

Айварс ЮРКОВСКИЙ

УДК 551.464 : 577.472 (26)

## ДИНАМИКА И СТРУКТУРА ПОСЛОЙНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОСФОРА В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Фосфор — один из наиболее изученных химических элементов в водах Балтики ввиду относительной простоты методов определения его общепринятых гидрохимических форм, дефицитности его в слое фотосинтеза и своеобразия круговорота в море. В настоящем сообщении резюмированы результаты исследования фосфора как динамического компонента водных масс Балтики, причем основное внимание уделяется процессам, управляющим количеством и распределением фосфора в море.

**Верхний слой. Сезонный цикл фосфора.** Количество фосфора над галоклином подвержено весьма четким внутригодовым изменениям, определяемым в основном обменными процессами по вертикали (рис. 1;

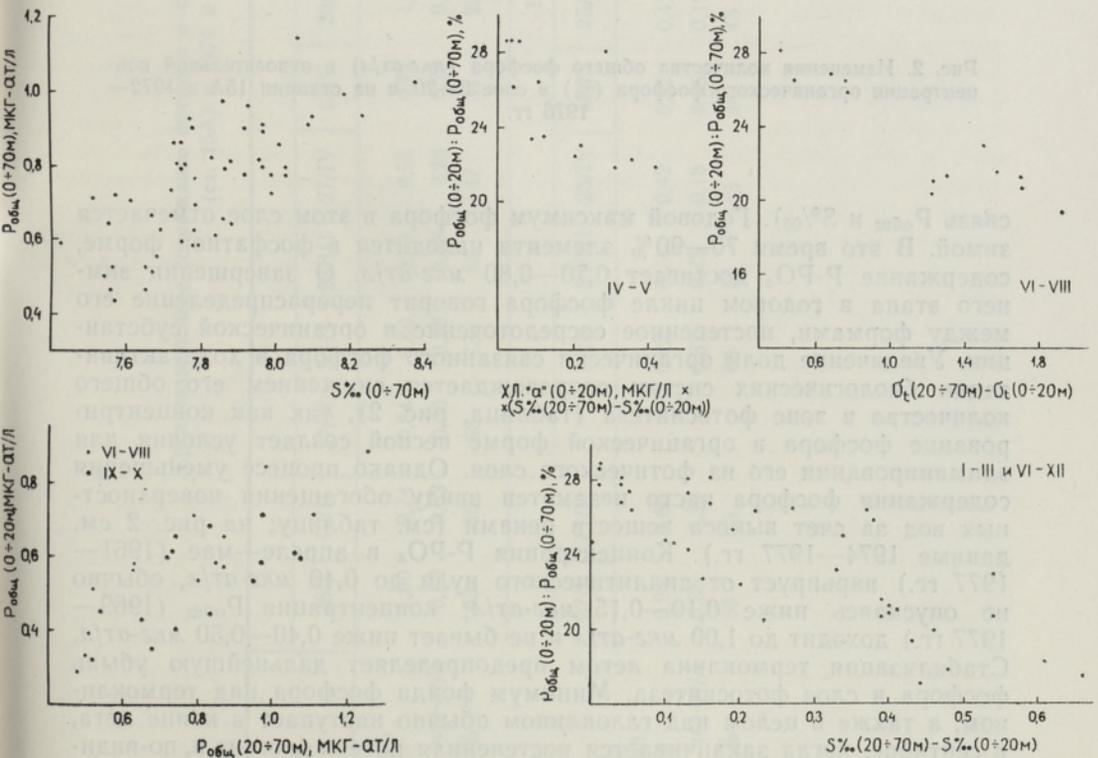


Рис. 1. Связь между средневзвешенными величинами общего фосфора и гидрологическими характеристиками верхнего слоя моря на станции 15А (1972—1977 гг.).

