

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.

Über den Gehalt an gelöstem anorganischem Phosphor in der Kieler Förde 1952—1957

Von JOHANNES KREY

(1. Beitrag über langfristige Beobachtungen in der Kieler Förde)

I. Vorbemerkung

Im September 1951 wurden auf Anregung von Prof. R. KÄNDLER hydrographische und biologische Dauerbeobachtungen in der Kieler Förde begonnen, deren regelmäßige Durchführung insbesondere dem Schiffsführer von FK „Südfall“ — jetzt „Hermann Wattenberg“ —, Kapitän OHL zu verdanken ist. Damit wurde einem allgemeinen Bedürfnis der Kieler Meeresbiologen entsprochen, die sich dadurch über die z. T. sehr schnell wechselnden Umweltfaktoren in dieser Förde leicht unterrichten konnten. Zugleich sollten diese Dauerbeobachtungen Aufschluß über die jährlichen Unterschiede der hier untersuchten Wassereigenschaften geben. Es ist zwar aus den täglichen Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Kieler Bucht sowie aus den früheren hydrographischen Untersuchungen in diesem Gebiet (vgl. BANSE, 1955; KÄNDLER, 1951; WATTENBERG, 1940 und 1941; WATTENBERG u. MEYER, 1936; WITTIG, 1953) bekannt, daß neben einem sprunghaften täglichen Wasserwechsel eine Änderung von Salzgehalt und Temperatur im Jahresrhythmus stattfindet. Hinzu kommt, daß sich die genannten Faktoren in den einzelnen Jahren beträchtlich voneinander unterscheiden können. Eine nähere Kenntnis dieser Vorgänge, insbesondere der starken Salzwassereinträge mit ihren weitschichtigen biologischen Folgerungen, war jedoch in vieler Hinsicht, auch von physikalisch-ozeanographischer Seite wünschenswert.

Es wurden darum zunächst im Abstände von 14 Tagen Untersuchungen an drei Punkten der Kieler Förde geplant und in den Jahren 1952 und 1953 auch durchgeführt. Späterhin konnten diese Beobachtungen jedoch nur einmal im Monat gemacht werden, eine Tatsache, welche den Wert dieser Beobachtungsreihe beträchtlich vermindert, da der hydrographische Wechsel sehr schnell und häufig erfolgen kann. Die Lage der Untersuchungsstationen I, II und III ist in Abb. 1 ersichtlich. Auf jeder Station wurden die nachstehenden Wassereigenschaften in den Tiefen 1, 5, 10 m sowie 1 m über dem Boden, d. h. also auf Station I in 14 m, auf II in 15 m und auf III in 17 m beobachtet. Auf diesen Punkten wurden außer Temperaturmessungen Wasserproben für die Bestimmung von Salzgehalt, Sauerstoffgehalt, sowie Gehalt an gelöstem anorganischem Phosphor sowie Nitrit-Stickstoff genommen. Hinzu kam auf jeder Station ein Horizontalzug mit dem 1-Meter-Ringtrawl sowie ein Vertikalzug mit einem Planktonnetz mit Gaze 20.

Dieses in räumlicher wie in zeitlicher Hinsicht weitmaschige Probenetz wird ergänzt durch tägliche Beobachtungen von Salzgehalt und Temperatur am Liegeplatz unseres Forschungskutters, zunächst an der Blücherbrücke, später an der in unmittelbarer Nähe liegenden Reventloubücke. Diese Proben bedecken den Zeitraum vom 16. XI. 1951 bis heute. Wenn auch diese Proben u. U. durch die etwa 2000 m östlich vom Liegeplatz einmündende Schwentine geringfügig beeinflußt werden können, so sind sie doch gerade für den Wechsel in Salzgehalt und Temperatur in der Kieler Innenförde repräsentativ.

Im folgenden soll in einer Veröffentlichungsreihe das hier gesammelte umfangreiche Material z. T. als reine Umweltbeschreibung, z. T. verbunden mit einer Kausalanalyse der bisweilen sehr großen Eigenschaftsdifferenzen dargeboten werden. Wegen der Vielzahl der verschiedenen Untersuchungsgruppen beteiligen sich mehrere Autoren an der

Darstellung, deren Veröffentlichung zwanglos nach dem Zeitpunkt der Fertigstellung der Bearbeitung der einzelnen Beiträge erfolgen wird. Ab 1958 werden diese Beobachtungen an freilich verringerten Probenpunkten für S $\bullet/\bullet\bullet$, t°, O₂ und PO₄-P fortgesetzt.

Die allgemeine Hydrographie der Kieler Bucht, der die Kieler Förde als ein kleiner Blindsack angehört, ist von den eingangs zitierten Autoren im Wesentlichen geklärt worden. Das verhältnismäßig salzreiche Tiefenwasser, das in der Regel durch eine scharfe Sprungschicht in 10—15 m Tiefe von der weniger salzreichen Deckschicht getrennt ist, erfährt eine schubweise Erneuerung durch Wasser, das aus dem Kattegat durch den Großen Belt am Boden einströmt. Dagegen unterliegt das Wasser der Deckschicht einem stärkeren Wechsel, der in Intensität und Dauer vom ständig wechselnden Ausstrom aus der Ostsee durch den Fehmarnbelt beeinflusst wird.

II. Grundzüge des Gehaltes an PO₄-P in der Ostsee

Der Gehalt an gelöstem anorganischem Phosphor und an Nitrit-Stickstoff kann nur eingeschränkt als Gradmesser für die Trophie eines Wasserkörpers dienen. Beide Komponenten sind zwar analytisch leicht faßbar und können deswegen in größerem Umfang bestimmt werden, aber sie sind nur Durchgangsglieder des P- bzw. des N-Kreislaufes. So wird anorganischer P in unserem Untersuchungsgebiet ständig durch Mineralisationsvorgänge am Boden und im sogen. kleinen Kreislauf sowie durch Landzuflüsse zugeführt und in der euphoten Deckschicht, die hier normalerweise nicht tiefer als 10 m reicht, vom Phytoplankton assimiliert. Hinzu kommen noch die in ihrem Ausmaß völlig unbekannt abiotischen Vorgänge, wie z. B. die Ausfällung von P als FePO₄ oder die Adsorption an Festpartikel.

Während der P nur in einen Kreislauf eingebaut ist, kann man beim Nitrit-N zwei geschlossene und auch miteinander verbundene Zyklen verfolgen: den bakteriellen (vgl. ZOBELL, 1946) und den planktischen. Über beide besitzen wir zwar sehr allgemeine Vorstellungen, es fehlt aber — vorwiegend aus methodischen Gründen — an speziellen Analysen der verschiedenen Komponenten im Jahreszyklus. In beiden Kreisläufen ist Nitrit-N jedenfalls ein schnell ersetzbares und assimilierbares Zwischenglied.

Wenn trotz dieser Einschränkungen PO₄-P und NO₂-N eine Bedeutung als Trophieindikatoren besitzen, so nur aus der Überlegung heraus, daß beim Auftreten hoher Werte von beiden der Gehalt an Gesamt-P und Gesamt-N groß sein muß. Niedrige Werte lassen dagegen keine unbedingten Schlüsse zu. Als einwandfreies Maß für den P- bzw. den N-Spiegel eines Wasserkörpers kann nur der Gehalt an Gesamt-P und -N, d. h. also aller Glieder gelten. Da es aber sehr mühsam ist, alle Einzelkomponenten für sich in größerer Zahl zu analysieren, ist man auf die oben genannten Bestimmungen angewiesen.

ARMSTRONG und HARVEY (1950) geben eine ausgezeichnete Darstellung des Jahresganges der verschiedenen P-Komponenten aus dem Englischen Kanal. Dort unterliegt die Menge des Gesamt-P trotz der wechselnden Wasserkörper an der Oberfläche mit Werten zwischen 5,8 und 19,2 mg nur relativ geringen Schwankungen, wogegen sich der Gehalt an anorganischem P zwischen 1,1 und 13,6 mg/m³ bewegt. In 70 m Tiefe sind die Werte für die beiden Komponenten erwartungsgemäß konstanter mit 9,9 bis 17,6 mg bzw. 5,1—12,5 mg/m³. Als Mittelwerte kann man für die Beobachtungsperiode von 1948—49 die folgenden Konzentrationen errechnen:

	Oberfläche	Tiefe (70 m)
Gesamt-P	12,8	13,2
PO ₄ -P	6,3	9,3 mg P/m ³

Den geringen Unterschied im Gesamt-P zwischen Oberfläche und Tiefe kann man auf Sedimentation geformter Partikel zurückführen, während die größere Differenz im Gehalt an $\text{PO}_4\text{-P}$ den starken Assimilationsvorgängen an der Oberfläche zuzuschreiben ist.

