, im Bodenwasser des maximal nur 4.5 m tiefen Selker Noors Schwefelwasserstoff festzustellen. Die eingehende Untersuchung des Sees am 4. 7. 1952, gemeinsam mit Herrn Reg.-Fischereirat Dr. NEUHAUS mittels eines von der Holmer Fischerzunft zur Verfügung gestellten Bootes ergibt die nähere Aufklärung dieses erstaunlichen Befundes (Taf. 10, Abb. 9). Das Wasser im Selker Noor ist deutlich geschichtet und zeigt eine Salzgehaltszunahme von 2.9 ‰ an der Oberfläche auf, 3.8 ‰ über dem Boden. Ein vertikaler Gradient von rd. 1 ‰ bei 4—5 m Wassertiefe mag unbedeutend erscheinen, zusammen mit dem gleichzeitig vorhandenen Temperaturgradienten von fast 5 ° gewinnt er jedoch erhöhte Bedeutung. Die Dichteschichtung hat offensichtlich eine so große Stabilität, daß sie den zu jener Zeit wehenden mäßigen bis frischen Winden standhält. Das kühlere, salzreichere Bodenwasser ist bereits vor längerer Zeit, schätzungsweise Anfang Mai, aus dem Haddebyer Noor eingeströmt und hat sich unter das salzärmere, leichtere Wasser

des Selker Noors gelagert, seine ursprüngliche Temperatur, die es als Oberflächenwasser im Haddebyer Noor hatte, bewahrend. Die das Noor umgebenden Anhöhen und Wälder schirmen offenbar die Winde soweit ab, daß ihre Wirkung damals nicht ausreichte, um das Wasser bis zum Grunde zu durchmischen. Die Folgen dieser längere Zeit anhaltenden Stagnation des Bodenwassers sind infolge seines engen Kontaktes mit dem den Boden in dicker Schicht bedeckenden Faulschlamm völliger Sauerstoffschwund ab 3 m und Auftreten von Schwefelwasserstoff (bis 2.2 mg/l). Nur die oberste Wasserschicht von 1.5—2 m Mächtigkeit ist ausreichend mit Sauerstoff versorgt, und die hohen pH-Werte an der Oberfläche (9.4) zeugen von der regen Assimilationstätigkeit des Planktons. Auch das pH des schwefelwasserstoffhaltigen Wassers ist mit 8.8 noch recht hoch. Dieses Bodenwasser hat alle Merkmale eines typischen Faulwassers: hohen Gehalt an gelöstem anorganischem Phosphat (0.26—0.37 mg/l P), an Ammoniumverbindungen (bis 0.5 mg/l N), hohe Oxydationswerte (26 mg/l O₂). In der Oberschicht ist Ammonium nicht nachweisbar, der Phosphatgehalt relativ gering (0.05—0.07 mg/l).

Bei diesen Fäulniserscheinungen im Selker Noor handelt es sich fraglos um eine sekundäre Fernwirkung der Abwässer Schleswigs, und zwar ihrer bereits mineralisierten Abbauprodukte, die mit dem Schleiwasser (0.25 mg/l P) über das Haddebyer Noor (0.17 mg/l P) hierher gelangen und eine enorme Entwicklung des Phytoplanktons und damit auch des Zooplanktons verursachen. Dieses sinkt abgestorben zu Boden und bildet einen weichen, an organischen Stoffen und Sulfiden reichen Faulschlamm; insofern unterscheiden sich die Verhältnisse in beiden Nooren nicht grundsätzlich von denen in der oberen Schlei. Während aber in der oberen Schlei und im Haddebyer Noor, die beide dem Zugriff des Windes offen liegen, eine ständige Vollzirkulation eine Dichteschichtung des Wassers weitgehend verhindert (Salzgehalt im Haddebyer Noor zwischen 4.6 und 5.3 schwankend, bei einem maximalen vertikalen Gradienten von 0.2 ‰ von 0 bis 3.5 m), kann sich in dem geschützt liegenden und um 1 m tieferen Selker Noor für so lange Zeit eine stabile Dichteschichtung einstellen, daß die vom Faulschlamm ausgehende Fäulnis eine anaerobe Zone entstehen läßt, in der alles höhere Leben erlischt. Allerdings ist dieser Zustand nicht von Dauer; Anfang Juli 1952 sind die Verhältnisse bereits wesentlich besser als am 15. Mai. Damals enthielt das Bodenwasser in 4 m 0.58 mg/l P und 1.5 mg/l Ammoniak-Stickstoff. Bei erneuter Überprüfung am 12. 9. ist das Faulwasser verschwunden und kaum noch eine Schichtung vorhanden. Das Wasser ist bis in 4 m Tiefe mit Sauerstoff übersättigt und die Sauerstoffzehrung infolge des Planktonreichtums recht groß (2.7—3.5 mg/l).

Eine Anzahl Bodengreiferproben bei den Untersuchungen am 4. 7. 1952 bestätigen unsere Vermutung, daß der Faulschwamm im Selker Noor von 3.5 m Wassertiefe ab keine lebenden Bodentiere beherbergt. Ab 3 m treten vereinzelt Tubificiden und kleine Chironomidenlarven auf, und erst in dem schmalen Ufersaum oberhalb 2 m im feinen Sand ist die Besiedlung reicher. Schlammproben aus dem Haddebyer Noor und der Kleinen Breite fördern große rote Chironomidenlarven zutage.

4. Das Windebyer Noor.

Welche Gefahren einem Gewässer drohen, in dem die Mineralisationsprodukte häuslicher Abwässer sich immer mehr anhäufen und damit zu einer Überproduktion an organischer Substanz infolge starker Planktonblüte führen, zeigt das Windebyer Noor bei Eckernförde, ein etwa 4 km² großer, 10—11 m tiefer See (Taf. 10, Abb. 10). Er stellte ursprünglich den innersten Teil der Eckernförder Bucht dar; die Verbindung mit dieser wurde um 1870 durch den Bau eines Eisen-

bahndamm mit Durchlaß stark eingengt. Jetzt ist das Noor durch einen knapp 2 m tiefen Kanal und einen etwa 1 m unter der Wasseroberfläche mündenden, 200 m langen unterirdischen Tunnel mit dem Hafen verbunden. Ein Schleusentor vor dem Ausgang zum Hafen öffnet sich selbsttätig bei höherem Wasserstand im Noor und schließt sich bei höherem Wasserstand in der Bucht. Dadurch wird jedoch keineswegs der Einstrom von Ostseewasser ins Noor verhindert. Wenn sich das Schleusentor bei Überdruck im Noor öffnet und Noorwasser entläßt, so strömt gleichzeitig im Gegenstrom salzhaltiges Ostseewasser am Boden des Tunnels ins Noor. Andererseits vermag auch das geschlossene Schleusentor, zumal bei höherem Wasserstand im Hafen, nicht den Einstrom von Ostseewasser zu verhindern — wenigstens war dies der Fall bis zu seiner im Dezember erfolgten Überholung. Hierin liegt die Ursache für die erhebliche Verbrackung dieses Sees.

Nach einer ersten Aufnahme des Noors Anfang Mai 1950 wurden die Untersuchungen vom Juni 1951 ab alle 1—2 Monate bis Oktober 1952 durchgeführt. Ihre Ergebnisse vermitteln uns eine recht eingehende Kenntnis der Wasserbeschaffenheit im Wechsel der Jahreszeiten.

Tabelle 1. Salzgehalt im Windebyer Noor, im Kanal und im Hafen von Eckernförde vor der Schleuse, September 1951 bis Oktober 1952.

Datum	12. 9.	24. 11.	21. 12.	26. 1.	29. 2.	8. 4.	22. 4.	24. 5.	21. 6.	12. 7.	13. 8.	6. 10.
Noor, 0 m	5.6	5.5	5.5	5.5	5.6	5.5	5.5	5.6	5.6	5.6		5.7
Kanal 0 m	5.6	7.4	21.7	4.9	5.7	5.5	6.5	8.8	5.6	5.8	5.9	6.0
1.5 m	11.0	14.6	24.7	15.4	17.1	5.8	8.0	12.5	5.6	5.9	5.9	17. 0
Hafen 0 m	5.8		25	23.7	21.7	8.6	15.2	11.9	20.4	9.3	17.7	17.7
Strom	A	—	E	—	A	A	A	E	A	A	A	E
Wind	SW 3	SO 5	W 1	SO 3	W 5	SO 4	SW 5	NNW 5	WSW 6	SW 3	WSW 5	SSW 5

Der Salzgehalt des offenen Noors hält sich während der ganzen Untersuchungszeit erstaunlich konstant um 5.5—5.6 ‰; nur im Mai 1950 und Oktober 1952 weicht er mit 5.4 bzw. 5.7 ‰ etwas stärker von dem Mittelwert 5.55 ‰ ab. Die Zugänge an Süßwasser — in der Nordwestecke mündet als einziger größerer Zufluß der Schnaaper Bach — und Ostseewasser halten sich offensichtlich die Waage. Aus der mittleren Höhe des Salzgehaltes im Hafen und im Noor darf man schließen, daß der Zufluß an Ostseewasser etwa 50 % des Zuflusses an Süßwasser beträgt. Der Einstrom des Ostseewassers wird öfters durch hohe Salzgehaltswerte des Bodenwassers im Verbindungskanal vor der Öffnung des Kanalrohres unter Beweis gestellt (Tabelle 1). Nur bei starkem Ausstrom aus dem Noor unter dem Einfluß stürmischer Westwinde, die den Wasserspiegel im Hafen tief herabdrücken, erfüllt das brackige Noorwasser diesen Kanal bis zum Boden, und das Eindringen von Ostseewasser ist praktisch unterbunden. Im offenen Noor selbst macht sich das am Grunde eindringende Salzwasser, wenn überhaupt, nur in einer ganz geringen Erhöhung des Salzgehaltes (um 0.1—0.2 ‰) im Bodenwasser ab 10 m Tiefe bemerkbar. Die am 21. Dezember 1951 festgestellte Salzgehaltszunahme um 1.6 ‰ auf 7.1 ‰ in 10—11 m Tiefe stellt eine Ausnahme dar, hervorgerufen durch einen starken Einbruch von Ostseewasser ungewöhnlich hohen Salzgehaltes (> 25 ‰), eine Folge der vorangegangenen schweren Weststürme.