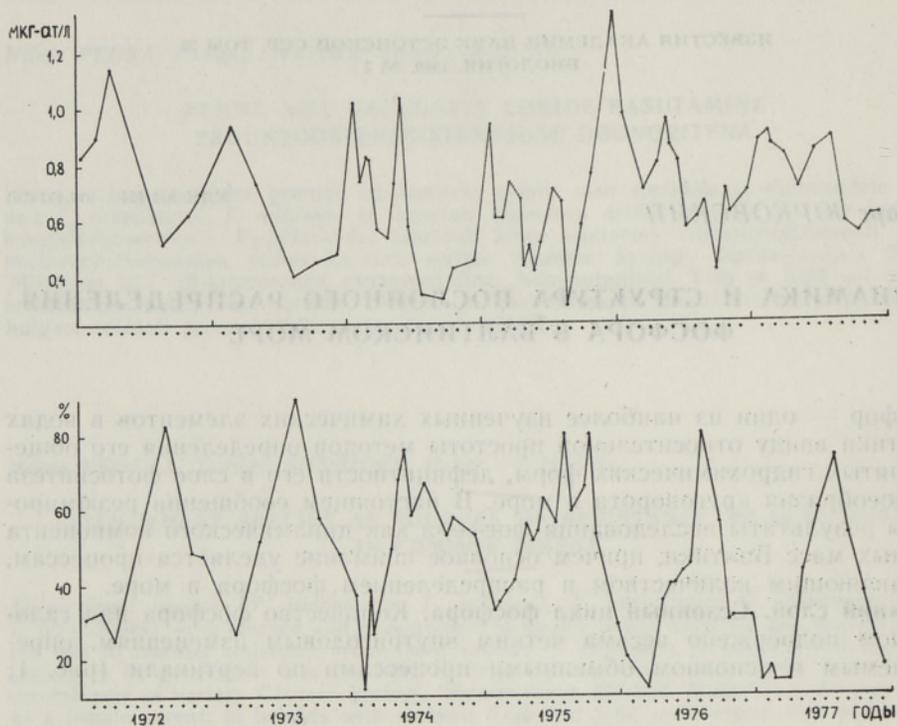


Рис. 2. Изменения количества общего фосфора ( $\text{мкг-ат/л}$ ) и относительной концентрации органического фосфора (%) в слое 0—20 м на станции 15А в 1972—1976 гг.

связь  $P_{\text{общ}}$  и  $S^{0/100}$ ). Годовой максимум фосфора в этом слое отмечается зимой. В это время 70—90% элемента находится в фосфатной форме, содержание  $P\text{-PO}_4$  достигает 0,70—0,80  $\text{мкг-ат/л}$ . О завершении зимнего этапа в годовом цикле фосфора говорит перераспределение его между формами, постепенное сосредоточение в органической субстанции. Увеличение доли органически связанного фосфора в ходе активизации биологических систем сопровождается снижением его общего количества в зоне фотосинтеза (таблица, рис. 2), так как концентрирование фосфора в органической форме весной создает условия для элиминирования его из фотического слоя. Однако процесс уменьшения содержания фосфора часто незаметен ввиду обогащения поверхностных вод за счет выноса веществ реками (см. таблицу; на рис. 2 см. данные 1974—1977 гг.). Концентрация  $P\text{-PO}_4$  в апреле—мае (1961—1977 гг.) варьирует от аналитического нуля до 0,40  $\text{мкг-ат/л}$ , обычно не опускаясь ниже 0,10—0,15  $\text{мкг-ат/л}$ ; концентрация  $P_{\text{общ}}$  (1969—1977 гг.) доходит до 1,00  $\text{мкг-ат/л}$  и не бывает ниже 0,40—0,50  $\text{мкг-ат/л}$ . Стабилизация термоклина летом предопределяет дальнейшую убыль фосфора в слое фотосинтеза. Минимум фонда фосфора над термоклином, а также в целом над галоклином обычно наступает в конце лета, в сентябре, когда заканчивается постепенная потеря биогена и, по-видимому, достигается непродолжительное квазистабильное состояние в обмене по вертикали. Относительно высокая температура воды, интенсифицирующая метаболизм организмов в слое 0—20 м, и скопле-

Средневзвешенное содержание фосфора в слое 0—20 м Готландской впадины (ст. 15А) в 1974 и 1975 гг.

Фосфор	1974 г.												
	26/I	10/II	27/II	5/III	28/III	27/IV	13/V	29/V	21/VI	26/VII	26/IX	18/X	16/XII
P-общий, мкг-ат/л	1,00	0,74	0,84	0,80	0,58	0,55	0,74	1,04	0,65	0,33	0,32	0,42	0,45
P-PO <sub>4</sub> , мкг-ат/л	0,63	0,63	0,50	0,58	0,48	0,26	0,23	0,24	0,21	0,10	0,15	0,18	0,21
P-PO <sub>4</sub> , %	63	85	68	73	83	47	31	23	32	30	47	43	47

Фосфор	1975 г.													
	27/I	11/II	3/III	24/III	23/IV	10/V	25/V	11/VI	18/VII	5/VIII	25/VIII	14/X	1/XI	27/XII
P-общий, мкг-ат/л	0,94	0,60	0,62	0,74	0,42	0,52	0,42	0,50	0,55	0,66	0,29	0,35	0,65	1,00
P-PO <sub>4</sub> , мкг-ат/л	0,65	0,39	0,37	0,43	0,18	0,25	0,19	0,19	0,19	0,13	0,10	0,07	0,34	0,68
P-PO <sub>4</sub> , %	69	65	60	58	43	48	45	38	35	20	34	20	52	68

ние фосфорсодержащих веществ между термо- и галоклином способствуют этому. Количество  $P_{\text{общ}}$  в слое 0—10 м может снизиться летом до 0,25 мг-ат/л (в 1974—1977 гг. оно редко опускалось ниже 0,50 мг-ат/л). Минимум  $P-PO_4$ , обычно близкий к аналитическому нулю, может продержаться до первой половины ноября включительно; минимум  $P_{\text{общ}}$  в зависимости от гидрологической ситуации, интенсивности разрушения термоклина затягивается до октября-ноября. (Fonselius, 1969a; Юрковский и др., 1976; Engström, Fonselius, 1976, 1977).