In der Ostsee liegen die Verhältnisse wesentlich anders: infolge der sehr starken Salzsichtung, deren Wirkung im Sommer durch die Erwärmung der Deckschicht verstärkt wird, fehlen zu Zeiten des Phytoplanktonwachstums oft genug selbst Spuren von $\text{PO}_4\text{-P}$ in der Oberschicht. In der Tiefe werden zwar sehr hohe P-Werte bis weit über 100 mg/m^3 angetroffen (vgl. WATTENBERG, 1940; BANSE, 1957); wegen der starken Dichteschichtung können diese jedoch nur in den Randgebieten sehr langsam zur Wirksamkeit in die Deckschicht gelangen. STEEMANN NIELSEN (1940) hat den jahreszeitlichen Gang des $\text{PO}_4\text{-P}$ -Gehaltes im Sund nahe Helsingör in 0 und 15 m Tiefe verfolgt. Aus dieser Darstellung ist ersichtlich, daß anorganischer P nur von Oktober bis Dezember an der Oberfläche nachgewiesen werden kann; auch in 5 m Tiefe fehlen außerhalb dieser Zeit Spuren von P. Eine mäßige Versorgung der Assimilationsschicht findet erst zu Beginn des Oktober statt, wenn die starke Stratifikation geringer wird und die Turbulenz tiefer greifen kann. Es ist hier natürlich möglich, daß bei außergewöhnlichen Wetterlagen selbst im Hochsommer Tiefenwasser dem Oberflächenwasser beigemischt wird; dieses kann jedoch in einem Gebiet mit starker Strömung nicht mehr die lokale Entstehung einer Planktonblüte verursachen. STEEMANN NIELSEN bezeichnet den Sund als ein Gebiet verhältnismäßig geringer Produktion organischer Substanz, dagegen charakterisiert er das westliche Kattegat als eutrophes Gebiet, da hier regelmäßig durch aufquellendes Tiefenwasser größere Mengen von $\text{PO}_4\text{-P}$ an die Oberfläche gebracht werden. Ähnliches dürfte für die Kieler Bucht gelten.

WATTENBERG und MEYER (1936) haben zum ersten Mal in der Kieler Förde (vgl. Taf. 2) regelmäßige Analysen u. a. von $\text{PO}_4\text{-P}$ und $\text{NO}_2\text{-N}$ durchgeführt. Auch hier zeigte sich, daß die starke thermohaline Stratifikation zu einer völligen Auszehrung der Deckschicht an $\text{PO}_4\text{-P}$ führen kann, die nur durch gelegentliche Schlechtwetterperioden unterbrochen wird. Aus je 29 Beobachtungen der Tiefen 0 und 15 m ergibt sich ein Jahresmittel von 4,7 bzw. 13,2 $\text{mg PO}_4\text{-P/m}^3$. Das Tiefenwasser zeigt fast ständig hohe P-Werte, die im Sommer durch Mineralisationsvorgänge am Boden sowie advective Zufuhr von salz- und P-reichem Kattegatwasser erreicht werden.

In den Jahren 1938 und 1939 untersuchte der Verfasser (KREY, 1940) gleichfalls einen Jahreszyklus in der Kieler Förde (Abb. 1). Aus 49 gleichmäßig über das ganze Jahr verteilten Proben wurden im Oberflächenwasser der Innenförde vor Kitzberg 22,9 mg P/m^3 im Jahresmittel gefunden. Für das Oberflächenwasser der Außenförde liegen nur Beobachtungen über den Abschnitt März bis Ende November vor, die einen Mittelwert von 9,6 mg P ergeben. Wenn man das Mittel aus den Proben desselben Zeitabschnittes in der Innenförde zieht, so erhält man für diese 20,1 mg P/m^3 , womit deren starke Anreicherung an P erwiesen ist. Ein Vergleich mit den Zahlen von WATTENBERG und MEYER (1936) ergibt, daß das Oberflächenwasser vor Laboe etwa doppelt so viel P enthält wie das Wasser zwischen Tonne B und C, das von diesen beiden Autoren untersucht worden ist. Der Unterschied ist durch den Verlauf des ausströmenden P-reichen Oberflächenwassers erklärlich, das die Stationen B und C weniger berührt als die weiter östlich gelegene Station Laboe.

Diese beiden Untersuchungen zeigen bereits, daß die Kieler Förde im Verhältnis zum Öresund über wesentlich mehr $\text{PO}_4\text{-P}$ verfügt. Zusammen mit den Ausführungen von BUCHI (1939) und GESSNER (1933) ergibt sich das Bild, daß im Frühjahr und Sommer die rel. schwach salzhaltige Deckschicht wenig oder gar keinen anorganischen P mit sich führt. Dagegen ist das Tiefenwasser reich mit anorganischem P beladen. Wo dieses

Tiefenwasser der Deckschicht beigemischt wird, also vor allem an der Westseite der verschiedenen Becken und in Gebieten starker Strömung, kann man mehr oder minder regelmäßig mit einem erhöhten Gehalt an $\text{PO}_4\text{-P}$ im Vergleich zu dem des ausströmenden Oberflächenwassers rechnen.

Nach unserer Kenntnis der Hydrographie der Kieler Bucht wissen wir, daß deren Wasser sehr inhomogen ist und daß daher kurzfristige starke P-Schwankungen auftreten können. Dieses kommt zum Ausdruck in einer Untersuchung von GILLBRICHT (Diss. 1951), der vom FS „Flensburg“ zu verschiedenen Jahreszeiten u. a. Beobachtungen über kurzfristige Änderungen des Planktons und der Nährstoffe anstellte. Das FS „Flensburg“ liegt in einem hydrographisch recht ruhigen Gebiet, weit ab von Landzuflüssen, so daß man dort ein wesentlich gleichmäßigeres Verhalten im zeitlichen Gang der verschiedenen Komponenten erwarten kann. Aus dem umfangreichen Tabellenmaterial, das leider nicht veröffentlicht werden konnte, entnehmen wir die folgenden Angaben über kurzfristige Änderungen im P-Gehalt, die in gleichem Maße auf Unterschiede im Gehalt an $\text{NO}_2\text{-N}$ übertragen werden können.

Tabelle 1
Extreme Schwankungen im Gehalt an $\text{PO}_4\text{-P}$ beim FS „Flensburg“

Zeit	Extremwerte mg P/m ³	Salzgehalts- unterschiede
VIII 1949	3,1— 4,5	0,2 ⁰ / ₁₀₀
X 1949	6,0—10,4	1,0 in 24 Std.
III 1950	1,6— 2,7	0
VI 1950	3,9— 6,3	0,2 in 1 Std.