Temperaturgang und Temperaturverteilung werden naturgemäß durch den Witterungsverlauf bestimmt. Während der kühlen Jahreszeit finden wir eine vollständige Homothermie; in dem Maße, wie im Frühjahr die Erwärmung der oberen Wasserschicht infolge der stärker werdenden Sonnenein-

strahlung eintritt, bildet sich eine thermische Sprungschicht, deren Erhaltung und Tiefenlage wesentlich von der Windhäufigkeit und -stärke in den Sommermonaten abhängig ist.

Tabelle 2. Temperaturschichtung im Windebyer Noor.

Tiefe	5. 5. 50	28. 6. 51	27. 7.	12. 9.	24. 11.	21. 12.	29. 2. 52	8. 4.	22. 4.	24. 5.	21. 6.	12. 7.	6. 10.
0	10.6	17.3	19.7	18.7	7.2	4.7	2.8	4.5	11.4	14.9	15.9	21.5	11.3
2		.2	.5	.6	.0	.7	.8	.4	.4	15.0	.8	.2	.3
4	.4	.2	18.7	.4	.0	.8	.8	.4	.4	.0	.8	20.1	.3
6	.2	.2	.0	.2	.0	.8	.8	.4	.4	14.8	.8	.0	.3
8	9.8	.2	17.8	.2	.0	.8	.7	.4	9.5	.5	.8	.0	.3
10	.2	15.1	.6	.0	6.8	5.0	.5	.4	6.8	.5	.8	15.2	.3
11—12	.2		.6	17.8	.8	.4	.4	.4	.8	.2	.8	.0	.4

Im Sommer 1951 stellt sich sehr bald eine deutliche Temperaturschichtung ein mit einem Gradienten von 2° im Juni und Juli, von 1° im September von 0 bis 10—12 m. Im Herbst und Winter bis Anfang April 1952 folgt dann der Zustand der Vollzirkulation mit nahezu gleichmäßigen Wassertemperaturen von der Oberfläche bis zum Boden, unterbrochen während der kurzen Frostperiode im Januar durch eine kurze Winterstagnation, die jedoch leider nicht näher erfaßt werden konnte, da das Eis nicht begehbar war. Bemerkenswert ist die um 0.7° höhere Temperatur des Bodenwassers am 21. 12. 1951; die Stabilität dieser Temperaturschichtung ist gewährleistet durch den bereits erwähnten höheren Salzgehalt in 10—11 m Tiefe (7.1‰). Die ungewöhnlich heißen Ostertage Mitte April 1952 lassen die Wassertemperaturen rasch ansteigen, und kräftige Westwinde sorgen daraufhin für eine Durchmischung der oberen Wasserschichten. Binnen 14 Tagen erhöht sich die Wassertemperatur von 4.4° (am 8. 4.) auf 11.4° (am 22. 4.) in 0—7 m Tiefe; selbst in 11 m werden bereits 7° gemessen. Die weitere Erwärmung schreitet während des kühlen Frühjahrs nur langsam voran und erfaßt infolge der häufigen Sturmperioden die ganze Wassermasse bis zum Boden. Erst in der ersten Hälfte des Juli kommt es während einer längeren Hochdruckwetterlage — der einzigen dieses Sommers — zu stärkerer Erwärmung der Oberschicht über 20° und Ausbildung einer Temperatursprungschicht in 8—10 m Tiefe, unter der die Temperatur von 20° auf 15° absinkt. Diese Temperaturschichtung besteht jedoch wahrscheinlich nur wenige Wochen lang und wird bald durch die erneute Wendung zur Westwetterlage beseitigt. Leider machen stürmische Westwinde und starker Seegang bei der nächsten Aufnahme am 13. 8. ein Aufsuchen der Beobachtungsstation im offenen Noor unmöglich. Das unerfreulich kühle, regen- und westwindreiche Herbstwetter hält die Wassermassen des Noors praktisch ständig in Vollzirkulation bis zum Grunde, und so finden wir Anfang Oktober die Wassertemperatur in der ganzen Wassersäule bis auf 11.3° zurückgegangen.

Diese während des Sommers sich einstellende Dichteschichtung, die vorwiegend thermisch bedingt ist, ist für den Durchlüftungszustand des Noors von allergrößter Bedeutung. Durch mehrere Siele werden dem See häusliche Abwässer zugeleitet, die von ihm, wie wiederholte Wasseruntersuchungen vor den Einlaßstellen ergeben haben, zunächst in einwandfreier Weise verarbeitet werden, da nie ein wesentliches Sauerstoffdefizit beobachtet werden konnte. Seit Jahrzehnten erfolgt diese Einleitung, sie war in früheren Jahren noch erheblicher als heute. Das Windebyer Noor hat jedoch einen recht geringen Wasserdurchfluß. Eine Überschlagsrechnung mit geschätzten Werten ergibt, daß während eines Jahres

nur etwa ein Zehntel der Wassermenge erneuert wird. Im Laufe der Jahre hat sich deshalb der Gehalt des Noorwassers an Nährstoffen, die durch die Mineralisation der mit den Abwässern zugeführten organischen Stoffe frei werden, immer mehr angereichert. Und so setzt auch hier mit Beginn des Frühjahrs eine starke Wasserblüte ein, das abgestorbene, vorwiegend pflanzliche Plankton sinkt ab, zehrt sich zersetzend von dem im Wasser gelösten Sauerstoff, sedimentiert am Boden und vermehrt den hier lagernden Faulschlamm, in dem bei Abwesenheit von Sauerstoff die Zersetzung der Eiweißstoffe unter Bildung von Schwefelwasserstoff, der zu einem wesentlichen Teil auch der bakteriellen Sulfatreduktion seine Entstehung verdankt, fortschreitet. Von dieser mächtigen Schicht lockeren Faulschlammes nimmt nunmehr in der warmen Jahreszeit eine starke Sauerstoffzehrung ihren Ausgang, die mehr und mehr die darüber liegenden Wasserschichten ergreift, soweit diese in Ruhe bleiben, wobei schließlich auch freier Schwefelwasserstoff ins Bodenwasser austritt. Die Ausbildung einer wenn auch anscheinend nur geringfügigen Dichteschichtung in den Sommermonaten begünstigt die Entstehung und Erhaltung dieser Todeszone, in der sich kein höheres Leben entfalten kann.

Tabelle 3. Sauerstoff und Schwefelwasserstoff (kursiv) im Windebyer Noor, mg/l.

Tiefe m	5. 5. 50	28. 6. 51	27. 7.	12. 9.	24. 11.	21. 12	29. 2. 52	8. 4.	22. 4.	24. 5.	21. 6.	12. 7.	6. 10.
0	11.1	7.3	11.8	9.7	10.9	11.9	13.5	15.1	10.6	10.8	9.8	9.6	11.7
2	.1		.5	.2	.7	.8	.4	14.8	.6	.9	.8	.5	.5
4	.1	.3	9.0	6.8	.8	.8	.3	.4	.7	.8	.6	.3	10.0
6	10.6	6.9	6.2	.5	.8	.9	.4	.4	.7	.7		.2	.5
8	8.7	.8	3.2	5.5	.8	.7		.4	9.5	.0	.6	8.8	.3
9	7.8	.7	1.6	.1			.4		7.8				
10	.1	13.5	0.9	4.5	.7	9.1		.4		.0	.7	13.6	.3
11	6.6		8.2	1.6	.2	5.8	11.9	.4	4.7	9.7		22.8	9.5
12				11.8							.6		

Wir stellen eine weitgehende Parallele fest zwischen der Temperaturschichtung einerseits und der Sauerstoffschichtung und dem Auftreten von Schwefelwasserstoff andererseits (Tabelle 2 und 3). Bereits im April beginnt mit zunehmender Wassererwärmung bei schwachwindigen Wetterlagen eine stärkere Sauerstoffzehrung. Im Juni 1951 tritt ab 9.5 m Schwefelwasserstoff auf; oberhalb der scharfen Sprungschicht zwischen 9 und 10 m ist das Wasser gut durchmischt, aber infolge vorausgegangener Zehrung relativ arm an Sauerstoff (nur 70--77% des Sättigungswertes). Im Verlauf des Juli greift die Sauerstoffzehrung auch auf die höheren Wasserschichten über, während der Schwefelwasserstoffgehalt des Bodenwassers abnimmt (Taf. 10, Abb. 11 d). Der Abbau des Faulwassers schreitet gegen den Herbst fort, die windbedingte vertikale Turbulenz erzeugt ein ziemlich konstantes Temperatur- und Sauerstoffgefälle von 2 bis 11 m, Schwefelwasserstoff findet sich nur noch in der größten Tiefe über 11 m.

Im Winter bei eintretender Homothermie und Vollzirkulation macht dann das Noor gewissermaßen einen Gesundungsprozeß durch, wenn sich auch gelegentlich bei Beruhigung der Wetterlage und Stagnation des Bodenwassers sehr bald wieder die vom Faulschlamm ausgehende Sauerstoffzehrung bemerkbar macht (21. 12. 1951) (Taf. 10, Abb. 11 a). Das ist in noch höherem Maße der Fall, als die rasche und starke Erwärmung des Wassers in den Ostertagen 1952 eine Temperatursprungschicht in 8--9 m Tiefe zur Folge hat. Diese frühzeitig einsetzende

Entwicklung wird jedoch durch die kühle, windreiche Witterung im Mai und Juni wieder rückgängig gemacht; selbst in 11—12 m Tiefe liegen die Sauerstoffwerte nahe der Sättigungsgrenze (Taf. 10, Abb. 11 b). Erst die sommerlich warme Hochdruckwetterlage im Juli läßt in 9 m Tiefe eine sehr scharfe Temperatursprungschicht entstehen, unterhalb derer in jähem Sprung Schwefelwasserstoff in bislang hier noch nicht festgestellter hoher Konzentration (bis 23 mg/l) auftritt (Taf. 10, Abb. 11 c). Wie bereits erwähnt, ist dieser Zustand nicht von langer Dauer, da die folgenden Westwetterlagen bald wieder eine Vollzirkulation im Noor hervorrufen, so daß das Wasser Anfang Oktober wieder gleichmäßig gut durchlüftet ist. Am Beispiel der Jahre 1951 und 1952 sieht man sehr schön, daß Sauerstoffzehrung und Schwefelwasserstoffbildung im Noor im Verlauf des Sommers durch kühles, stürmisches Wetter verzögert, durch warme, schwachwindige Witterung begünstigt werden.