Структура распределения концентрации фосфора над слоем высоких градиентов солености в значительной мере определяется интенсивностью перемешивания водных масс и оседания «косного» вещества. Об этом свидетельствуют данные рис. 1. В летне-осенне-зимнее время относительное количество фосфора (%) в толще 0—20 м коррелирует с  $S_{\%_0}$  (20÷70 м) —  $S_{\%_0}$  (0÷20 м) ( $r=0,72$ ). Для периода с июня по август  $\Delta S_{\%_0}$  на графике зависимости целесообразно заменить  $\Delta \sigma_t$  ( $r=0,92$ ), лучше характеризующим устойчивость двухслойности водных масс над галоклином. Для периода с апреля по май, когда зависимость  $P$  (%) от  $\Delta S_{\%_0}$  наименее выражена, необходимо внести коррекцию на степень размножения фитопланктона и усиленную седиментацию фосфора с детритом ( $r=-0,83$ ). Количество фосфора в слое 0—20 м зависит от запаса его в подстилающей толще (рис. 1), однако по отдельным сезонам, разумеется, выявляются различные уровни связи.

**Промежуточный слой** (галоклин), являясь зоной смешивания вод, как правило, сильно отличающихся по содержанию биогенов, характеризуется значительным градиентом в распределении фосфора. Динамика количества и форм фосфора в этом слое определяется не только диффузией его соединений из глубин вверх, но и физико-химическими процессами и химической деятельностью организмов, должно быть, имеющей в галоклине свои нюансы по активности и направленности. Соосаждение фосфатов с железосодержащим аллохтонным комплексом в зоне галоклина создает встречный диффузионному поток биогена, перемещающий его на дно (Юрковский, Ругайне, 1980а). Данный феномен, по-видимому, является основной причиной высокого содержания этого элемента в донных осадках Балтики, установленного Т. И. Горшковой (1970, 1973).

**Глубинный слой.** Ввиду относительной изолированности глубинного слоя, основное количество фосфора концентрируется под галоклином. Размеры глубинных накоплений варьируют в зависимости от застойности района (периода): интенсивности вертикальной диффузии веществ, наличия или отсутствия горизонтального подтока водных масс, кислородных условий. Глубинный резерв  $P-PO_4$ , образовавшийся за счет высвобождения фосфатов в процессе распада органической субстанции, не превышает 3,0 мг-ат/л. Расчеты с использованием данных Р. Сен Гупты и Ф. А. Королефа (Sen Gupta, Koroleff, 1973) показали, что при участии в реакции окисления органической материи молекулярного  $O_2$  и  $O_2$ , связанного в нитратном ионе, максимальная концентрация фосфатов во впадинах может составить около 2,10 мг-ат/л. Однако соотношение между АОУ (нитраты являются несущественным источником  $O_2$ ) и фосфатами изменчиво как во времени, так и по акватории моря (Gieskes, Grasshoff, 1971). Это подтверждается также данными рис. 3. Расчеты для интервала значений эквивалента окисления 0—600 мг-ат/л дали сильно различающиеся в характеризующих райо-

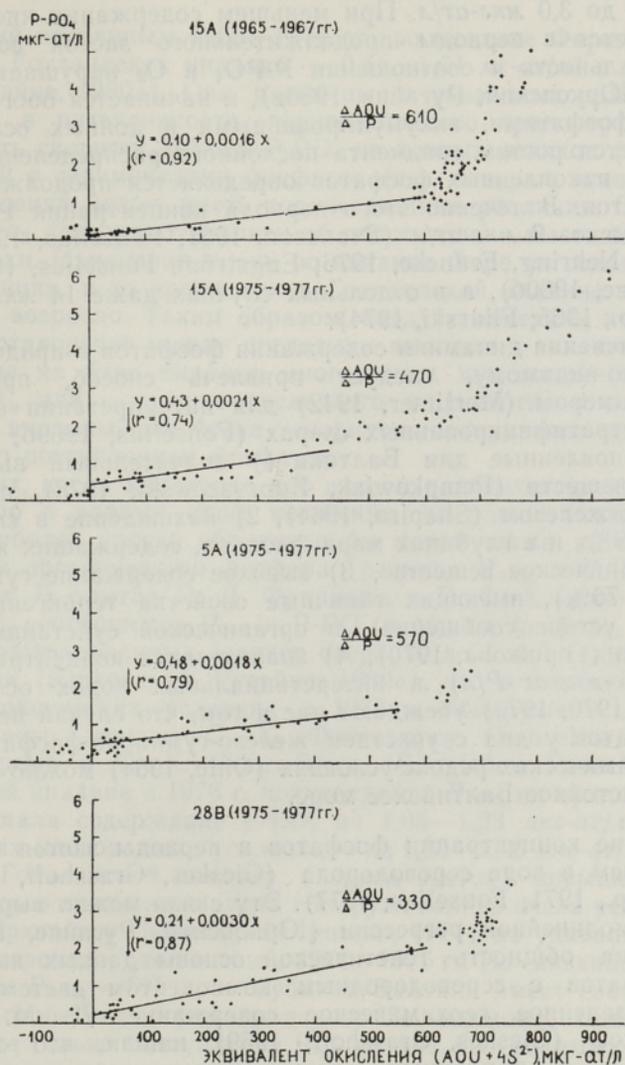


Рис. 3. Связь между концентрацией фосфатов и эквивалентом окисления в Балтийском море.