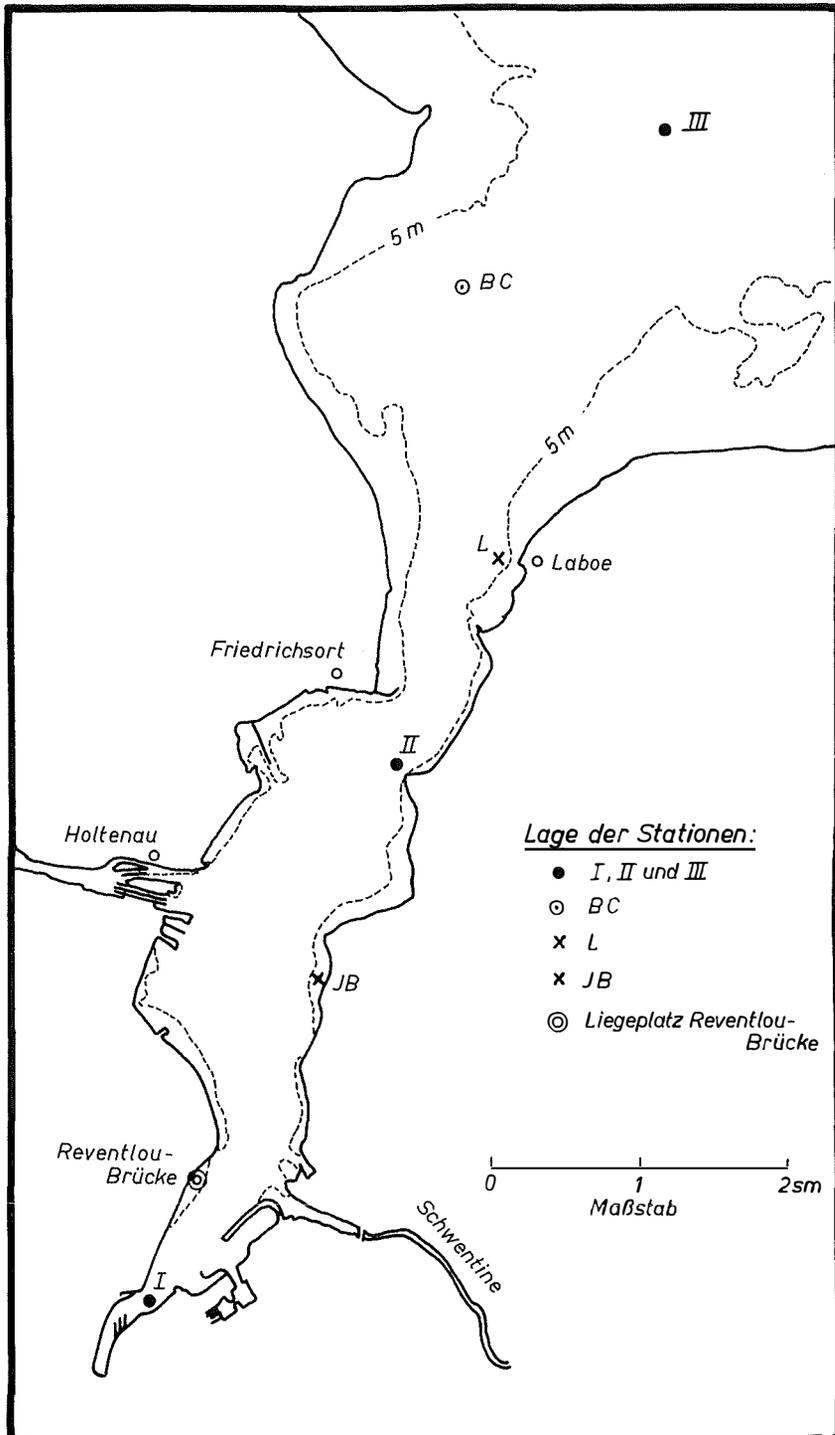
Bei der Bewertung der Einzelbeobachtungen in der Kieler Förde muß man also die größte Vorsicht walten lassen. Man wird bei dem — vom statistischen Standpunkt gesehen — relativ geringen Material weniger auf Einzelbeobachtungen eingehen können, sondern vorwiegend durch Zusammenfassung von Beobachtungsgruppen den langfristigen Gang der Nährstoffe P und Nitrit-N sowie des Sauerstoffs herausarbeiten müssen.

III. Der Jahresgang des Phosphat-Phosphors in der Kieler Förde

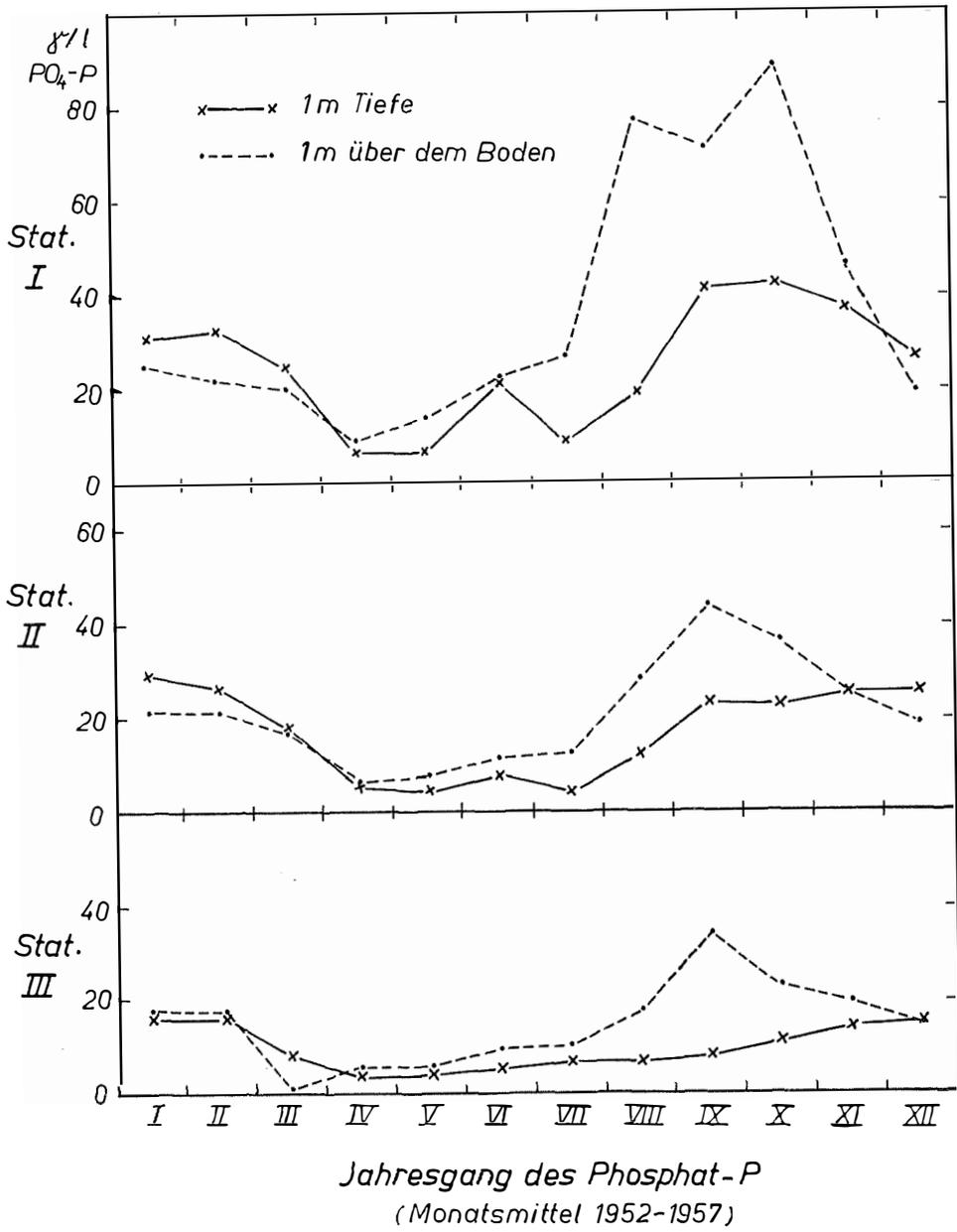
Die starke Dichtesprungschicht, die normalerweise in der Kieler Förde zwischen 10 und 15 m liegt und überwiegend salzbedingt ist (vgl. dazu auch WATTENBERG und MEYER, 1935), läßt in 1 m und in 15 m zwei Wasserschichten mit extremen Eigenschaften unterscheiden. Wenn auch die 1 m-Schicht stärkeren Verunreinigungen durch vorüberfahrende Schiffe ausgesetzt ist als die 5 m-Schicht, so benutzen wir jene doch, da in 5 m Tiefe eher eine völlig unkontrollierbare Beimischung von Tiefenwasser, besonders bei langanhaltenden Westwindlagen stattfinden kann.

Um die Besonderheiten im Jahresgang feststellen zu können, wollen wir im folgenden zunächst aus dem gesamten Material der 6 Beobachtungsjahre den „Mittleren Jahresgang“ einer Analyse unterziehen¹⁾. Dieser mittlere Jahresgang ist aus durchschnittlich 70 Einzelwerten je Station und Tiefe, die sich recht gleichmäßig über alle Monate verteilen, errechnet und in Tafel 3 für die Stationen I, II und III (vgl. Lageplan Tafel 2) dargestellt worden. Er schließt sich im ganzen den früher beschriebenen Jahresgängen

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 2)
Lageplan der Stationen I, II, III sowie der Untersuchungsstationen von KREY (1939) und WATTENBERG und MEYER (1935).