Die Sauerstoffzehrung des Noorwassers wurde seit Februar 1952 regelmäßig bestimmt. Sie ist im Winter, auch bei Aufbewahrung der Wasserprobe bei Zimmertemperatur, gering (0.8 mg/l), erreicht im April mit 2.0—2.5 ein 1. Maximum, nach Abfall im Mai auf 1.0 dann im Juli/August ein 2. Maximum mit 2.1—1.8, um danach wieder auf 1.0 mg/l im Oktober zurückzugehen. Diese Veränderungen hängen wahrscheinlich mit den Höhepunkten der Planktonproduktion im Frühjahr und Sommer zusammen und bedürfen im einzelnen noch der Aufklärung durch weitere Untersuchungen, auch des Planktongehaltes.

Beim Vergleich der Zehrungswerte mit den durch Permanganat-Titration erhaltenen Oxydationswerten darf man bei so unterschiedlichen Bestimmungsmethoden keinen parallelen Gang erwarten. Die am unfiltrierten Noorwasser erhaltenen Werte schwanken im allgemeinen sehr wenig (15—18 mg/l O₂); davon entfällt mehr als die Hälfte auf gelöste organische Substanzen. Oxydierbare anorganische Stoffe erhöhen selbstverständlich die Oxydierbarkeit; deshalb ergibt im Juli das schwefelwasserstoffhaltige Bodenwasser Oxydationswerte von 25—32 mg/l O₂.

Infolge der regen Assimilationstätigkeit des sich enorm vermehrenden Phytoplanktons steigt der pH-Wert bereits im zeitigen Frühjahr rasch an und erreicht im Juli 8.8—8.9. Er sinkt mit zunehmendem Sauerstoffdefizit infolge der dabei entstehenden Kohlensäure bis auf 7.5 im schwefelwasserstoffhaltigen Bodenwasser.

Als Nachweis der Düngewirkung der eingeleiteten Abwässer, denen letzten Endes die Intensivierung der Stoffwechselvorgänge im Noor zugeschrieben wird, möge wieder der Gehalt des Wassers an gelöstem anorganischem Phosphat dienen.

Tabelle 4. Phosphatgehalt des Noorwassers 1951/52
(mg/l P).

Tiefe m	27. 7. 51	12. 9.	24. 11.	21. 12.	26. 1. 52	29. 2.	8. 4.	22. 4.	24. 5.	21. 6.	12. 7.	13. 8.	6. 10.
0	0.2	0.06	0.15	0.19	0.22	0.13	0.12	0.14	0.09	0.10	0.11	0.16	0.10
2	.2	.15	.17	.18	.18	.13	.15	.10	.09	.10	.12		
4	.25	.18	.15	.19		.15	.12	.11	.09	.12	.12		.11
6	.3	.20	.16	.18		.16	.12	.09	.08	.11	.12		.09
8		.25	.17	.18		.15	.13	.11	.09	.13	.14		.10
9	.4					.14		.14					
10	.6	.25	.15	.24			.11		.08	.12	.30		
11—12	.6	.40	.18	.29		.14	.14	.22	.10	.14	.41		.11

Trotz der enormen Wasserblüte ist der Gehalt des Noorwassers an gelöstem anorganischem Phosphat recht hoch, er fällt selbst im Sommer nie wesentlich unter 0.1 mg/l P und steigt in den Wintermonaten Dezember und Januar — darauf muß im Gegensatz zu den Befunden in der Schlei nachdrücklich hingewiesen werden — auf 0.15—0.20 mg/l P an. Wie ein Vergleich der Tabellen 3 und 4 und eine Betrachtung der Abb. 11 a—d (Taf. 10) lehren, besteht eine Parallele zwischen der Sauerstoffzehrung und dem Phosphatgehalt: Mit Abnahme des Sauerstoffgehaltes steigt die Phosphatkonzentration und erreicht unter der Dichtesprungschicht im fauligen Bodenwasser ihr Maximum (0.4—0.6 mg/l P). Diese Zunahme ist offensichtlich eine Folge der Fäulnisvorgänge im Faulschlamm, die sich auch durch Vorhandensein von Ammoniumverbindungen im Bodenwasser (1.5 bis 4.0 mg/l N) kundgeben. Oberhalb der Schwefelwasserstoffzone nimmt deren Konzentration mit steigendem Sauerstoffgehalt rasch ab.

Um das Zusammenspiel der untersuchten Faktoren zu veranschaulichen, sind einige charakteristische Schichtungstypen in 4 Diagrammen dargestellt (Taf. 10). Abb. 11 d gibt einen Zustand der Sommerstagnation wieder, gekennzeichnet durch allmähliche Abnahme des Sauerstoffgehaltes und der Temperatur (27. 7. 1951); Abb. 11 a zeigt den wohl seltenen Fall einer thermohalinen Schichtung ab 9 m Tiefe im Winter (21. 12. 1951); Abb. 11 b gibt den Zustand der Vollzirkulation bei lebhaften Winden wieder (21. 6. 1952); Abb. 11 c zeigt 14 Tage später (12. 7. 1952) einen sommerlichen Schichtungstyp mit Teilzirkulation bis 8 m Tiefe und scharfer Sprungschicht.

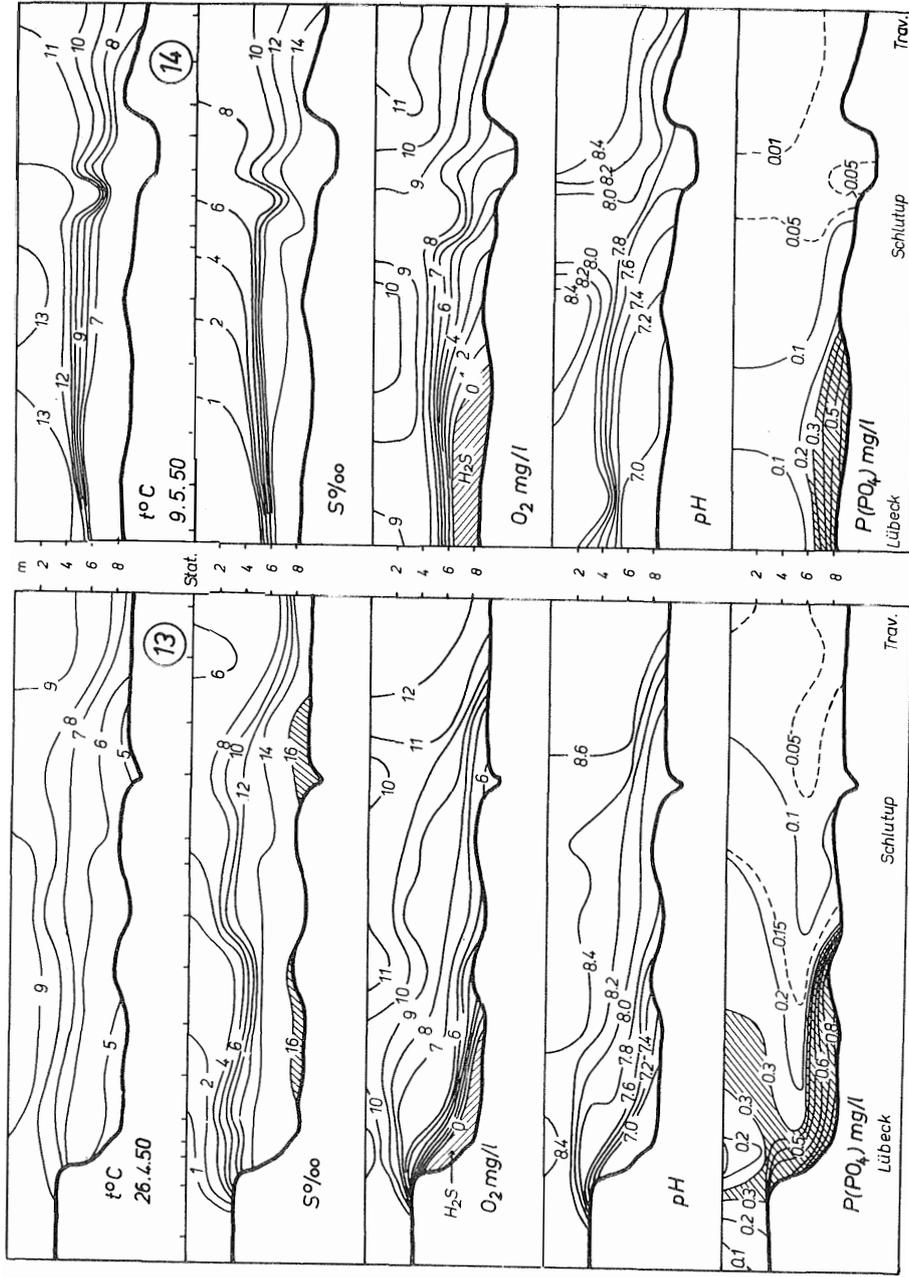
Wie nicht anders zu erwarten, ist der Faulschlamm, der den Boden des Windebyer Noors etwa von 8—9 m Tiefe ab bedeckt, im Bereich des schwefelwasserstoffhaltigen Wassers ohne jegliches tierisches Leben. Er ist vielmehr mit einem weißen Rasen von Schwefelbakterien (*Beggiatoa*) überzogen. Diese „Null-Linie des Lebens“ im Windebyer Noor liegt im Juni/Juli 1951 und Juli 1952 etwa bei 9 m. Erst oberhalb dieser Grenze werden in Bodengreiferproben Chironomidenlarven, Tubificiden, *Nereis* und *Hydrobia* gefunden, aber keine lebenden Ostseemuscheln, obwohl allenthalben im flachen Wasser Schalenbruchstücke von *Mya* und *Cardium* von einer früheren reichen Muschelbesiedlung zeugen. Wie weit bei Eintritt der Vollzirkulation im Herbst die Tiefenzone neu besiedelt wird, wurde noch nicht eingehend untersucht.