нах величины (рис. 3): 330—610 атомов O<sub>2</sub> на 1 атом P-PO<sub>4</sub>. Лабильность  $\Delta AOU : \Delta P$  может вытекать из локальных различий в гидрохимических и гидродинамических условиях, а высокие значения его — из своеобразия геохимического цикла фосфора в Балтийском море. Таким образом, вопрос о доли преформ-фосфатов в условиях отсутствия стагнации в придонных слоях необходимо оставить открытым. Кроме того, с некоторым сомнением следует отнестись к выводам об особенностях стехиометрии C, N, P в планктонных организмах Балтики, сделанным Р. Сен Гуптой и Ф. А. Королефом (Sen Gupta, Koroleff, 1973) на основе соотношения  $\Delta AOU : \Delta P$ .

Количество фосфатов на придонных горизонтах при концентрации кислорода  $> 0,30$  мл/л равномерно увеличивается в направлении ко

дну, доходя до 3,0  $\text{мкг-ат/л}$ . При меньшем содержании кислорода, что обнаруживается в периоды продолжительного застоя водных масс, пропорциональность в соотношении  $\text{P-PO}_4$  и  $\text{O}_2$  нарушается (Юрковский, 1974; Юрковский, Ругайне, 1980а), и начинается обогащение водного слоя фосфатами, аккумулярованными в донных осадках.\* Это сопровождается ростом градиента послонного распределения фосфора. Содержание накопленных фосфатов определяется продолжительностью периода застоя. В течение этого периода концентрация  $\text{P-PO}_4$  у дна может превысить 9  $\text{мкг-ат/л}$  (Svansson, 1961; Fonselius, 1965; Nehring и др., 1971; Nehring, Francke, 1976; Engström, Fonselius, 1977; Юрковский, Ругайне, 1980б), а в отдельных случаях даже 14  $\text{мкг-ат/л}$  (Черновская и др., 1965; Filarski, 1974).

Для объяснения динамики содержания фосфатов в придонных слоях Балтики, по-видимому, следует привлечь способ, предложенный Ч. Х. Мортимером (Mortimer, 1942) для интерпретации аналогичных явлений в стратифицированных озерах (Fonselius, 1969б; Юрковский, 1974). Установленные для Балтики 1) значительный вынос в море гуминовых веществ (Pempkowiak, Kupryszewski, 1978), по-видимому, связанных с железом (Sharigo, 1964), 2) нахождение в слое высоких градиентов  $\text{S}\%$  и в глубинах моря флоккул, содержащих железо, фосфаты и органическое вещество, 3) высокое содержание гуминовых веществ (13—76%), имеющих типичные свойства терригенного гумуса (Горшкова, устное сообщение), в органической субстанции верхнего слоя осадков (Горшкова, 1970), 4) значительная концентрация фосфатов (до 105  $\text{мкг-ат P/л}$ ) в интерстициальных водах осадков моря (Горшкова, 1970, 1973) убеждают нас в том, что случай перераспределения фосфатов у дна с участием железо-гуминово-фосфатного комплекса в динамических редокс-условиях (Ohle, 1964) можно распространить и на застойное Балтийское море.

Увеличение концентрации фосфатов в периоды застоя имеет связь с накоплением в воде сероводорода (Gieskes, Grasshoff, 1969, 1971; Nehring и др., 1971; Fonselius, 1977). Эту связь можно выразить уравнением прямолинейной регрессии (Юрковский, Ругайне, 1980а). Она указывает на общность генетической основы данных ингредиентов. Связь фосфатов с сероводородным компонентом системы  $\text{O}_2\text{—H}_2\text{S}$  имеет определенное геохимическое содержание. Д. М. Гискес и К. А. Грасхоф (Gieskes, Grasshoff, 1969) нашли, что соотношение  $\Delta\text{H}_2\text{S} : \Delta\text{P-PO}_4$  в придонных слоях Готландской впадины равно 4,35:1. Д. Неринг с соавторами (Nehring, 1971) обнаружили более высокое значение этого соотношения (12:1) и одновременно указали, что оно не является постоянным. Расчеты по данным за 1972—1977 гг. (Юрковский, Ругайне, 1980а) дали соотношение 17:1. Вполне допустимо, что в Готландской впадине в период с 1967 по 1977 гг. количество  $\text{P-PO}_4$ , высвобождаемое на единицу продуцируемого в процессе сульфатредукции в донных отложениях  $\text{H}_2\text{S}$ , снизилось. Соотношение  $\Delta\text{H}_2\text{S} : \Delta\text{P-PO}_4$  довольно лабильно по акватории моря; особенно низко данное соотношение для Готландской и Борнхольмской впадин (3:1—4:1 по материалам за 1975 г.). Это, очевидно, определяется различиями в содержании фосфатов в поровых водах по районам.

Темпы увеличения количества фосфора, установленные для отдель-

\* Резкое изменение характера связи между  $\text{P-PO}_4$  и  $\text{AOU} + 4\text{S}^{2-}$  с появлением в среде  $\text{H}_2\text{S}$  — индикатора диффузии в водный слой фосфатов (рис. 3) — свидетельствует о том, что основным источником фосфатов на дне не служат органические соединения фосфора.