Tafel 2



Tafel 3

an mit den Höchstwerten im Winter und den Tiefstwerten im Frühjahr und Sommer. Wenn jedoch die Phytoplanktonentwicklung als einzige Ursache für die sommerlichen Tiefwerte wirken würde, so müßte die Jahreskurve etwa symmetrisch zum Juli, der Zeit stärksten Lichtangebots verlaufen. Es zeigt sich aber schon zu dieser Zeit ein langsamer, jedoch kontinuierlicher Anstieg der P-Werte in 1 m Tiefe, der ununterbrochen bis Dezember anhält. Im Herbst findet aber regelmäßig eine starke Blüte von Ceratien und evtl. von Diatomeen statt. Zur Erklärung dieser vorzeitigen Zunahme kann man die mit steigender Wassertemperatur anwachsende Mineralisation des im Frühjahr gebundenen P heranziehen, die sowohl in der Oberschicht im „kleinen Kreislauf“ wie im Tiefenwasser, insbesondere am Boden vor sich geht. Der hieraus stammende $\text{PO}_4\text{-P}$ wird mit dem Tiefenwasser der Oberfläche zugeführt, so daß hier zwei Vorgänge für die Erhöhung des Gehalts an P verantwortlich sind.

Eine Beimischung von Tiefenwasser im Oberflächenwasser läßt sich aus dem Verlauf der Jahreskurve des Salzgehalts (Tafel 4) entnehmen: während das P-Maximum von November bis Januar anhält, findet man das Salzgehaltsmaximum vom Oktober bis Januar und die entsprechenden Minima von April—Mai bzw. für S ‰ nur im Mai. Dieser jahreszeitliche Gang ist nicht nur durch die lokale Beimischung von Tiefenwasser zu erklären, sondern auch durch den in der ganzen Kieler Bucht wirksamen Zustrom schwachsalzigen und P-armen Oberflächenwassers aus der zentralen Ostsee.

Wenn die ständige Erhöhung des P-Gehaltes im Oberflächenwasser nach dem Frühjahrsminimum nur von den vorgenannten Mineralisationsvorgängen und von der Beimischung des Tiefenwassers abhängig wäre, dann müßte dieses Tiefenwasser stets einen höheren P-Gehalt als das Oberflächenwasser besitzen. Dies zeigt sich auch fast immer und besonders eindeutig auf der Station III, die am wenigsten den Landeinflüssen unterworfen ist. Im März jedoch findet man hier ein relativ P-armes Tiefenwasser und auf den Stationen II und I gleichfalls im Dezember—Februar bzw. im März. Dieser Befund führt uns zu der Annahme, daß um diese Zeit P-reiches Wasser von Land her eingedrungen ist.

Diese Annahme findet eine Stützung durch folgende Beobachtungen: im Januar, dem Monat mit der geringsten Urproduktion, also auch der geringsten P-Zehrung, liegt der Wert für P im Oberflächenwasser auf Station III bei 16 mg, auf Station II bei 29 mg und Station I bei 31 mg/m³. Auch während der übrigen Monate liegen die Werte auf den Stationen II und I ständig höher als bei III. Wenn wir diesen Vergleich für den Salzgehalt ziehen, so zeigt sich, daß auf Station III im Januar nur 0,1 ‰ mehr Salz als auf Station I gefunden wurde, daß aber der P-Wert fast doppelt so hoch liegt. Das bedeutet, daß der P-Zufluß bei Station I in der Größenordnung von etwa 1 mg/Liter liegt.

Der P-Gehalt des Tiefenwassers ist bei Station III mit 34, bei Station II mit 44 mg P im September und bei Station I mit einem zweigipfligen Maximum von 77 bzw. 88 mg P in den Monaten August bis Oktober am höchsten. Der Salzgehalt zeigt ebenfalls in dieser Zeit sein Maximum, wenn auch auf Station III und II ein wenig früher und mit nur einem Gipfel im Oktober auf Station I.

¹⁾ Der $\text{PO}_4\text{-P}$ wurde in folgender Weise bestimmt: 100 ml Meerwasser + 1 ml Molybdän-Schwefelsäure (Oslo-Reagenz) + 2 × 0,3 ml SnCl_2 -Lösung in Abständen von 10 Minuten. Salzgehaltskorrektur nach Wattenberg.

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 3)

Der Jahresgang des Phosphat-Phosphors, dargestellt aus den Monatsmitteln der 6-jährigen Beobachtungen 1952—1957 für die Stationen I, II und III in 1 m (ausgezogen) und 1 m über dem Boden (gestrichelt).

Als Quelle für den höheren P-Gehalt im Tiefenwasser bei gleichbleibendem oder gar abnehmendem Salzgehalt kommen nur Mineralisationsvorgänge in Betracht. Während des Frühjahrs und Sommers wird in der Oberschicht der größte Teil des P aufgezehrt und fällt anschließend als geformter P zu Boden. Das erfolgt in der ganzen Kieler Bucht und in verstärktem Maße in der Kieler Innenförde, die besonders windgeschützt ist und außerdem von Land her starke P-Zuschüsse empfängt. Das Tiefenwasser erhält nun auf seinem gesamten Wege von NO nach SW sowohl unmittelbar von den herabfallenden Partikeln als auch vom frischen Sediment ständig Mineralisationsprodukte, darunter auch PO_4 -P. Im Tiefenwasser der Kieler Innenförde, d. h. besonders auf Station I, ist also auf dem langen Wege durch die Kieler Bucht und die Außenförde der Phosphor akkumuliert worden, ganz besonders stark auf dem letzten Wege von Station III über II nach I. Hier ist auch die Wirkung des Sedimentes als P-Spender am stärksten, einmal wegen der geringen Tiefe und der damit verbundenen stärkeren Erwärmung, zum anderen wegen des reich mit Phosphor aufgeladenen Sediments. Der Mineralisationsprozeß geht im September am intensivsten vor sich, wenn die Bodentemperaturen 10° überschritten haben (Station I: $13,2^\circ$; II: $12,6^\circ$; III: $12,2^\circ$).

Der Jahresgang wird also einmal durch die lokal wirkende Zehrung durch das Phytoplankton im Frühjahr und Sommer sowie von der Zufuhr salz- und P-armen Wassers, das aus der Kieler Bucht stammt, bestimmt. Dann aber wirken sowohl die lokalen Landzuflüsse mit ihrem hohen P-Gehalt und das von NO eindringende Tiefenwasser, das sich auf seinem Wege durch die Kieler Bucht mit Mineralisationsprodukten auflädt, im Sinne einer Erhöhung des P-Gehaltes. Eine quantitative Erfassung dieser Vorgänge ist auf Grund des vorliegenden Materials nicht möglich, da die Zehrung durch das Phytoplankton ebenso wie die Zuschüsse durch Mineralisation unbekannt sind.

Die Mittelwerte über die gesamten 6 Jahre geben einen Anhalt für die Anreicherung der Innenförde mit anorganischem P.

Tabelle 2
Gesamtmittel über 6 Jahre in mg PO_4 -P/m³
Probenzahl in (); Stationen vgl. Tafel 2