Die Verseuchung des Bodenwassers mit dem giftigen Schwefelwasserstoff bedeutet, daß der betreffende Teil des Seebodens zum mindesten für längere Zeit für die Produktion von Fischnährtieren ausfällt. Für die am Grunde lebenden Fische wird die bewohnbare Fläche durch ihr Sauerstoffbedürfnis noch mehr eingeschränkt. So waren im Sommer 1951 nur etwa bis 7 m Tiefe gute Existenzbedingungen für die Fische gewährleistet. Demgegenüber gestalteten sich die Verhältnisse im Sommer 1952 relativ günstig, da die Witterung in dieser Hinsicht relativ vorteilhaft war: kühl, mit häufigen und oft stürmischen westlichen Winden und mit nur einer zwei Wochen währenden warmen, schwachwindigen Hochdruckwetterlage. Die beiden Untersuchungsjahre zeigen mit aller Klarheit, wie stark witterungsabhängig der Durchlüftungszustand des Windebyer Noors ist. Vom ab-

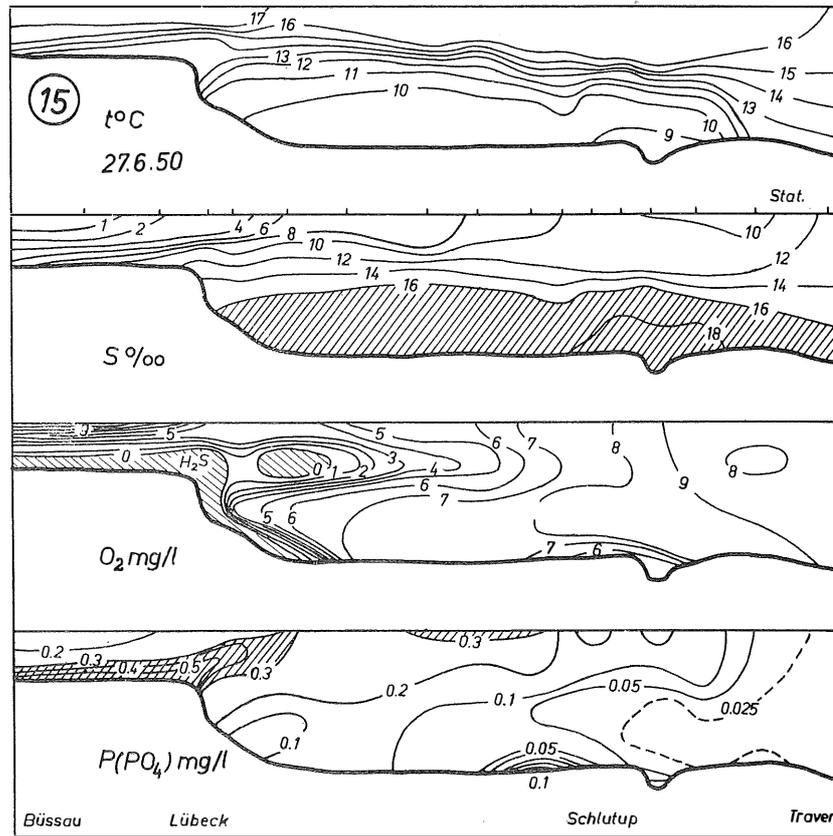
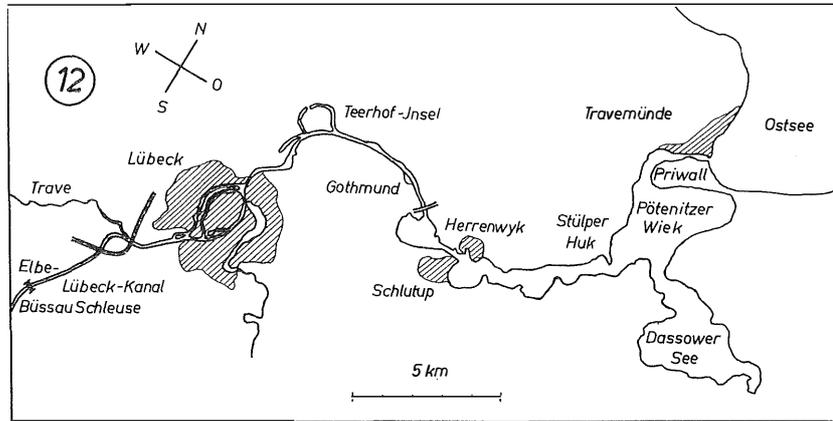
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 11).
Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff, pH und Phosphat in Längsschnitten durch die Untertrave.

Abb. 13: am 26. 4. 1950.

Abb. 14: am 9. 5. 1950.



Tafel 11



Tafel 12

wassertechnischen Standpunkt aus ist das Windebyer Noor in einwandfreiem Zustand, nirgends macht sich in der Nähe der Sieleinlässe stärkerer Sauerstoffschwund bemerkbar, und die ihm zugemutete Abwasserlast scheint durchaus vertretbar. Aber biologisch ist der See krank, infolge der Sekundärwirkungen der Abwässer und seines geringen Wasserdurchflusses ist er gewissermaßen überfüttert und erstickt zuweilen an dem Übermaß seiner Produktion an organischer Substanz, die im Jahresrhythmus aufgebaut und wieder abgebaut wird.

Um die Besonderheiten des Noorwassers deutlich hervorzuheben und einem etwaigen Einwand zu begegnen, sei noch kurz auf den Zustand des Wassers im Hafen von Eckernförde eingegangen, aus dem es ja Salzwasser empfängt. Er stellt den innersten Teil der Eckernförder Bucht dar und enthält Ostseewasser wechselnden Salzgehaltes, je nach Wetterlage. Obwohl auch das Hafenwasser durch Abwässer und die mit dem Schiffsverkehr unvermeidlichen Abfälle verunreinigt wird, ist sein Durchlüftungszustand doch durchweg gut. In keinem Falle wurden auch in der Tiefe weniger als 7 mg/l (= rd. 70%) Sauerstoff festgestellt, und im Sommer ist das Hafenwasser mit Sauerstoff übersättigt, selbst in Tiefen von 4–8 m. Die Sauerstoffzehrung schwankt zwischen 0,2 und 2 mg/l, und es ist bezeichnend, daß die höheren Werte im Oberflächenwasser gefunden werden, während sich das oft stärker salzhaltige Wasser in der Tiefe durch geringe Zehrungsbeträge als recht sauber erweist, es sei denn, daß es unmittelbar über dem muddigen Boden geschöpft wird. Trotz Einleitung von Abwässern und anderen offensichtlichen Verschmutzungen ist die Oxydierbarkeit des Hafenwassers wesentlich geringer als die des Noorwassers. Es wurden Werte von 10–14 mg/l Sauerstoff für das Oberflächenwasser, nur 5–7 für das Tiefenwasser bestimmt, selten höhere, die auf stärkere lokale Verschmutzung schließen lassen. Auch der Gehalt an gelöstem anorganischem Phosphat ist geringer. Selten werden Konzentrationen von 0,10 mg/l P erreicht, in der Regel ergeben sich Werte unter 0,05 bis 0,02 herab, im Ostseewasser des Außenhafens zuweilen sogar unter 0,01 mg/l. Die ständige Erneuerung des Hafenwassers durch häufige Änderungen des Wasserstandes und den durch ablandige Winde erzeugten Konvektionsstrom, der für die tiefen Förden der Ostküste charakteristisch ist, sorgt für einen baldigen Abtransport der Abwässer und läßt es nicht zu einer Anreicherung ihrer Abbauprodukte kommen.

5. Die Untertrave.

Die Untertrave ist, ähnlich wie die Schlei, kein in der jüngsten geologischen Vergangenheit erodierter Flußlauf, sondern ein bereits in der Eiszeit angelegtes Tal, das später vom Meer überflutet worden ist (Taf. 12, Abb. 12). Sie hat anfangs den Charakter eines Fjordes mit breiten, seenartigen Erweiterungen (Pötenitzer Wiek und Dassower See) und Ausbuchtungen am Südufer. 13 km von Travemünde entfernt, bei der Herrenbrücke, verengt sich das Gewässer zu einem flußartigen Wasserlauf, der, nachdem er die Hansestadt Lübeck in drei Wasserarmen durchquert hat, nach weiteren 13 km den Travefluß in sich aufnimmt. Im Verlaufe ihres Ausbaues als Wasserstraße, die die Ostsee über die Stecknitz und die Delvenau mit der Elbe verbindet, hat die Untertrave manche Korrektur er-

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 12).
Abb. 12: Untertrave, Obertrave und Elbe-Lübeck-Kanal bis Schleuse Büssau.
Abb. 15: Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und pH in Längsschnitten durch die Untertrave am 27. 6. 1950 (Tiefen wie auf Taf. 11).

fahren und ist durch Durchstiche begradigt worden. Um 1915 wurde das Fahrwasser bis zur Holstenbrücke in Lübeck auf 8,5 m vertieft, darüber hinaus hat es im Elbe-Lübeck-Kanal eine Tiefe von 2,5—3 m. Bei Büssau, 30 km landeinwärts der Ostsee und 4 km oberhalb der Einmündung der Trave, liegt die erste Kanalschleuse.

Das Fehlen einer Bodenschwelle vor der Ausmündung der Untertrave in die Lübecker Bucht hat zur Folge, daß das Ostseewasser am Boden tief ins Land eindringt, bis in die auf 8 m ausgebaggerten Seehäfen von Lübeck, ja zeitweise sogar noch den Elbe-Lübeck-Kanal aufwärts in den Unterlauf der Trave und bis zur Schleuse Büssau. Die Zuführung von Süßwasser durch die Trave ist nicht sehr erheblich, im langjährigen Mittel 12,64 m³/s, in Trockenzeiten nur der vierte Teil, aber doch so groß, daß sie eine ständige Dichteströmung in Gang hält. Das Travewasser schichtet sich über das eindringende Ostseewasser und fließt, sich allmählich mit ihm vermischend, der Ostsee zu. So kommt es in der Untertrave zur Ausbildung einer salzarmen Oberschicht und einer salzreichen Unterschicht, die durch eine Sprungschicht getrennt sind, in einer Längenerstreckung, wie wir sie sonst in keinem Gewässer der Ostküste Schleswig-Holsteins finden, Verhältnisse, die an die im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee erinnern.

In sorgfältigen Untersuchungen ist R. GRIESEL (1934) in den Jahren 1924/32 diesen interessanten Verhältnissen nachgegangen, hat die Gezeitenströme in der Untertrave nachgewiesen und den Einfluß des Windes auf das Eindringen des Ostseewassers dargelegt. Starke westliche Winde blasen das schwach salzige Oberflächenwasser traveabwärts und saugen im Gegenstrom am Grund Ostseewasser in die Trave hinein, so daß der Salzgehalt des Tiefenwassers ansteigt. Östliche Winde hingegen wirken dem Abfluß des Wassers entgegen, stauen es in der Untertrave und bewirken dadurch, daß das salzreichere Tiefenwasser seawärts weggedrückt wird, so daß der Salzgehalt am Boden sinkt. Trotz der starken Einflüsse der wechselnden Windverhältnisse weist der Salzgehalt an der Oberfläche und in der Tiefe einen regelmäßigen Jahresgang auf, wie STEYER (1932) an Hand von Terminbeobachtungen in den Jahren 1921—30 ermittelt hat. In der Tiefe erreicht der Salzgehalt sein Maximum im Winter (November-Februar), sein Minimum im Sommer (Juni); an der Oberfläche tritt das Maximum im Spätsommer (Juli-August), das Minimum im Winter (Januar-Februar) auf. Hierin spiegeln sich die Auswirkungen der jeweils vorherrschenden Winde und, an der Oberfläche, der unterschiedlichen Wasserführung der Trave wider.