ных стагнаций по данным 1963—1976 гг., во впадине Форе составляют 0,15—0,52, в Готландской впадине — 0,41—1,64 мг-ат/м<sup>2</sup> в сутки (Юрковский, Ругайне, 1980а). Они различны в указанных районах ввиду расхождений в интенсивности горизонтального транспорта веществ. Чтобы оценить скорость выхода Р-РО<sub>4</sub> из донных осадков ( $v_1$ ), не хватает сведений о седиментации фосфатов ( $v_2$ ), которая, кстати, в аноксических условиях может иметь количественные различия. Однако уже размеры  $v_1 - v_2$  позволяют заявить об относительно высоких значениях  $v_1$  для Балтики. Изменения  $v_1 - v_2$  во впадине Форе по годам не имеют четкой тенденции, в то время как в Готландской впадине в 70-е годы значение его возросло. Таким образом, следует отметить, что или наблюдается противоречие между последним выводом и заключением, сделанным выше на базе анализа многолетних изменений соотношения  $\Delta\text{H}_2\text{S} : \Delta\text{P-PO}_4$ , или в течение последнего десятилетия в водный слой Готландской впадины еще более ускорилось поступление сероводорода по сравнению с поступлением фосфатов.

В условиях, когда кислорода нет или он находится на грани отсутствия, фосфор в водный слой, возможно, поступает также в форме Р<sub>орг</sub>. Это наиболее просто объясняло бы порой даже очень высокие концентрации органического фосфора (разница Р<sub>общ</sub> и Р-РО<sub>4</sub>) в глубинных водах. В опытах П. Л. Фридмана и Р. Ф. Кенеля (Freedman, Canale, 1977) соотношение Р<sub>орг</sub> и Р-РО<sub>4</sub> в общем фосфоре, высвобождаемом из восстановленных осадков озера, было 1 : 1,9 (наш пересчет). Есть сведения (Юрковский, Ругайне, 1980а), что в Балтике под галоклином в аноксических условиях в 1976 г. обнаружено до 1 мг-ат Р<sub>орг</sub>/л. Согласно данным С. Х. Фонселиуса (Fonselius, 1969а) и С. Г. Энгстрема и С. Х. Фонселиуса (Engström, Fonselius, 1978), в Готландской впадине в 1976 г. концентрация Р<sub>общ</sub> на придонном горизонте превышала содержание Р-РО<sub>4</sub> на 1,05—1,23 мг-ат/л, в 1968 г. в аналогичных кислородных условиях — на 1,35—2,60 мг-ат/л. Впрочем, в 1975 г. в Готландской впадине (период застоя) повышенные концентрации Р<sub>орг</sub> в придонных слоях обнаруживались очень редко. Д. Нерингу и Л. Брюгману (Nehring, Brügmann, 1977) не удавалось определить Р<sub>орг</sub> в сероводородной зоне в 1974—1975 гг. Из сказанного следует, что максимум Р<sub>общ</sub> — Р-РО<sub>4</sub> в глубинах Балтики имеет свои пока нам неизвестные особенности формирования. По-видимому, источником его могут быть не только поступление Р<sub>орг</sub> со дна, но и возможная (Einsele, 1938) физико-химическая трансформация системы железо—фосфаты в аэрированной зоне, прилегающей к H<sub>2</sub>S-слою.

Глубинный фонд фосфора в море практически не подвержен сезонным изменениям. Временные циклы его отличаются нерегулярностью и определяются длительностью выхода фосфора из донных осадков, последующего рассредоточения накоплений, восстановления гидрохимических условий для начала нового цикла.

Мощный фактор, вызывающий послойное перераспределение веществ, — это адвекция каттегатских вод. Установлено (Юрковский, Ругайне, 1980а), что вторжение водных масс из Южной Балтики в Готландский бассейн по активному глубинному слою (100—150 м), подстилающему галоклин, 1) интенсифицирует обменные процессы в зоне высоких градиентов концентрации солей, 2) обуславливает при глубоком (до 150 м) опускании течения вынос глубинных фосфатов над северными склонами Готландской впадины, 3) не снижает, по данным станции 15А, общее количество фосфора в Готландской впадине и 4) существенно меняет распределение и уменьшает количество фосфора во впадине Форе, определяет интенсивность и направление

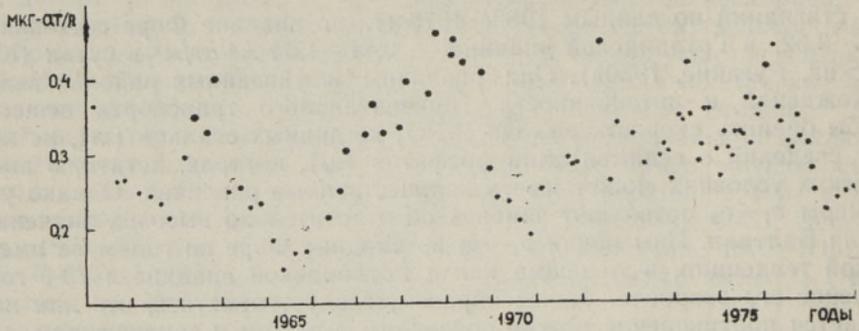


Рис. 4. Средневзвешенная концентрация  $P-PO_4$  в слое 100—230 м на станции 15А с 1961 по 1977 гг.