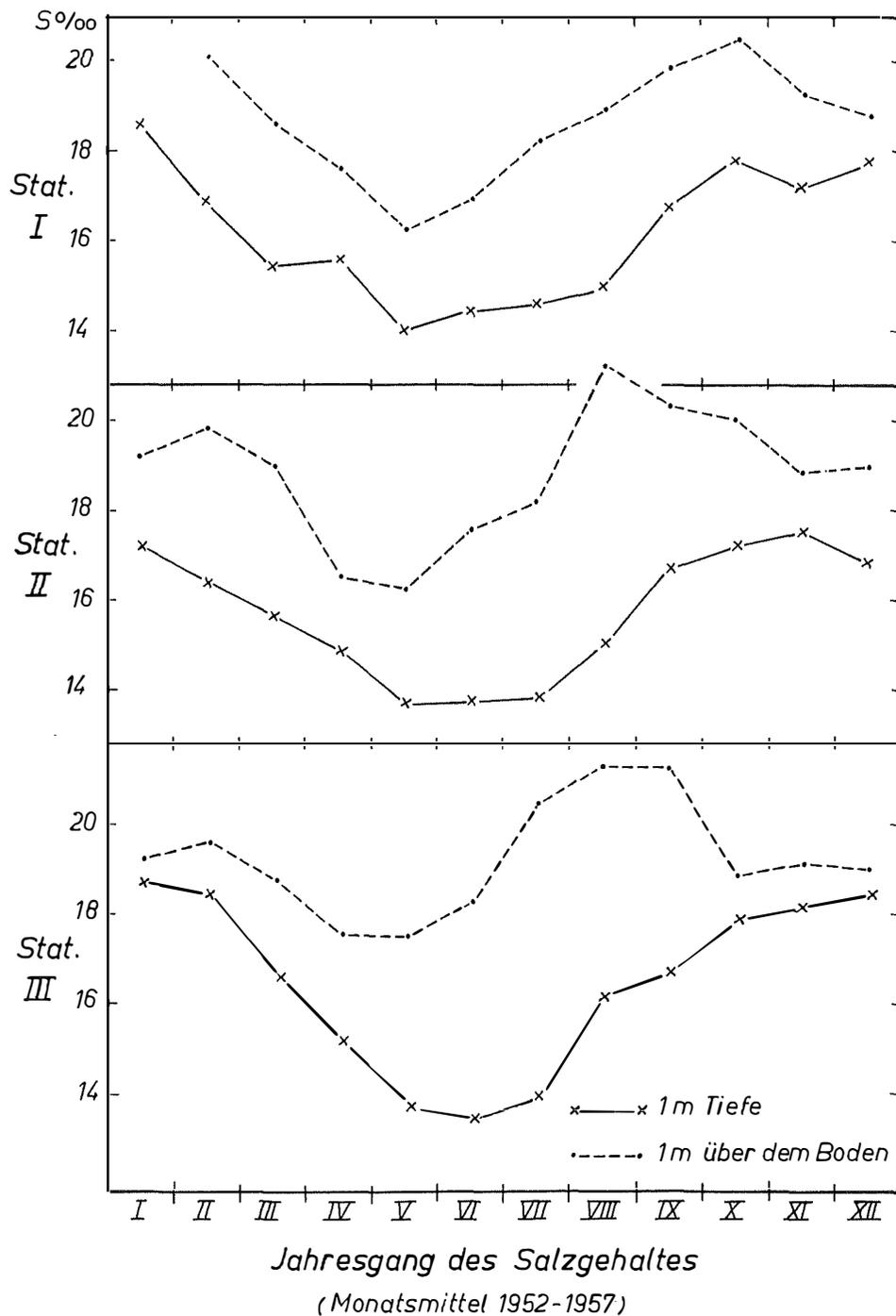
Tiefe	Station:	I	IB	II	Laboe	BC	III
1 m		24,6 (70)	22,9 (49)	17,3 (73)	9,8 (34)	9,8 (73)	4,7 (29)
14—17 m		37,9 (68)		21,2 (71)		16,2 (78)	13,2 (29)

Auch aus diesen Mittelwerten ist eine Akkumulation von PO_4 -P im Tiefenwasser, das ja keine Zehrung, sondern nur einen Zuwachs an P erfahren kann, offensichtlich: das Tiefenwasser, das mit 16,2 mg P in die Förde eintritt, erhält in seinem weiteren Verlauf 21,7 mg P/m³ aus dem Boden bzw. von der Oberfläche.

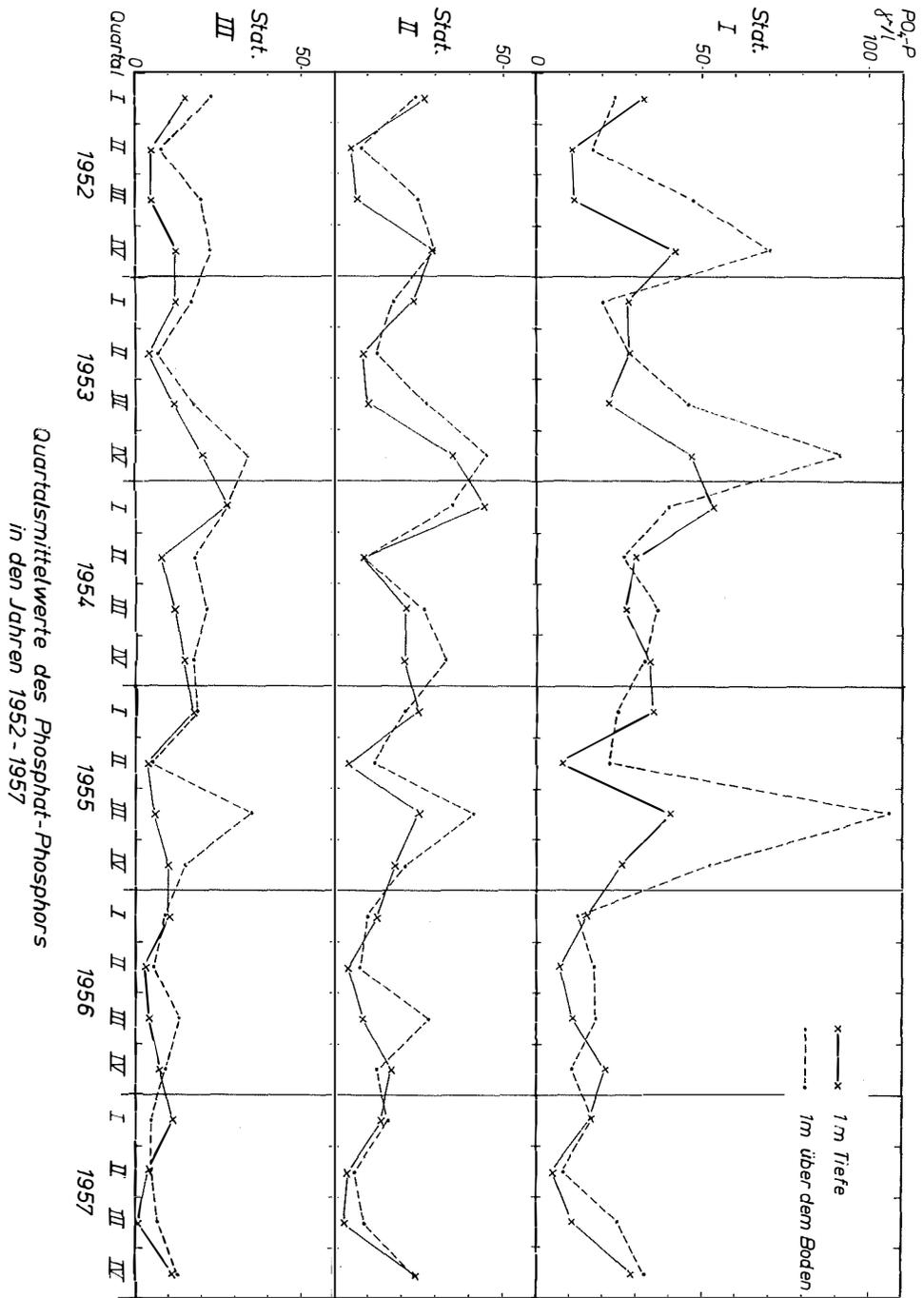
Die entsprechende Zunahme von P an der Oberfläche ist nicht so leicht zu erklären, da hier eine starke Zehrung durch Phytoplankton erfolgt. Je weiter man in die Förde hineinkommt, desto größer werden die Zufuhren von Land her; gleichzeitig zehrt aber das sich hier sehr reich entwickelnde Phytoplankton einen unkontrollierbaren Teil dieses P. Das Oberflächenwasser nimmt seinen Weg von I nach III und verliert dabei durch Zehrung und Vermischung mit P-armem Ostseewasser 14,8 mg P/m³.

Ein Vergleich der von WATTENBERG und MEYER (1936) und vom Verfasser (KREY, 1940) gesammelten Werte zeigt, daß diese Mittelwerte sich gut in das allgemeine Bild

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 4)
Der Jahresgang des Salzgehaltes, dargestellt aus den Monatsmitteln der 6jährigen Beobachtungen 1952—1957 für die Stationen I, II und III in 1 m (ausgezogen) und 1 m über dem Boden (gestrichelt).



Tafel 4



Tdfel 5

einfügen, obwohl hier nur ein einzelner Jahreszyklus beobachtet worden ist. Da die Lage der Station III und der von WATTENBERG und MEYER bearbeiteten Station BC hydrographisch ähnlich ist, scheint der Schluß möglich, daß im Jahre 1935 besonders niedrige P-Werte geherrscht haben.