Die Salzgehaltsschichtung in der Untertrave gewinnt nun dadurch eine besondere Bedeutung, daß sie als Vorfluter für städtische und industrielle Abwässer benutzt wird. Es sind dies in erster Linie Abwässer:

1. des Hochofenwerkes Herrenwyk,
2. der Schlutuper Fischindustrie und anderer unterhalb Lübecks befindlicher Industriewerke,
3. der Hansestadt Lübeck.

Wir werden sehen, daß den Abwässern Lübecks in der Sauerstoffbilanz der Untertrave die größte Bedeutung zukommt. Es ist hier nicht der Ort, auf die mit der Stadtentwässerung zusammenhängenden Probleme näher einzugehen, das ist in einer von der Bauverwaltung der Hansestadt Lübeck herausgegebenen Denkschrift von Baurat DALSTEIN (1952) ausführlich geschehen. Es sei daraus nur die Mitteilung entnommen, daß die im Stadtgebiet durch zahlreiche Siele der Untertrave zugeleiteten Abwassermengen zur Zeit unserer Untersuchungen 22 000 m³/pro Tag betragen, von denen 55 % mechanisch gereinigt, d. h. von festen Partikeln

befreit waren. Im Verlaufe von Jahrzehnten hat sich in den Hafenbecken eine dicke Schicht tiefschwarzen, sulfidreichen, übelriechenden Faulschlammes abgelagert, die zusätzlich stark sauerstoffzehrend ist.

Wie bereits einleitend erwähnt wurde, waren wiederholte Beschwerden der Fischereiberechtigten über umfangreiche Fischsterben im Bereich zwischen Schlutup und der Pötenitzer Wiek die Veranlassung, daß das Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck Ende 1949 an das Institut für Meereskunde herantrat mit der Bitte, die Auswirkung der Abwässereinleitung insbesondere auf den Sauerstoffgehalt des Travewassers bei verschiedenen Temperatur- und Stromverhältnissen und auf die Bodenbesiedlung der Untertrave zu klären. Zu diesem Zweck wurden in den Monaten Februar bis September 1950 und im Januar 1951 insgesamt 9 Untersuchungsfahrten unternommen. Das Wasser- und Schifffahrtsamt Lübeck stellte hierfür ein Dienstfahrzeug zur Verfügung; zweimal wurde Forschungskutter „Südfall“ eingesetzt, einmal das Dienstfahrzeug des Fischereiamtes Travemünde. Wir waren uns im klaren, daß wir uns nicht, wie es frühere Gutachter getan hatten, auf die Untersuchung des Schadensgebietes beschränken durften, sondern auch das Gebiet oberhalb mit einbeziehen mußten. Damit ergab sich die Notwendigkeit, das ganze Gebiet der Untertrave von Travemünde bis Lübeck, die Wasserläufe im Stadtbereich und den Elbe-Lübeck-Kanal bis zur Schleuse Büssau zu untersuchen. Zwar wurde bei jeder dieser Aufnahmen nur jeweils ein Augenblicksbild erhalten, und der erfaßte Zustand des Wassers konnte sich bei Änderung der Witterungsverhältnisse rasch und grundlegend wandeln. Immerhin war es doch möglich, unter Berücksichtigung der vorangegangenen Wetterlagen und Wasserstände allgemeine Schlüsse zu ziehen und Zusammenhänge aufzudecken.

Aus dem umfangreichen hydrographischen Beobachtungsmaterial — es wurden, ohne die sofort an Bord vorgenommenen kolorimetrischen pH-Bestimmungen, insgesamt 2520 chemische Einzelanalysen durchgeführt — seien einige typische Situationen ausgewählt, die verschiedene Witterungs- und Stromlagen repräsentieren und die wichtigsten Vorgänge bei der Ausbreitung der Abwässer und ihrer Abbauprodukte erkennen lassen. Das Vorhandensein von Salzwasser am Grunde eines Vorfluters erschwert die Verarbeitung und Wegführung von Abwässern ungemein, da die große Stabilität der Dichteschichtung und die oft einwärts gerichtete Strömung am Grunde dem Abfluß der Abwässer entgegenwirken und so in einem langgestreckten, schmalen Gewässer Anlaß zu Stagnation und Stauung werden. Diese Vorgänge sind oberflächlich gar nicht zu erfassen, und selbst so auffällige und oft beobachtete Erscheinungen wie dicke Wasserblüte, Verarmung und Absterben der Uferfauna, Fischsterben und übler Geruch des Wassers lassen nicht ahnen, in welchem lebensfeindlichen Zustand sich die unteren Wasserschichten befinden und welche großen Gefahren sie für den gesamten Wasserlauf bergen. Da in der Salzgehaltsschichtung und den Veränderungen, die diese unter dem Einfluß der wechselnden Wetterlagen erfährt, der Schlüssel für das Verständnis der Vorgänge liegt, beginnen wir jeweils mit einer Betrachtung der Salzgehaltsverhältnisse und verbinden die einzelnen Situationen gewissermaßen historisch durch kurze Kennzeichnung der inzwischen eingetretenen Veränderungen, ohne damit andeuten zu wollen, daß in der Zwischenzeit nicht ein wiederholter Wechsel stattgefunden haben kann.

26. April 1950. (Taf. 11, Abb. 13.) Ostwinde in der 2. April-Hälfte haben den Abfluß des brackigen Travewassers gehemmt, das sich namentlich im unteren Abschnitt der Untertrave gestaut hat und nun seewärts abfließt. Die salzreiche

Unterschicht, die mit 16 ‰ noch Ende März bis in die Hafenecken Lübecks reicht, wird allmählich abgebaut. Ein vertikaler Temperaturgradient von 9—5 ° gegenüber 8—3 ° Ende März kennzeichnet diese Entwicklung und die langsame Erwärmung des Wassers. Die Sauerstoffverhältnisse erhalten ihr besonderes Gepräge durch die starke Zehrung, die von dem Faulschlamm in den Hafenecken ausgeht. Die darüber stehende 1—1.5-m-Schicht Faulwassers enthält bis 7 mg/l Schwefelwasserstoff und erstreckt sich bis zur Teerhofinsel. Sauerstoffschwund macht sich im ganzen Bereich der Untertrave über dem Boden bemerkbar, am stärksten in der Kontaktzone mit dem Faulwasser. Da in der Oberschicht infolge der Frühjahrswucherung des Phytoplanktons z. T. Übersättigung an Sauerstoff auftritt, herrscht ein sehr starkes vertikales Sauerstoffgefälle. Im Bereich des Lübecker Hafens sind nur die obersten 2—3 m hinreichend durchlüftet, darunter fällt der Sauerstoffgehalt rasch ab. Ein wirklich einwandfreier Durchlüftungszustand von der Oberfläche bis zum Grunde wird erst oberhalb Lübecks im Elbe-Lübeck-Kanal angetroffen. Die pH-Werte spiegeln die Sauerstoffverhältnisse des Wassers aufs beste wider, sie zeigen eine vollkommene Parallele zu dem Ausmaß des Sauerstoffschwundes. Das schwefelwasserstoffhaltige Bodenwasser hat eine schwach saure Reaktion (pH 6.9).

Der quantitative Nachweis des gelösten Phosphates deckt weitere Zusammenhänge auf. Es findet sich in stärkster Konzentration (0.5—0.8 mg/l P) in der salzreichen Unterschicht im Bereich der Faulwasserzone und weiter seewärts am Boden der Fahrinne bis Gothmund. Der Phosphatgehalt des Süßwassers im Elbe-Lübeck-Kanal oberhalb der Stadt beträgt etwa 0.1 mg/l; beim Passieren der Hafenecken nimmt es neben Salz auch Phosphate durch Beimischung des Tiefenwassers auf (bis 0.30 mg/l). Die Isolinien zeigen sehr schön das Abfließen des mit Phosphat angereicherten Travewassers in der Oberschicht unter ständiger Verminderung seiner Konzentration in dem Maße, wie es sich mit dem darunter in 6—9 m Tiefe einströmenden Ostseewasser (mit < 0.05 mg/l) mischt.

9. Mai 1950. (Taf. 11, Abb.14.) Vorausgegangene starke Ostwinde und hoher Wasserstand (0,4 m über Normal) haben den Anstau des Travewassers und die Salzgehaltsabnahme des Tiefenwassers weiter verstärkt, wobei bemerkenswert ist, daß dessen Salinität bei Travemünde um 1 ‰ niedriger ist als im ganzen Bereich der Untertrave, selbst im Umschlaghafen von Lübeck, wo die Untersuchung bereits endet. Zwischen 4—6 m Tiefe liegt im inneren Teil eine sehr scharfe Salzgehalts- und Temperatursprungschicht. Infolge Sonneneinstrahlung ist innerhalb von zwei Wochen die Temperatur der Oberschicht auf 11—13 ° gestiegen. Der Anstau des Oberwassers hat eine weitere Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse zur Folge. Die Zone des schwefelwasserstoffhaltigen Bodenwassers reicht jetzt traveabwärts bis Gothmund, die horizontale wie vertikale Ausdehnung dieses Faulwassers und der angrenzenden starken Sauerstoffzehrung hat erheblich zugenommen. Übersättigung des Oberwassers tritt nur noch im äußersten Abschnitt der Untertrave auf, sonst ist allgemein ein mehr oder minder großes Sauerstoffdefizit festzustellen, das sich bis zur Oberfläche nicht nur unterhalb Lübecks, sondern auch im Bereich von Schlutup-Herrenwyk bemerkbar macht. Hier liegt offensichtlich eine Auswirkung der Abwässer des Hochofenwerkes vor, die das Wasser in dieser Weise verändert haben.

Der Phosphatgehalt ist erheblich geringer als Ende April. Nur in der Tiefe der Fahrinne unterhalb 6 m zwischen Lübeck und der Herrenbrücke werden noch größere Konzentrationen in dem dort lagernden Faulwasser festgestellt (0.20 bis 0.60 mg/l). In der darüber liegenden Wasserschicht nimmt er von 0.10 mg/l

im Gebiet Teerhofinsel-Gothmund sowohl gegen Lübeck als vor allem gegen die Ostsee zu ab. Verglichen mit dem Befund vom 26. 4. ergibt sich ein beträchtlicher Rückgang der Phosphatkonzentration in der Oberschicht, die mit dem zunehmenden Sauerstoffdefizit nicht recht in Einklang zu bringen ist.