выноса его из глубин. Реактивацию фосфора из впадины Форе следует рассматривать как весьма регулярно действующий фактор, участвующий в формировании биопродуктивности района, расположенного между о. Сааремаа, впадинами Форе и Северной (Юрковский и др., 1976). Глубинные накопления фосфатов в Готландской впадине эффективно рассредоточиваются лишь при адвекции водных масс по придонному слою (Юрковский, Фоминых, 1980). Особенно высокоэффективное перераспределение фосфора в ней зарегистрировано в 1964—1965 гг., когда имел место целый каскад сильных вливов по придонному и одновременно активному глубинному слою. Тогда фонд фосфора в Готландской впадине достиг минимального для периода 1961—1977 гг. уровня. В 1969 г. из Готландского бассейна было вынесено около 97 тыс. т фосфора (Francke, Nehring, 1973), были обогащены им районы севернее и западнее о. Готланд (Fonselius, 1970).

**Многолетние изменения.** Испытание многолетнего материала на тренд выявило, что количество фосфатов в глубинах Балтики увеличивается (Fonselius, 1969б, 1972). На примере Аландского моря (данные за 1929—1966 гг.) показано, что эти изменения начались ориентировочно в 1960 г. Данные по Ландсортской впадине доказывают, что количество  $P-PO_4$  под галоклином непрерывно возрастает уже с 1954 г., однако его уровень в 1954 г. лишь немного отличался от уровня, отмеченного в 1938 г. За 14 лет (1954—1968 гг.) концентрация фосфатов в Ландсортской впадине повысилась в 3 раза. Сходная картина обнаружена и для впадин Норчепинг и Карлсе (Fonselius, 1969б). Для Готландской впадины установлено, что содержание  $P-PO_4$  под галоклином в 1977 г. было в 1,5 раза выше, чем в аналогичной гидрологической ситуации (период аэрации) в 1965 г. (рис. 4).

В верхнем слое началом улавливаемых изменений в содержании фосфатов для периода 1961—1977 гг., по-видимому, можно считать 1968 или 1969 г. (Юрковский, 1975; Fonselius, 1976; Юрковский, Фоминых, 1980). В последующие годы обогащение фосфатами верхнего слоя происходило очень интенсивно (рис. 5), в результате чего в 70-е годы зимой содержание  $P-PO_4$  у поверхности моря достигало 0,70—0,80 *мкг-ат/л*. Концентрация  $P_{общ}$  зимой повысилась с 0,50—0,60 *мкг-ат/л* в 1969 г. до 0,80—1,05 *мкг-ат/л* в 1977 г. (Юрковский и др., 1976; Engström, Fonselius, 1976, 1977, 1978; Yurkovskis и др., 1978, 1979; Юрковский, Фоминых, 1980; Юрковский, Ругайне, 1980б). Есть основание считать, что динамика содержания фосфора за февраль

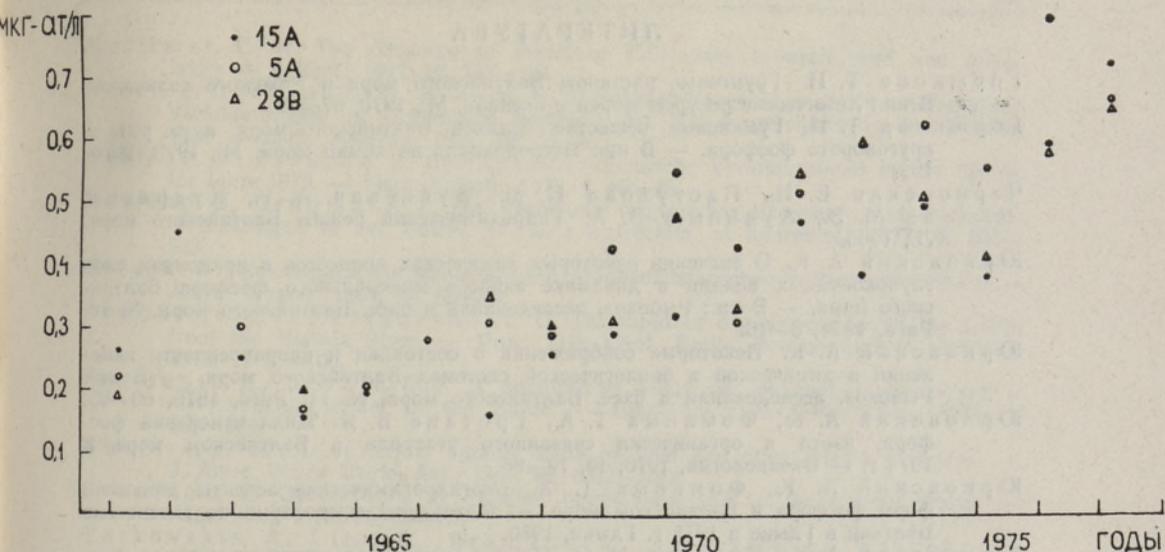


Рис. 5. Средневзвешенная концентрация P-PO<sub>4</sub> в слое 0—20 м в Балтийском море с 1961 по 1977 г. (февраль). 15А, 5А и 28В — станции.