IV. Jährliche Änderungen des Gehaltes an anorganischem P

Die Tafel 5 mit den Quartalsmittelwerten des $\text{PO}_4\text{-P}$ für die einzelnen Jahre läßt im Oberflächenwasser immer das sommerliche Minimum sowie das winterliche Maximum erkennen. Darüber hinaus aber sind deutliche Unterschiede in der Höhe der Amplituden von Jahr zu Jahr wahrnehmbar. Die aus den Einzelwerten (s. Anhang) gebildeten Jahresmittel (vgl. Tab. 3) lassen große Unterschiede im $\text{PO}_4\text{-P}$ -Gehalt zwischen den einzelnen Jahren erkennen. Wenn auch die statistische Sicherung nicht immer ausreichend ist, so sind die Unterschiede wegen der gleichmäßigen Verteilung der Proben über das ganze Jahr z. T. doch sehr beträchtlich. Am auffälligsten sind sie im Tiefenwasser der Station III, das unmittelbar weder von Landzuflüssen noch mit stark P-beladenem Oberflächenwasser vermischt wird.

Tabelle 3

a) Jahresmittel des $\text{PO}_4\text{-P}$ -Gehaltes für das Oberflächenwasser in mg/m^3
 Probenzahl in ()

Station	Jahr:	1952	1953	1954	1955	1956	1957
I		21,4 (20)	30,5 (16)	35,9 (9)	30,8 (9)	14,6 (11)	14,6 (9)
II		14,5 (20)	19,6 (18)	26,4 (9)	20,4 (9)	10,9 (11)	12,9 (10)
III		8,3 (20)	12,9 (17)	14,6 (7)	9,7 (9)	6,3 (11)	8,2 (10)

b) Jahresmittel des $\text{PO}_4\text{-P}$ -Gehaltes für das Tiefenwasser

I	30,0 (20)	43,2 (18)	35,0 (9)	50,7 (9)	20,8 (11)	18,3 (9)
II	19,3 (20)	25,4 (19)	28,8 (9)	26,5 (9)	12,9 (11)	14,4 (9)
III	14,6 (20)	19,3 (18)	21,0 (9)	21,2 (9)	8,8 (11)	9,5 (10)

Der Minimalwert (1956) von 8,8 mg P/m^3 beträgt nur rund 40% des Maximalwertes (1955) von 21,2 mg. Ähnlich starke Schwankungen sind beim Vergleich der Extremwerte auf den anderen Stationen feststellbar.

Allgemein ist in den Jahren 1954 und 1955 besonders viel $\text{PO}_4\text{-P}$ im Wasser der Kieler Förde gelöst. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine erhöhte Zufuhr von Tiefenwasser, da auch das Jahresmittel des Salzgehaltes 1954 mit 18,35‰ um 2—3‰ wesentlich höher liegt als in den anderen Beobachtungsjahren (vgl. Tab. 4). Auch aus den täglichen Beobachtungen der FS „Kiel“, „Flensburg“ und „Fehmarnbelt“ können wir entnehmen, daß 1954 sowohl die Mittelwerte für das Oberflächenwasser als auch beim FS „Fehmarnbelt“ für das Tiefenwasser in 28 m erheblich höher als in den übrigen Jahren liegen. Wenn man die von Assimilationsvorgängen ungestörten P-Werte des Oberflächenwassers im Januar der Jahre 1952 bis 1957 prüft, ergeben sich im Jahre 1954 extrem hohe Werte, wogegen sich die Jahre 1956 und 1957 durch extrem niedrige Werte auszeichnen (vgl. Tab. 5).

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 5)

Darstellung der Quartalsmittelwerte des Phosphat-Phosphors für die Jahre 1952—1957, gemessen auf den Stationen I, II und III in 1 m (ausgezogen) und 1 m über dem Boden (gestrichelt).

Tabelle 4

Jahresmittelwerte des Salzgehaltes (auf deutschen Feuerschiffen gemessen)

Tiefe	Feuerschiff	1952	1953	1954	1955	1956	1957
1 m	Kiel	16,66	15,54	17,55	15,64	15,70	16,09
	Flensburg . . .	18,03	16,78	18,33	16,78	16,85	17,08
	Fehmarnbelt . .	13,31	12,94	14,31	13,40	12,80	13,15
28 m	Fehmarnbelt . .	23,03	24,08	24,35	22,81	21,56	22,34

Tabelle 5

Mittelwerte des Gehaltes an $\text{PO}_4\text{-P}$ im Januar (mg/m^3)

Tiefe	Station	1952	1953	1954	1955	1956	1957
1 m	I	33,8	25,1	63,5	25,6	19,6	20,9
	II	27,2	29,3	49,3	29,3	20,6	20,3
	III	22,1	14,9	25,4	18,3	13,9	14,2
15 m	I	29,7	20,7	47,2	21,5	17,4	20,4
	II	25,1	18,5	39,2	19,0	14,9	16,9
	III	23,2	14,4	29,3	18,6	16,0	14,2

Die Steigerung der P-Werte im Jahre 1954 wird durch den Einbruch salz- und P-reichen Wassers im September—Oktober 1953, der ungewöhnlich hohe P-Werte im Dezember 1953 und im Januar 1954 zur Folge hatte, eingeleitet. Diese Zufuhr führte zu einer Akkumulation durch den biologischen Kreislauf, vor allem in der Innenförde. Das Jahr 1954 bringt dann eine weitere kräftige Zufuhr von P-reichem Tiefenwasser, das zusammen mit dem mineralisierten P aus dem Jahre 1953 eine sehr starke Erhöhung des Jahresmittelwertes bedingt. Diese Akkumulation wirkt sich auch noch 1955 auf Station I aus, wo extrem hohe Werte im August und September aufgefunden werden, zu einer Zeit also, in der die Mineralisation wegen der hohen Temperaturen am stärksten ist. Der Salzgehalt ist um diese Zeit niedriger als in dem gleichen Zeitabschnitt der vergangenen Jahre.

Wenn hier auch an einem Beispiel eine — zwar weitschichtige — Beziehung von $\text{PO}_4\text{-P}$ und Salzgehalt beschrieben werden konnte, so darf man jedoch im Einzelfall nicht mit einer strengen Verknüpfung von Salzgehalt und Gehalt an anorganischem P rechnen. Auf den „aktuellen“ $\text{PO}_4\text{-P}$ -Gehalt wirken die bereits oben erwähnten Faktoren der Assimilation, der Mineralisation im kleinen Kreislauf und die Mineralisation im Sediment stark ein. Der Vorgang der Akkumulation bewirkt nicht nur einen relativ kurzfristigen Ausgleich der P-Werte, sondern hier in der Kieler Innenförde auch eine zeitliche Verschiebung wie eine Erhöhung der Maxima.

Über langfristige Schwankungen im Gehalt an anorganischem P hat COOPER (1955) für das Seegebiet vor Plymouth eingehend berichtet. Er fand in den Wintermonaten der Jahre 1922—1955 gleichfalls starke Schwankungen im Gehalt an $\text{PO}_4\text{-P}$ von maximal 23 mg bis zu 12 mg/m^3 . Er sieht die Ursache für diese Änderungen in den wechselnden Mengen arktischen Wassers, die über den Shetland—Färoer—Island—Grönland-Rücken unperiodisch in den Nordatlantik strömen und eine äquivalente Menge von Tiefenwasser an anderer Stelle, z. T. auf dem Umwege über die Brandung interner Wellen am Kontinentalschelf dem Oberflächenwasser beimischen. Wenn wir diese Erklärung, für die COOPER gewichtige Argumente anführt, annehmen, müssen wir wegen der großen Entfernung, die das Tiefenwasser auf dem Wege in die Kieler Bucht über die flachen Gebiete der Nordsee und des Kattegat zurücklegen muß, mindestens eine erhebliche zeitliche Verzögerung erwarten. Wir dürfen dabei auch eine großräumige Akkumulation durch das Sediment nicht vergessen.

V. Phosphor als Minimumstoff in der Kieler Förde

Der allgemeine Jahresverlauf der P-Werte (vgl. Tafel 3) kann besagen, daß P in keinem Monat als Minimumstoff auftritt. Da die Tafel 3 jedoch nur Monatsmittel enthält, die aus je etwa 70 Werten errechnet worden sind, ist diese Deutung nicht zwingend. Allein die Einzelwerte aus der trophogenen Schicht sind für eine Beurteilung, ob P irgendwann als Minimumstoff auftritt, maßgebend. Diese Einzelwerte zeigen jedoch in keinem Falle ein völliges Fehlen von $\text{PO}_4\text{-P}$ an. Die Minimalwerte liegen bei der Station I mit 1,6 mg (1956), bei II mit 0,4 mg (1957) und bei III gleichfalls mit 0,4 mg (1956). Es ist also selbst in den ausgesprochen P-armen Jahren 1956 und 1957 ein beträchtlicher P-Rest im Wasser gelöst, der vom Phytoplankton noch nicht genutzt worden ist. Zweifellos liegt im Zeitfaktor ein limitierendes Moment der P-Ausnutzung; das wird besonders durch den P-Abfall von Station I bis III deutlich, wobei in Station I die P-Quelle zu sehen ist.