24. Mai 1950. Die im April angebahnte Entwicklung ist weiter fortgeschritten und hat bei schwachen Winden und meist normalem Wasserstand zu einem weiteren Abbau der Unterschicht geführt, deren Salzgehalt schließlich bis auf 12 ‰ am Boden herabgemindert worden ist. Das Sauerstoffdefizit nimmt immer größere Ausmaße an, selbst die mittleren Wassertiefen zeigen eine bemerkenswerte, traveaufwärts ständig sich verstärkende Sauerstoffarmut. So nimmt im 4-m-Horizont im Gebiet Stülper Huk—Umschlaghafen Lübeck, das diesmal nur untersucht worden ist, der Sauerstoffgehalt von 8 mg/l (80 ‰) ab auf 4,9 mg/l (48 ‰) bei der Herrenbrücke und weiter auf 1,2 mg/l (11 ‰) im Umschlaghafen. Am 9. Mai beträgt der Sauerstoffgehalt auf dieser Tiefe über die ganze angegebene Strecke noch 10—8,7 mg/l (95—82 ‰). Die Zone des Schwefelwasserstoffes ist in der Fahrinne bis zur Herrenbrücke gelangt, und bis zur Stülper Huk weist das Bodenwasser in 9 m Tiefe nur noch höchstens 1 mg/l Sauerstoff auf, ein Zeichen dafür, daß der in der Fahrinne lagernde Faulschlamm bei stagnierendem Wasser überall stark sauerstoffzehrend ist.

27. Juni 1950. (Taf. 12, Abb. 15.) Stürmische Westwinde mit niedrigen Wasserständen Ende Mai und am 23. Juni haben eine gründliche Wandlung hervorgerufen: Ostseewasser von 16—17 ‰ erfüllt die Untertrave bis Lübeck bis in eine Höhe von 5—6 m unter der Oberfläche und hat die Sprungschicht bis auf 1—2 m gehoben, so daß das Salzwasser am Boden des Elbe-Lübeck-Kanals bis zur Schleuse Büssau vordringen kann, wo am Boden in 3 m 5,4 ‰ gemessen werden. Der Einstrom von Ostseewasser ist infolge des windbedingten Konvektionsstromes und des zweimaligen vorübergehenden Absinkens des Wasserspiegels um 0,5—0,6 m so stark, daß in der Oberschicht nirgends mehr reines Süßwasser vorhanden ist, selbst nicht an der Einmündung der Trave, wo an der Oberfläche 0,6 ‰, über dem Boden 9 ‰ ermittelt werden. Die Temperatursprungschicht deckt sich mit der Salzgehaltssprungschicht, sie liegt im Lübecker Hafen zwischen 1 und 4 m und senkt sich seewärts auf 4—6 m. Das sommerlich erwärmte Travewasser hat Temperaturen von 15—17°, das eingedrungene Ostseewasser solche von 9—11°. Letzteres ist merklich kälter als das in der Enge zwischen Travemünde und dem Priwall über dem Boden angetroffene Ostseewasser, ist also bereits geraume Zeit vor der Untersuchung eingeströmt und lagert wie ein „Kaltwasserberg“ in der Untertrave.

Durch diesen Salzwassereintritt sind auch die Sauerstoffverhältnisse grundlegend gewandelt. Das Faulwasser ist durch das am Boden vordringende, gut durchlüftete, salzreichere und schwerere Ostseewasser bis in die Lübecker Häfen zurückgedrückt und zugleich bis auf 2 m unter der Oberfläche gehoben worden. Durch die Sogwirkung der Westwinde ist es dann am Grunde des Elbe-Lübeck-Kanals bis zur Schleuse Büssau gelangt, andererseits wird es aus dem Hafengebiet im Oberstrom seewärts geführt. In 1—4 m Tiefe erstreckt sich traveabwärts eine Zunge sauerstoffarmen Wassers — mit einem Kern schwefelwasserstoffhaltigen Faulwassers in 2—3 m Tiefe — bis zur Herrenbrücke. So erklärt sich die eigenartige Sauerstoff-Inversion mit einem Minimum in 2—3 m Tiefe und darauf folgendem Wiederanstieg, und, wenigstens im Hafengebiet, erneutem Rückgang über dem Boden. Das intermediäre Sauerstoff-Minimum ist noch unterhalb Schlutup nachweisbar. Am Grunde der Fahrinne ist das im Mai

dort befindliche sauerstoffarme Wasser bis zur Teerhof-Insel durch frisches Ostseewasser ersetzt worden, das allerdings ein Drittel seines Sauerstoffgehaltes bereits wieder verloren hat. Wirklich einwandfrei ist die Durchlüftung des Wassers erst im äußeren Teil der Untertrave.

Auch auf die Phosphatverteilung hat sich die Wasserumschichtung und Wassererneuerung nachhaltig ausgewirkt. Die höchsten Konzentrationen (0,4—0,5 mg/l) finden sich diesmal nicht in der Tiefe der Lübecker Hafenbecken, sondern oberhalb im Bodenwasser des St. Jürgen-Hafens und des Elbe-Lübeck-Kanals bis zur Schleuse Büssau, wohin das Phosphat mit dem Salzwasser geführt worden ist. Deutlich ist der Abtransport des Phosphats seewärts in der Oberschicht zu erkennen. Das eingedrungene Ostseewasser ist wie immer arm daran, und es ist bemerkenswert, daß es im Kontakt mit dem Faulschlamm wohl rasch seinen Sauerstoff verliert und Schwefelwasserstoff aufnimmt, daß jedoch das Herauslösen von Phosphat offenbar sehr viel langsamer erfolgt.

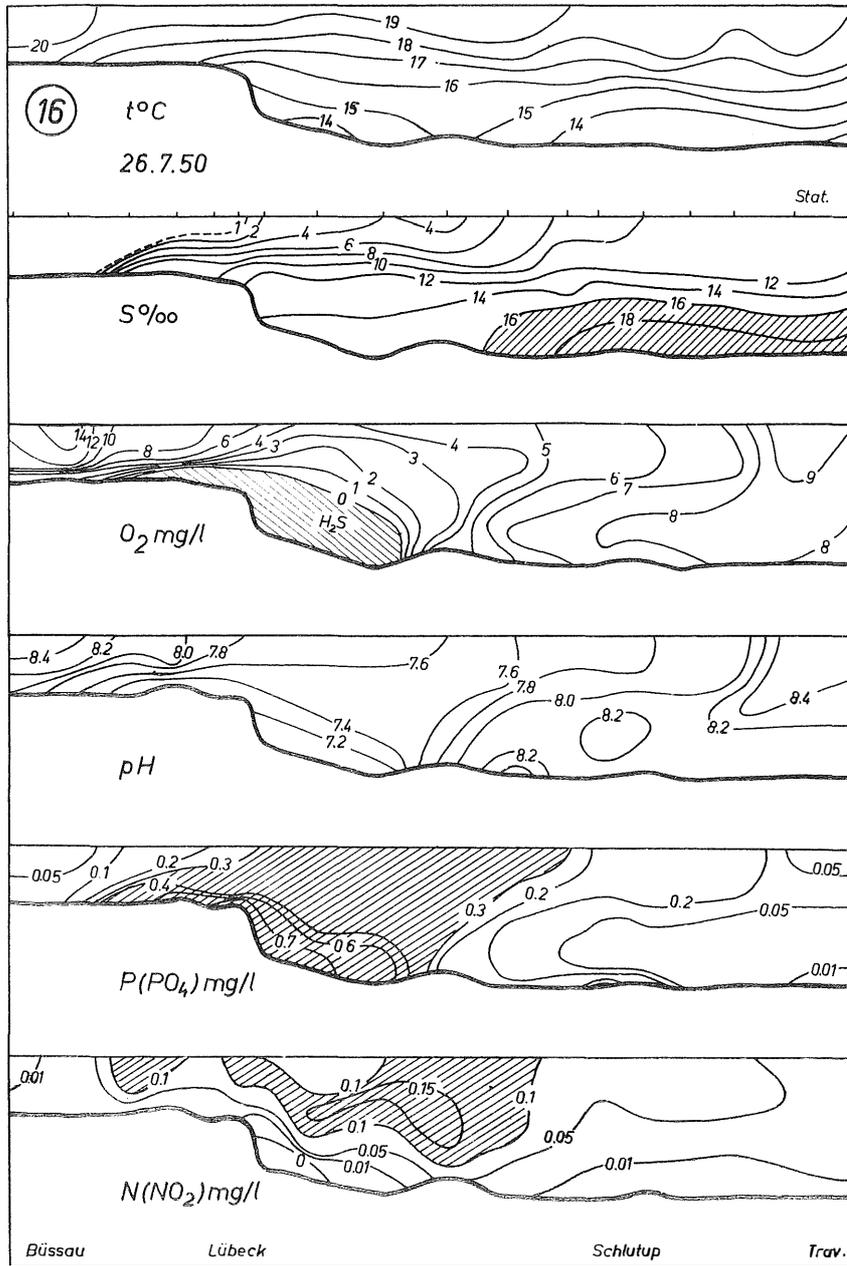
Mit den Untersuchungen vom 27. 6. 1950 wird eine Situation erfaßt, die hydrographisch sehr interessant ist. Für die Besiedlung des Gewässers in dem vom Schwefelwasserstoff betroffenen Bereich muß sie geradezu katastrophale Folgen gehabt haben.

26. Juli 1950. (Taf. 13, Abb. 16.) Die Oberschicht ist stark erwärmt, die Wassertemperaturen nehmen gegen den Boden kontinuierlich um 5 ° ab. Infolge starker westlicher Winde mit zeitweiligem Absinken des Wasserstandes um 0,5 m hat erneuter Einstrom von Ostseewasser (18 ‰) stattgefunden, im übrigen ist der Salzgehalt merklich niedriger als vier Wochen zuvor, da die Obertrave nach starken Regenfällen viel Wasser führt. Das Salzwasser reicht am Boden nur noch bis zur Einmündung der Trave. Das intermediäre Sauerstoff-Minimum ist nicht mehr vorhanden, in 1—4 m dicker Schicht lagert über dem Boden vom St.-Jürgen-Hafen bis zur Teerhof-Insel schwefelwasserstoffhaltiges Faulwasser. Die von ihm ausgehende Sauerstoffzehrung macht sich auch in der Oberschicht weit traveabwärts mit Werten von 4—5 mg/l Sauerstoff (40—50 ‰) geltend. Dem Sauerstoffmangel im Stadtgebiet steht eine starke Übersättigung (bis 160 ‰) des Süßwassers oberhalb Lübecks gegenüber. Die Verteilung des Phosphats entspricht weitgehend den Sauerstoffverhältnissen und den pH-Werten. Das mit einem Gehalt von < 0,05 mg/l P zufließende Travewasser erhöht im Stadtgebiet durch Verwirbelung mit dem hier lagernden Faulwasser (mit 0,4—0,8 mg/l) seinen Phosphatgehalt beträchtlich (auf 0,3 mg/l), der sich etwa bis Schlutup auf dieser Höhe hält und dann infolge Vermischung mit dem von See andrängenden phosphatarmen Ostseewasser (< 0,05 mg/l) abnimmt.