объективно отражает процесс обогащения биогеном продуктивного слоя Балтики (Юрковский, 1975). Основная причина его, очевидно, кроется в существенных изменениях, должно быть, происшедших в скорости поступления веществ из глубин моря и обусловленных снижением градиента содержания солей в водной толще Балтики и ростом глубинного фонда фосфора (Юрковский, 1975; Юрковский, Фоминных, 1980). Следует отметить, что на фоне общей тенденции увеличения S‰ в верхнем слое Балтийского моря с 1963 по 1977 г. (Kaleis, Yula, 1980) наиболее значительным оно было в 1969—1971 гг. (Калейс, устное сообщение).

Итак, многолетние исследования содержания фосфора позволили проникнуть в закономерности его циркуляции в Балтийском море, так как без познания этих закономерностей не мыслимы верные прогностические оценки изменений химической основы биопродуцирования. Вполне четко установлено, что количество фосфора в Балтийском море возрастает, что проявляется в увеличении глубинного фонда биогена и в сезонном, метаболическом цикле его. Отдавая должное исследованиям распределения фосфора в море, послужившим основой для настоящей работы, следует подчеркнуть острую необходимость в непосредственном изучении кинетики некоторых процессов. Последнее существенно для уточнения схемы биогеохимического круговорота фосфора в Балтике, для расшифровки механизмов и характеристики количественной стороны отдельных путей перераспределения фосфора в море, в том числе, связанных с возвращением биогена в круговорот и исключением из него, и для балансовых расчетов и решения актуальных задач экологического аспекта.

## ЛИТЕРАТУРА

- Горшкова Т. И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., 1970, 67—78.
- Горшкова Т. И. Гуминовые вещества осадков Балтийского моря и их роль в круговороте фосфора. — В кн.: Исследования по химии моря. М., 1973, 185—193.
- Черновская Е. Н., Пастухова Н. М., Буйневич А. Г., Кудрявцева М. Э., Ауниныш Э. А. Гидрохимический режим Балтийского моря, Л., 1965.
- Юрковский А. К. О значении некоторых химических процессов в придонном слое глубоководных впадин в динамике запасов минерального фосфора Балтийского моря. — В кн.: Рыбохоз. исследования в басс. Балтийского моря, № 10. Рига, 1974, 3—16.
- Юрковский А. К. Некоторые соображения о состоянии и направленности изменений в химической и биологической системах Балтийского моря. — В кн.: Рыбохоз. исследования в басс. Балтийского моря, № 11. Рига, 1975, 60—65.
- Юрковский А. К., Фоминых Т. А., Гротане Б. Я. Цикл изменений фосфора, азота и органически связанного углерода в Балтийском море в 1974 г. — *Океанология*, 1976, 16, 79—86.
- Юрковский А. К., Фоминых Т. А. Биогидрохимические аспекты динамики форм фосфора в Балтийском море. — Материалы симпозиума по экосистеме Балтики в Гдыне в 1975 г. Гдыня, 1980.
- Юрковский А. К., Ругайне И. О. Пути и механизмы перераспределения фосфора в Готландском бассейне Балтийского моря. — *Fisch.-Forsch.*, 4, 1980a (в печати).
- Юрковский А. К., Ругайне И. О. О зависимости в формировании структуры распределения P, N, CO<sub>2</sub> в Балтийском море в напряженной кислородной ситуации 1975 г. — В кн.: Рыбохоз. исследования в басс. Балтийского моря, № 16. Рига, 1980b (в печати).
- Einsele, W. Über chemische und kolloidchemische Vorgänge in Eisen-Phosphat-Systemen unter limnochemischen und limnogeologischen Gesichtspunkten. — *Arch. Hydrobiol.*, 1938, 33, 361—387.
- Engström, S. G., Fonselius, S. H. Observations along the Swedish coast and in the deep basins of the Baltic 1974. — *Ann. Biol.*, 1976, 31, 41—44.
- Engström, S. G., Fonselius, S. H. Observations along the Swedish coast and in the deep basins of the Baltic in 1975 and in the beginning of 1976. — *Ann. Biol.*, 1977, 32, 43—48.
- Engström, S. G., Fonselius, S. H. Observations along the Swedish coast and in the deep basins of the Baltic in 1976. — *Ann. Biol.*, 1978, 33, 42—46.
- Filarski, J. Variation of hydrographical conditions in the Southern Baltic during 1972. — *Ann. Biol.*, 1974, 29, 28—30.
- Fonselius, S. H. Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic. — *Ann. Biol.*, 1965, 20, 66—68.
- Fonselius, S. H. Observations at Swedish lightships and in the Central Baltic in 1968. — *Ann. Biol.* 1969a, 25, 73—77.
- Fonselius, S. H. Hydrography of the Baltic deep basins. III. — *Fishery Board of Sweden. Ser. Hydr.*, 1969b, 23, 97.
- Fonselius, S. H. On the stagnation and recent turnover of the water in the Baltic. — *Tellus*, 1970, 22, 533—544.
- Fonselius, S. H. On the biogenic elements and organic matter in the Baltic. — *Ambio Spec. Rep.*, 1972, 1, 29—36.
- Fonselius, S. H. On phosphorus in Baltic surface water. — *Medd. havsfiskelab. Lysekil*, 1976, 206, 6.
- Fonselius, S. H. On the distribution of nutrients in the Baltic water. — *Ambio Spec. Rep.*, 1977, 5, 95—102.
- Francke, E., Nehring, D. Physical and chemical variations in the eastern part of the Gotland Basin in 1969/70. — *Oikos. Suppl.*, 1973, 15, 14—20.
- Freedman, P. L., Canale, R. F. Nutrient release from anaerobic sediments. — *J. Environm. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 1977, 103, 233—244.
- Gieskes, J. M., Grasshoff, K. A study of the variability in the hydrochemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations in September 1967 and May 1968. — *Kieler Meeresforsch.* 1969, 25, 105—132.
- Gieskes, J. M., Grasshoff, K. Some correlations of chemical factors in the Central Baltic Sea. — *Ber. dt. wiss. Kommn. Meeresforsch.*, 1971, 22, 211—218.
- Kaleis, M. V., Yula, E. A. Peculiarities of hydrological conditions in the Baltic Sea in 1977—1978. — *Ann. Biol.*, 1980, 35 (in press).