Die Frage, ob in der Kieler Förde die N-Verbindungen als Minimumstoffe auftreten, läßt sich hier nicht entscheiden, da nur eine N-Komponente, das Nitrit-N, laufend bestimmt worden ist. Beim Nitrit-N treten freilich häufiger O-Werte auf; diese besagen aber nicht, daß zur gleichen Zeit weder $\text{NO}_3\text{-N}$ noch $\text{NH}_4\text{-N}$ der Assimilation zur Verfügung gestanden haben. Nur auf der Außenstation III sind O-Werte im Nitrit-N mit P-Werten unter 3 mg/m^3 verknüpft; hier ist jedoch bei dem P-Minimalwert von $0,4 \text{ mg/m}^3$ immer noch $\text{NO}_2\text{-N}$ in Höhe von $1,2 \text{ mg/m}^3$ nachweisbar. Auf allen drei Stationen ist bei reichlichem Vorrat von P in den Jahren 1956 und 1957 $\text{NO}_2\text{-N}$ im Tiefenwasser nicht mehr nachweisbar; wahrscheinlich ist hier alles $\text{NO}_2\text{-N}$ zu $\text{NO}_3\text{-N}$ oxydiert worden.

Wir können aus diesem Verhalten folgern, daß der völlige Verbrauch von $\text{PO}_4\text{-P}$ an der Oberfläche bei dem Weg des Wassers von der Innenförde bis zur Station III vom Phytoplankton in der zur Verfügung stehenden Zeit nicht bewältigt wird.

VI. Zur Akkumulation des Phosphors in der Kieler Förde

Im Tiefenwasser der Kieler Förde wird im Verlaufe des ganzen Jahres viel Sauerstoff verbraucht. Das zeigt sich nicht nur in der Sauerstoffsättigung auf den einzelnen Stationen, sondern vor allem in der absoluten O_2 -Zehrung im Tiefenwasser, das von Station III nach Station I fließt. In Tab. 6 sind für die einzelnen Jahre zunächst die Differenzen im O_2 -Gehalt zwischen III und I zusammengestellt worden. Man kann nun auf Grund der allgemeinen Assimilationsgleichung errechnen, wieviel organische Substanz auf dem Wege von III nach I oxydiert worden ist. Wenn wir der Einfachheit halber eine Oxydation von Kohlehydraten annehmen — und diese werden am schnellsten mit einem RQ von 1 abgebaut —, dann ist 1 mg O_2 äquivalent 0,93 mg organischer Substanz (fernerhin bezeichnet als OS). Auf dem Wege von III nach I wird also eine größere Menge OS abgebaut, deren Mittelwert in Tab. 6 für die einzelnen Jahre berechnet worden ist. Zugleich mit dieser Menge von OS wird eine bestimmte Menge an $\text{PO}_4\text{-P}$ freigesetzt, deren Größenordnung wir aus der sehr allgemeinen Relation $100 \text{ g OS} = 1 \text{ g P}$ berechnen können. Stellen wir diesem indirekt aus der O_2 -Zehrung bestimmten Wert den beobachteten P-Wert gegenüber, finden wir mit Ausnahme des Jahres 1955 den berechneten P-Wert stets größer, z. T. bis über 100%. Es hat wahrscheinlich nur eine teilweise Mineralisation stattgefunden. Der nicht als $\text{PO}_4\text{-P}$ angetroffene Phosphor ist entweder in Form von gelöstem anorganischem P mit dem Oberflächenwasser aus der Förde herausgetrieben oder er ist mit den Festpartikeln in der Förde sedimentiert. Wenn man über alle 6 Beobachtungsjahre die Mittelwerte bildet, kommt man auf $21,3 \text{ mg/m}^3$ an berechnetem P und auf $17,6 \text{ mg/m}^3$ an beobachtetem P; es werden also $3,7 \text{ mg}$ entweder sedimentiert oder als anorganischer P aus der Förde getrieben.

Tabelle 6
Sauerstoffzehrung und P-Bilanz in den Jahren 1952—1957
Differenzen des Tiefenwassers zwischen Station III und I

	1952	1953	1954	1955	1956	1957
O ₂ mg/l	9,19/5,65	7,66/5,04	9,09/6,49	7,95/6,76	9,35/7,63	10,17/8,21
Δ O ₂ /l	3,54	2,62	2,60	1,19	1,72	1,96
OS mg/l	3,32	2,46	2,44	1,12	1,61	1,84
P berechnet	33,2	24,6	24,4	11,2	16,1	18,4
P bestimmt	15,4	23,9	16,0	29,5	12,0	8,8
Differenz P in mg/m ³ .	17,9	0,7	8,4	-18,3	4,1	9,6

Allein im Jahre 1955 war der beobachtete Zuwachs an P im Tiefenwasser beträchtlich größer als der aus der oxydierten OS berechnete. Da das Jahr 1954 besonders hohe Werte für PO₄-P brachte, können wir annehmen, daß in diesen Jahren viel OS entstanden ist, die jedoch zum großen Teil nicht sofort mineralisiert wurde, sondern zu Boden sank. Dort wurde sie erst im Laufe des Jahres 1955 so weit abgebaut, daß sie größere Mengen von PO₄-P in das Tiefenwasser abgeben konnte. Wir sehen also, daß im Jahre 1955 trotz des verhältnismäßig hohen Mittelwertes im Salzgehalt höhere PO₄-P-Werte als gewöhnlich zu verzeichnen sind.

Einen solchen Vorgang, der zur Anreicherung wie zum zeitlichen Ausgleich eines bestimmten Stoffes, hier des gelösten anorganischen P führt, kann man als Akkumulation bezeichnen. Derartige Erscheinungen sind in der Limnologie eingehend beschrieben worden, u. a. von OHLE (1952, 1955). Es gehört zum Begriff der Akkumulation, daß der angesammelte Stoff oder die z. B. im Sediment abgelagerte Energie in der unmittelbar auf die Festlegung folgenden Zeit wieder freigesetzt wird, gleichgültig, ob es sich dabei um Zeiträume von Wochen oder Jahren handelt. Im Bereich der westlichen Ostsee können wir wegen der besonderen Hydrographie dieses Gebietes mit starken Akkumulationsvorgängen in den westlichen Buchten rechnen, wo — zwar unregelmäßig, jedoch im Jahreslaufe ständig — Tiefenwasser an die Oberfläche gelangt, das nicht nur den Salzgehalt erhöht, sondern auch eine stark eutrophierende Wirkung ausübt. Zusammen mit dem geringen Wasserwechsel im Bodenwasser führt diese Eutrophierung der Deckschicht zu einer vergrößerten Sedimentation geformter OS, die freilich nur teilweise ihre Mineralisationsprodukte dem Tiefenwasser zuführen kann.

Literaturverzeichnis

- ARMSTRONG, F. A. J. and HARVEY, H. W.: The Cycle of Phosphorous in the Waters of the English Channel. J. Mar. Biol. Ass. U.K. Plymouth, Vol. 29, 1950. — BANSE, K.: Zum Transport von mero-planktischen Larven aus dem Kattegat in die Kieler Bucht. Diss. Kiel 1955. — BANSE, K.: Ergebnisse eines hydrogr.-produktionsbiol. Längsschnittes durch die Ostsee 1956. II. Die Vert. von Sauerst., Phosphat u. suspend. Subst. Kieler Meeresf., Vol. 13, 1957. — BUCH, K. und GRIPENBERG, ST.: Jahreszeitl. Verlauf d. chem. u. biol. Faktoren i. Meerw. bei Hangö 1935. Havforskningsinstitutets Skr. Nr. 118, 1939. — COOPER, L. H. N.: Hypothesis connecting Fluctuations in Arctic Climate with biol. Productivity of the English Channel. Suppl. Deep Sea Research, Vol. 3, 1955. — COOPER, L. H. N.: Deep Water Movements in the North Atlantic as a Link between Climatic Changes around Iceland and Biol. Productivity of the English Channel and Celtic Sea. J. Mar. Research, Vol. 14, 1955. — Deutsches Hydr. Inst.: Meereskundl. Beob. auf d. Deutschen Feuersch. der Nord- u. Ostsee 1958. — GESSNER, FR.: Phosphat, Nitrat und Planktongehalt im Arkonabecken. Journ. du Cons. Internat. p. l'Expl. de la Mer, Vol. 8, 1933. — GILLBRICHT, M.: Produktionsbiologische Untersuchungen in der Kieler Bucht. Dissertation Kiel 1951. — KÄNDLER, R.: Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsbereich zwischen Nord- u. Ostsee. Deutsche Hydrogr. Z., Vol. 4, 1951. — KREY, J.: Nährstoff- und Chlorophylluntersuchungen i. d. Kieler Förde 1939. Kieler Meeresf., Vol. 4, 1942. — OHLE, W.: Die hypolimnische Kohlendioxid-Akkumulation als produktionsbiol. Indikator. Arch. Hydrobiol., Vol. 46, 1952. — OHLE, W.: Beiträge zur Produktionsbiologie d. Gewässer. Arch. Hydrobiol., Suppl. 22, 1955. — STEEMANN NIELSEN, E.: The Annual Amount