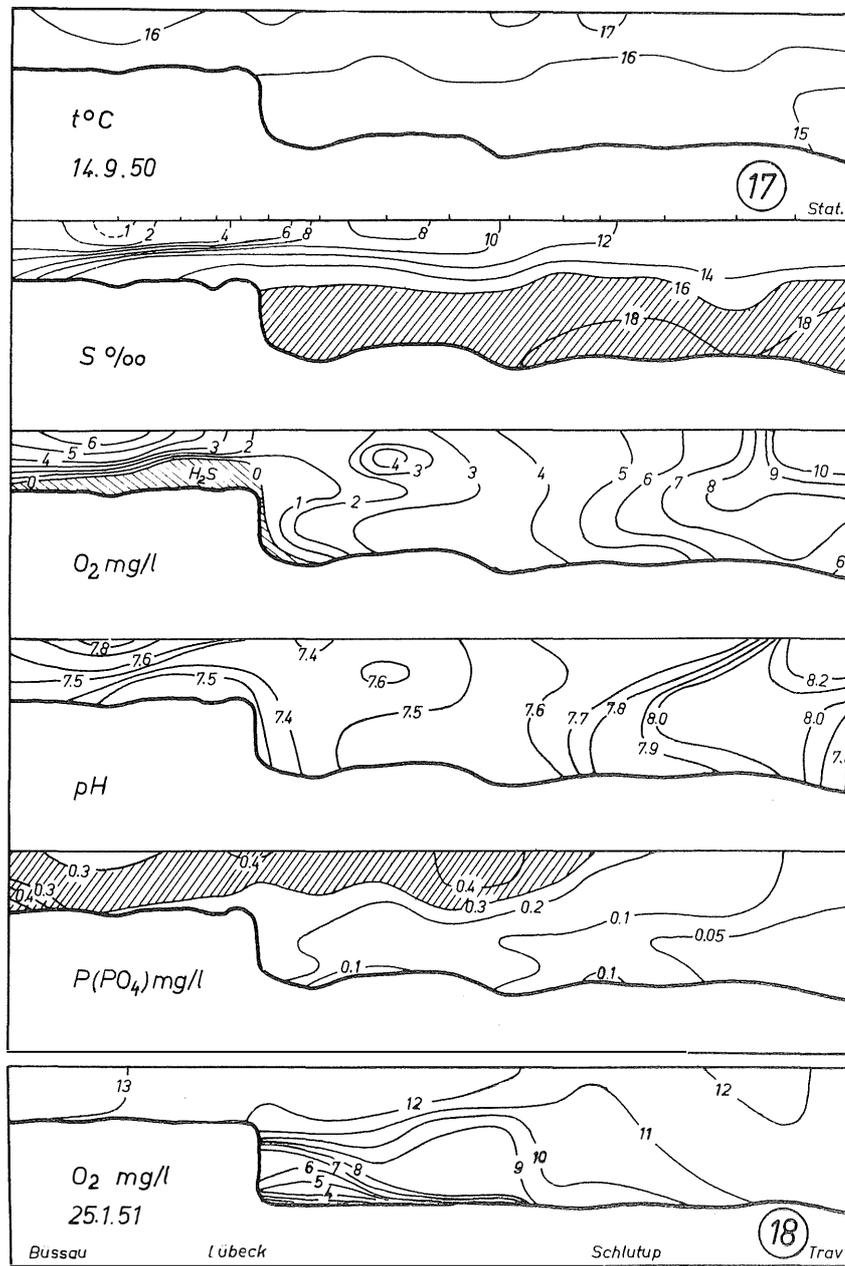
Diese Sommer-Situation erweist mit ihren enormen Gegensätzen sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung wohl am besten die Übereinstimmung zwischen Sauerstoffschwund, Erhöhung der Wasserstoffionen-Konzentration (= Verringerung des pH-Wertes) und Anreicherung an Phosphat. Im Gegensatz hierzu steht die Verteilung des Nitrit, das in der Zone größeren, jedoch nicht vollständigen Sauerstoffdefizits, die ja eine Oxydationszone darstellt, in höchster Konzentration (0,10—0,15 mg/l N) vorhanden ist, während es im Kern

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 13).

Abb. 16: Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff, pH, Phosphat und Nitrit in Längsschnitten durch die Untertrave am 26. 7. 1950 (Tiefen wie auf Taf. 11).



Tafel 13



Tafel 14

5.197

des Faulwassers bei Gegenwart von 5—17 mg/l Schwefelwasserstoff fehlt ($< 5 \gamma/l$). Auch das sauerstoffübersättigte Süßwasser und namentlich das einströmende frische Ostseewasser sind arm an Nitrit.

14. September 1950. (Taf. 14, Abb. 17.) In der Wassertemperatur macht sich bereits die herbstliche Abkühlung der oberflächlichen Wasserschichten geltend, infolgedessen ist der vertikale Temperaturgradient gering (1—2°). Der durch westliche Winde verstärkte Konvektionsstrom — in der Nacht vom 29. zum 30. 8. 1950 erreichte der Wasserstand in Lübeck mit 1,20 m unter Normal einen Rekord-Tiefstand — hat Salzwasser von 13 ‰ weit oberhalb Lübecks geführt, so daß der Oberlauf bis zur Schleuse Büssau stärker denn je versalzen ist. Im Durchschnitt sind die Salzgehalte um 3—5 ‰ höher als Ende Juli. Die sehr ausgeprägte Sprungschicht liegt recht hoch, bei 2—4 m, im Stadtgebiet bereits in 1.5—3 m. Ein großer Teil des normalerweise die Oberschicht bildenden schwach verbrackten Travewassers ist durch die steifen Südwestwinde der Vortage hinausgeblasen worden.

Mit dem Ansaugen des salzhaltigen Bodenwassers aus den Seehäfen Lübecks in den nur 4 m tiefen Oberlauf ist dieser erneut in den Wirkungsbereich des giftigen Schwefelwasserstoffes gelangt, während das eingedrungene Ostseewasser die Zone des Faulwassers zurückgedrückt hat. Fast im ganzen Untersuchungsgebiet, von Büssau bis zur Stülper Huk, herrscht selbst an der Oberfläche mehr oder minder großer Sauerstoffmangel. Bemerkenswert sind die geringen vertikalen Gradienten unterhalb Lübecks bis zur Herrenbrücke; hier hat die gesamte Wassermasse, Ober- wie Unterschicht, einen erheblichen Teil ihres Sauerstoffgehaltes durch Mischungsvorgänge eingebüßt. Selbst das aus der Trave zufließende Süßwasser kann im Elbe-Lübeck-Kanal den Sauerstoffgehalt an der Oberfläche nur auf 5—7 mg/l halten, im Stadtgebiet sinkt er bis auf 1—2 mg/l ab.

Wie bei einer ähnlichen Situation Ende Juni finden sich oberhalb 4 m die höchsten Phosphatkonzentrationen ($> 0.3 \text{ mg/l}$), ein weiterer Beweis dafür, daß das Faulwasser durch das eingedrungene Ostseewasser gehoben und dem abfließenden Travewasser beigemischt ist. Das Tiefenwasser hat, selbst in den Lübecker Seehäfen über dem Faulschlamm, einen relativ niedrigen Phosphatgehalt, da sich hier erst kürzlich eingedrungenes Ostseewasser befindet.

25.—26. Januar 1951. Der winterliche Zustand ist gekennzeichnet durch eine Umkehr des Temperaturgefälles. Nach einem Frühwinter im Dezember und einer milden, niederschlagsreichen Westwetterlage im Januar sind gegen Ende des Monats einige Frosttage gefolgt. Relativ warmes Ostseewasser ($> 3^\circ$, 14—17 ‰) erfüllt die Untertrave bis 5 m unter die Oberfläche, getrennt durch eine scharfe Salzgehaltssprungschicht von der stark ausgesüßten Oberschicht (1—2°, Salzgehalt bei Travemünde nur 5 ‰). Die Wasserläufe in und oberhalb Lübecks sind bis in eine Tiefe von 4 m vollständig ausgesüßt. Bei den niedrigen Wassertemperaturen und den anhaltenden Dichteströmen, die in der Tiefe Ostseewasser zuführen, an der Oberfläche Travewasser wegführen, ist das Sauerstoffdefizit gering (Taf. 14, Abb. 18). Nur in der bodennahen Wasserschicht der Lübecker Seehäfen erreicht es größere Ausmaße; Schwefelwasserstoff ist nur unmittelbar

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 14).

Abb. 17: Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff, pH und Phosphat in Längsschnitten durch die Untertrave am 12. 9. 1950.

Abb. 18: Verteilung des Sauerstoffs in einem Längsschnitt durch die Untertrave am 25. 1. 1951 (Tiefen wie auf Taf. 11).

über der Schlammschicht durch den Geruch festzustellen. Die Verteilung der Phosphatkonzentration gleicht weitgehend der vom September, sie erreicht jedoch in der Oberschicht lediglich 0.15—0.20 mg/l P, da die Abbauprodukte der Abwässer rasch abwärts geführt werden. Nur in den innersten Hafenbecken werden über dem Boden größere Mengen (0.3—0.9 mg/l) gefunden.

Dieser Zustand gleicht im Grunde dem am 21./22. Februar 1950 bei Beginn der Untersuchungen beobachteten, womit der Kreis über ein Jahr geschlossen ist.