- Mortimer, C. H. The exchange of dissolved substances between mud and water lakes. — *J. Ecol.*, 1942, 30, 147—201.
- Nehring, D., Francke, E., Brosin, H. J. Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. — *Beitr. Meeresk.*, 1971, 28, 75—82.
- Nehring, D., Francke, E. Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1975. — *Fisch.-Forsch.*, 1976, 1, 65—75.
- Nehring, D., Brüggmann, L. Die Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Ostsee. — *Acta hydrochim. et hydrobiol.*, 1977, 5, 533—539.
- Ohle, W. Kolloidkomplexe als Kationen- und Anionenaustauscher in Binnengewässern. — *Jahrb. Wasser.* 1964, 30, 50—64.
- Pempkowiak, J., Kypryszewski, G. The input of organic matter to the Baltic from the Vistula River. — *Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers*, Rostock, 1978, 1, 70—100.
- Sen Gupta, R., Koroleff, F. A quantitative study of nutrient fractions and a stoichiometric model of the Baltic. — *Estuarine Coast. Mar. Sci.*, 1973, 1, 335—360.
- Shapiro, J. Effects of yellow organic acids on iron and other metals in water. — *J. Amer. Water Works Ass.*, 1964, 56, 1062—1082.
- Svansson, A. Observations at Swedish lightvessels and in the Central Baltic. — *Ann. Biol.*, 1961, 16, 59—60.
- Yurkovskis, A., Line, R., Bramane, A., Sidrevits, L., Kalveka, B., Vitinya, M. Nutrient conditions and seasonal cycles of phytoplankton and zooplankton in the Baltic proper and the Gulf of Riga in 1976. — *Ann. Biol.*, 1978, 33, 73—77.
- Yurkovskis, A., Line, R., Krumberga, I., Kalveka, B., Modre, B. Nutrient conditions and phyto- and zooplankton development in the Baltic proper and the Gulf of Riga in 1977. — *Ann. Biol.*, 1979, 34, 103—109.

Балтийский научно-исследовательский  
институт рыбного хозяйства

Поступила в редакцию  
28/VI 1979

Aivars JURKOVSKIS

### FOSFORI KIHILISE JAOTUMUSE DÜNAAMIKA JA STRUKTUUR LÄÄNEMERES

Artiklis on käsitletud fosfori metabolismet ja geochemilist tsükli ning neid tingivaid protsesse. On analüüsitud rauda sisaldava allohtoonse kompleksi osatähtsust Läänemere fosforiringes ja Kattegati vee sissetungi mõju selle biogeense elemendi kihilisele jaotumisele. 1968.—1969. aastast peale on Läänemere pindmine (fotosünteesiline ehk trofogeenne) veekiht hakanud intensiivselt rikastuma fosforiga. Tähtsaimat osa etendab selles senisest suurema hulga fosforühendite üleskerkimine süvaveest, mis on tingitud Läänemere veemassiivi soolasisalduse vähenemisest ja fosforivarude suurenemisest.

Aivars YURKOVSKIS

### THE DYNAMICS AND STRUCTURE OF PHOSPHORUS VERTICAL DISTRIBUTION IN THE BALTIC SEA

Metabolic and geochemical cycles of phosphorus and processes conditioning them are considered. The role of iron containing allochthonous complex in phosphorus circulation in the Baltic is discussed as well as the significance of Kattegat waters advection in the redistribution of the given nutrient by layers. It is shown that beginning with 1968—1969 an intensive enrichment of the productive sea layer with phosphorus has been going on. The principal part is assigned to the increase of the velocity of substances rising from the depths of the sea, caused by a decrease of the salt content gradient in the water layer and by the increase of the deep-water phosphorus stock.