of Organic Matter produced by the Phytoplankton in the Sound off Helsingör. Medd. Komm. Danm. Fiskeri- og Havunders. Ser. Plankt., Vol. 3, 1937. — STEEMANN NIELSEN, E.: Die Produktionsbedingungen des Phytoplanktons im Übergangsbiet zw. d. Nord- u. Ostsee. Ibid., Vol. 3, 1940. — WATTENBERG, H.: Der hydrographisch-chemische Zustand d. Ostsee im Sommer 1939. Ann. d. Hydrogr., 68. Jahrg., 1940. — WATTENBERG, H.: Über die Grenzen zw. Nord- und Ostsee. Ibid., 69. Jahrg., 1941. — WATTENBERG, H. u. MEYER, H.: Der jahreszeitl. Gang d. Gehalts d. Meerwassers an Planktonnährst. i. d. Kieler Bucht 1935. Kieler Meeresforsch., Vol. 1, 1936. — WITTIG, H.: D. mittlere jährl. Gang d. Salzgehaltes i. d. Kieler u. Mecklenburger Bucht. Kieler Meeresf., Vol. 19, 1953. — ZOBELL, CL.: Marine Microbiology. 1946, Waltham, Mass. U.S.A.

Anhang

Beobachtungen über den Gehalt an $\text{PO}_4\text{-P}$ in der Kieler Förde 1952—1957.
Angaben in mg/m^3 . Unkorrigierte Werte in ().

Datum	Station: Tiefe m:	I		II		III	
		I	14	I	15	I	17
1952							
10. 1.		33,8	29,7	29,5	25,1	22,1	23,2
8. 2.		39,9	23,7	37,2	27,0	21,4	27,1
28. 2.		37,1	20,6	33,7	24,8	9,2	20,6
18. 3.		19,7	22,0	7,4	20,5	7,0	21,5
7. 4.		13,1	12,8	12,0	3,5	4,0	9,2
22. 4.		4,6	9,7	4,2	9,1	8,0	6,6
6. 5.		7,6	20,1	1,9	8,7	2,9	8,5
21. 5.		11,3	30,3	6,5	9,5	4,0	6,6
7. 6.		3,8	15,4	2,5	6,4	4,6	6,0
20. 6.		29,8	13,6	5,3	13,7	5,7	11,1
3. 7.		6,8	19,7	4,9	13,9	5,7	15,6
19. 7.		6,3	23,6	5,2	14,1	5,4	12,9
9. 8.		6,6	41,0	6,8	11,6	5,3	29,3
21. 8.		23,8	58,2	8,2	23,8	3,5	6,9
13. 9.		16,7	93,7	6,5	59,6	3,0	10,2
3. 10.		40,5	163,2	20,9	61,8	8,9	37,0
23. 10.		64,9	88,8	40,0	22,5	17,8	34,1
11. 11.		44,9	40,3	31,2	26,1	8,5	15,3
26. 11.		34,4	36,7	24,0	22,4	11,4	12,1
17. 12.		24,2	24,3	26,0	15,6	13,1	14,1
1953							
13. 1.		24,1	21,7	31,0	18,2	14,5	16,3
29. 1.		26,0	19,8	27,5	18,8	15,2	12,4
12. 2.		32,9	20,7	19,6	20,3	—	16,9
26. 2.		24,9	20,8	27,8	18,6	17,0	19,7
13. 3.		36,1	18,7	26,7	13,6	9,7	12,4
27. 3.		21,4	18,2	7,6	15,1	4,5	6,0
30. 4.		11,8	16,9	4,9	9,7	3,5	8,2
19. 5.		6,5	6,5	4,2	7,6	3,3	4,4
3. 6.		34,4	34,2	12,7	34,1	8,6	7,6
19. 6.		59,0	52,2	12,2	21,5	—	—
31. 7.		16,7	32,0	8,6	22,6	22,8	8,3
14. 8.		—	25,9	8,5	23,8	7,2	20,6
7. 9.		8,1	48,2	6,3	24,9	8,1	23,2
21. 9.		41,8	78,8	14,0	35,6	7,7	21,2
7. 10.		—	59,8	—	56,3	7,6	36,5
22. 10.		—	154,0	22,4	43,0	17,7	40,6
11. 11.		64,7	84,5	46,0	57,0	23,8	38,2
25. 11.		39,1	68,0	38,1	43,4	22,8	30,7
16. 12.		(40,0)	—	(35,0)	(24,3)	(28,1)	(24,6)

Datum	Station: Tiefe m:	I		II		III	
		I	14	I	15	I	17
1954							
6. 1.		63,5	47,2	49,3	39,2	25,4	29,3
5. 3.		54,2	32,5	40,4	31,3	15,4	25,1
19. 6.		30,5	26,5	8,2	8,9	7,9	18,3
16. 7.		5,8	24,3	7,1	30,1	—	15,6
12. 8.		(26,2)	(25,1)	(20,4)	17,0	11,0	19,9
25. 9.		47,2	60,1	35,6	33,8	13,3	28,7
28. 10.		41,7	47,3	29,9	53,7	13,9	15,0
24. 11.		24,5	137,3	20,3	20,3	15,0	21,4
21. 12.		38,6	29,9	26,6	24,6	—	15,3
1955							
20. 1.		25,6	21,7	29,3	19,0	18,3	18,6
23. 2.		43,8	28,2	19,7	22,0	16,6	18,8
9. 6.		7,7	23,3	3,6	12,0	3,4	4,7
18. 7.		3,1	59,3	4,4	3,7	3,8	3,8
13. 8.		28,0	184,9	16,1	52,2	5,5	13,1
15. 9.		91,4	59,2	55,6	67,1	8,5	87,8
20. 10.		26,1	145,6	18,7	32,9	6,7	23,6
25. 11.		37,2	66,9	21,1	17,0	14,9	13,0
19. 12.		14,5	11,4	14,9	12,4	9,5	7,4
1956							
26. 1.		19,6	17,8	20,6	14,9	13,9	16,0
19. 3.		(10,8)	(16,0)	(4,0)	(4,8)	(6,8)	(1,2)
25. 4.		(1,6)	(50,0)	(3,6)	(7,8)	(1,2)	(4,2)
24. 5.		2,5	66,5	0,7	4,4	2,9	2,3
28. 6.		20,4	56,2	7,2	11,0	5,6	10,2
18. 7.		11,3	34,6	4,0	13,2	0,4	9,0
23. 8.		11,0	96,1	13,3	42,8	8,2	17,6
2. 10.		38,4	75,1	23,8	24,6	6,5	11,0
31. 10.		7,3	6,1	4,2	3,6	3,0	3,0
27. 11.		22,2	34,4	17,9	13,1	8,5	10,2
20. 12.		15,0	12,9	21,1	11,7	12,3	12,1
1957							
23. 1.		20,9	21,0	20,3	16,9	14,2	14,2
21. 2.		17,6	15,9	14,4	15,1	17,0	14,9
20. 3.		10,9	17,0	8,2	—	3,6	5,1
16. 4.		2,1	13,1	0,4	1,7	1,7	1,1
14. 5.		7,2	12,2	6,6	7,6	6,6	5,0
29. 5.		4,2	21,0	4,4	8,2	2,9	8,5
5. 7.		11,5	26,5	2,6	9,1	1,4	6,7
31. 10.		—	30,8	25,2	26,0	(9,2)	(11,2)
28. 11.		29,0	28,2	15,8	23,8	11,3	15,8
16. 12.		27,7	—	32,2	22,8	14,5	12,4