Zum Vergleich mit den in der Schlei und im Windebyer Noor angetroffenen Verhältnissen sei noch einiges über den Sauerstoffverbrauch des Travewassers mitgeteilt. Der Betrag der biologischen Sauerstoffzehrung (in 24 Stunden) steigt im Stadtgebiet von Lübeck begreiflicherweise stark an und erreicht in der warmen Zeit Höchstwerte (> 5 mg/l). Das Wasser der Oberschicht ist je nach Stromlage mehr oder weniger weit abwärts mit fäulnisfähigen organischen Stoffen beladen, die teils aus den Abwässern, teils aus der Eigenproduktion an Plankton stammen; hier werden Zehrungsbeträge zwischen 1 und 2 mg/l festgestellt. Das reine Ostseewasser ergibt sehr geringe Werte (< 0.2 mg/l). Die beiden Wasserarten sind auch durch unterschiedliche Oxydationswerte charakterisiert. Sie betragen in dem einströmenden Ostseewasser 2—5 mg/l, im Oberflächenwasser 10—12 mg/l, im Stadtbereich zuweilen 15—18 mg/l Sauerstoffverbrauch.

Auf die Beeinflussung des Travewassers durch die sehr eisenhaltigen Abwässer des Hochofenwerkes Herrenwyk, die ihm oft eine ockergelbe Farbe verleihen, soll hier nicht näher eingegangen werden, da dies ein Problem für sich ist. Es mag der Hinweis genügen, daß der durch die Oxydation des Eisen-2-hydroxyds zu Eisen-3-hydroxyd hervorgerufene Sauerstoffschwund sich im Fahrwasser in einiger Entfernung von den Einlaßstellen meist nur wenig bemerkbar macht und gegenüber dem Sauerstoffdefizit, das das Wasser oft bereits mitbringt, weniger ins Gewicht fällt, was auch aus den abgebildeten Längsschnitten hervorgeht. Das schließt jedoch nicht aus, daß diese zusätzliche Wasserverschlechterung unter gewissen Umständen vielleicht entscheidend sein kann und den Sauerstoffmangel über die Erträglichkeitsgrenze für Fische steigert.

Die verheerenden Wirkungen der Abwässer im Stadtgebiet von Lübeck hat E. SCHERMER (1950) hinsichtlich der Mollusken an Hand langjähriger systematischer Untersuchungen in einer ausführlichen Arbeit dargelegt. Darin teilt er auch Beobachtungen über den Pflanzenwuchs und andere Tiergruppen und Ergebnisse von Sauerstoffanalysen und pH-Bestimmungen in den Jahren 1941 und 1946 mit, die das Tiefbauamt der Hansestadt Lübeck anstellen ließ, und zeigt, daß die Zusammensetzung der Fauna eine zuverlässige Auskunft über die Wasserbeschaffenheit und die Stärke der Verschmutzung gibt.

Unsere Untersuchungen der Bodenbesiedlung in der Untertrave kennzeichnen auch diese als einen sehr extremen Lebensraum, in dem nur einige wenige Arten, dafür jedoch oft in großer Individuenzahl ihr Fortkommen finden (*Tubificiden*, *Nereis*, *Mya arenaria*, *Cyathura carinata*). Diese Artenarmut beherrscht auch die breiten Buchten der Untertrave; verschiedentlich zeigen große Mengen von Schalen (*Mytilus*, *Cardium*, *Macoma*), daß vor Jahren hier noch reich besetzte Muschelbänke bestanden. Erst in der Enge am Priwall treten die genannten Muscheln und ihre Brut sowie andere Meerestiere auf, dadurch normale Lebensbedingungen anzeigend. Der Faulschlamm in den steilwandigen, ausgebaggerten Fahrinnen unterhalb Lübecks ist ohne jegliches höhere Leben, soweit sich die Zone des Schwefelwasserstoffes erstreckt. Die bessere Durchlüftung der

obersten Wasserschicht ermöglicht bereits hier zahlreicheren Tierarten das Leben in der Uferzone, sofern nicht Sielabwässer auch diese verunreinigen. Die abträglichen Folgen der Abwässer des Hochofenwerkes sind durch das Absterben der Ufervegetation und die Verödung der Bodenfauna im Einflußbereich der ockerfarbenen Abwasserwolke festzustellen, als deren Hauptursache die ständige Sedimentation von Eisenhydroxyd anzusehen ist. Dagegen entfaltet sich in der Oberschicht unter dem düngenden Einfluß der Abbauprodukte der Abwässer ein außerordentlich reiches Planktonleben teils limnischen, teils marinen Charakters, sofern dem nicht die unmittelbaren Folgen der Verschmutzung entgegenwirken. Die biologischen Verhältnisse der Untertrave bedürfen im einzelnen, insbesondere hinsichtlich der Beziehungen zur Fischerei, noch einer eingehenden Untersuchung.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

Nach einleitenden Hinweisen auf die Schichtungsverhältnisse in den Förden der schleswig-holsteinischen Ostseeküste werden die Folgen der Abwässereinleitung in die Schlei, das Windebyer Noor bei Eckernförde und die Untertrave dargestellt. Diese drei Beispiele zeigen die recht unterschiedliche Wirkung vorwiegend häuslicher, mit organischen Stoffen beladener Abwässer auf die Wasserbeschaffenheit, je nach dem dabei auftretenden Verdünnungsgrad und dem Umfang der Wassererneuerung.

Die breiten, flachen Wasserbecken der oberen Schlei vermögen zwar noch die Abwässer der Stadt Schleswig zu verarbeiten, so daß es, von der unmittelbaren Umgebung der Sielmündungen und besonders ungünstigen Situationen abgesehen, im allgemeinen zu keinen größeren primären Schädigungen im offenen Wasser kommt. Die bei der Oxydation der organischen Abwässer freiwerdenden Stickstoff- und Phosphatverbindungen wirken sich jedoch als eine starke Düngung des Schleiwassers aus, die eine enorme Wasserblüte mit den sich daraus ergebenden Wirkungen auf den Chemismus des Wassers (Sauerstoffübersättigung, erhöhtes pH, hohe Sauerstoffzehrung und Oxydationswerte) zur Folge hat. Die allmähliche Abnahme dieser Werte schlei-abwärts mit steigendem Salzgehalt erweist, daß das Wasser in der inneren Schlei infolge geringen Süßwasserzuflusses nur langsam erneuert wird und ihre Selbstreinigungskraft aufs äußerste angespannt ist. Bereits jetzt kommt es in dem mit der Schlei über das Haddebyer Noor in Verbindung stehenden Selker Noor sekundär als Fernwirkung der Eutrophierung des Schleiwassers bei gelegentlich auftretender thermohaliner Schichtung zu Sauerstoffschwund und Schwefelwasserstoffbildung.

Über sekundäre Begleiterscheinungen bei der Eutrophierung eines Brackwassersees unterrichten die Untersuchungen im Windebyer Noor. Infolge der Zuführung von häuslichen Abwässern und ungenügender Wassererneuerung hat sich der Nährstoffgehalt des Wassers stark angereichert. Wasserblüte und Faulschlammablagerung am Boden sind die Folgen; von der letzteren geht eine starke Sauerstoffzehrung aus, die, sobald es zu einer thermischen Schichtung kommt, zu Sauerstoffschwund und Schwefelwasserstoffbildung im Bodenwasser führt. Durch anhaltende stürmische Winde und die im Herbst mit Abkühlung des Wassers eintretende Vollzirkulation wird diese Faulwasserzone beseitigt. Die witterungsabhängigen Veränderungen der Schichtungsverhältnisse im Noor wurden über zwei Jahre verfolgt.

In der Untertrave sind die primären Schädigungen durch die Verseuchung des Gewässers und den dabei auftretenden Sauerstoffschwund und die Schwefelwasserstoffbildung als unmittelbare Folgen der eingeleiteten Abwässer bestimm-

mend für den Charakter des Gewässers, wobei die Salzgehaltsschichtung und der durch den Dichtegradienten bedingte Konvektionsstrom von ausschlaggebender Bedeutung für die Ausdehnung der Zonen der Verschmutzung und Selbstreinigung sind. Der Konvektionsstrom wird durch den Süßwasserzufluß des Trave-Flusses aufrechterhalten und führt im Unterstrom Ostseewasser in die Untertrave, im Oberstrom brackiges Travewasser zur Ostsee. An einzelnen Aufnahmen werden für typische Wetterlagen über ein Jahr hin die Verteilung der wichtigsten Faktoren (Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoffgehalt, pH, Phosphatgehalt) dargestellt. Daß die Untertrave trotz des geringen Süßwasserzuflusses die ihr zugemutete riesige Abwasserlast in dem bisherigen Ausmaß überhaupt tragen kann, ist lediglich dem Zustrom von Ostseewasser am Boden und den häufigen Wasserstandsschwankungen zuzuschreiben, die, von Stauungen und Rückströmungen bei bestimmten Wetterlagen abgesehen, zur Verstärkung des Wasserdurchflusses beitragen. Allerdings täuscht die Beschaffenheit der obersten Wasserschicht oft über den üblen, lebensfeindlichen Zustand des Tiefenwassers, dessen Verheerungen sich weit ober- und unterhalb der Verschmutzungszone auswirken.

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s .

- GRIESEL, R.: Die Beziehungen zwischen Gezeiten, Strömungen und Salzgehalt in der Trave. — Mitt. d. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, H. 37, 1934.
- KANDLER, R.: Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. — Deutsche Hydrogr. Ztschr. Bd. 4, 1951.
- NEUBAUR, R., JAECKEL, S. und Mitarbeiter: Die Schlei und ihre Fischereiwirtschaft. — Schr. d. Naturw. Ver. f. Schlesw.-Holstein, Bd. 21/22, 1935/37.
- OHLE, W.: Der Vorgang rasanter Seenalterung in Holstein. — Die Naturwissenschaften, 40. Jg., H. 5, 1953.
- SCHERMER, E.: Hydrobiologische Untersuchungen im Travegebiet, Teil I. — Forsch. d. Geogr. Ges. u. Naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, H. 42, 1950.
- STEYER: Der Salzgehalt der unteren Trave. In: Das linke Untertrave-Ufer (Dummersdorfer Ufer). Herausgegeben vom Denkmalsrat Lübeck, 1932.
- THIENEMANN, A.: Vom Gebrauch und Mißbrauch der Gewässer in einem Kulturlande. — Arch. f. Hydrobiol., Bd. XLV., 1951.
- THIENEMANN, A.: Wasser und Gewässer in Natur und Kultur. — Jb. 1952 der Max-Planck-Ges.
- WATTENBERG, H.: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. — Ann. Hydr. u. marit. Meteorol. Bd. 69, 1941.
- WATTENBERG, H.: Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom- und Wetterlage. — Kieler Meeresforsch. Bd. 6, 1950.
- WITTIG, H.: Der mittlere jährliche Gang des Salzgehalts in der Kieler und Mecklenburger Bucht. — Kieler Meeresforsch., Bd. 9, H. 2, 1953.