

УДК 551.464 (267)

**ХИМИЯ ТРОФИЧЕСКОГО СЛОЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА  
(СЕВЕРНОЕ ПОЛУШАРИЕ) И ЕЕ СВЯЗЬ С ПРОДУКТИВНОСТЬЮ****М. П. Максимова**

Северная часть Индийского океана, расположенная к северу от экватора\*, находится в тропической зоне, однако ее гидрологический и гидрохимический режимы имеют ряд специфических особенностей, отличных от аналогичных областей других океанов.

Все пространство Индийского океана севернее 10° ю. ш. находится в области действия муссонов. Они определяют в этой зоне климатические и гидрологические сезоны года на фоне весьма однородных во времени экваториальных и тропических условий (Муромцев, 1959). Зимний муссон (северо-восточный) совпадает по направлению с пассатом и усиливает его; летний (юго-западный) благодаря большей силе практически перекрывает пассатный ветер (Гидрометеорологический справочник, 1965).

Период смены муссонов характеризуется неустановившимися гидродинамическими процессами.

Сезонная смена ветров приводит к изменению циркуляции водных масс, к перемещению мест подъема глубинных вод и, как следствие, к перемещению зон, обогащенных биогенными элементами.

Сезонная изменчивость гидрологических и гидрохимических условий определяет и сезонную изменчивость распределения величин первичной продукции, количества фито- и зоопланктона (Виноградов и Воронина, 1961; Кабанова, 1968).

Таким образом, в северной части Индийского океана муссоны являются решающим фактором, обуславливающим сезонный ход гидрологических, гидрохимических и биологических процессов.

Период господства летнего, юго-западного, муссона — июнь — сентябрь, зимнего, северо-восточного — декабрь — март. К переходным периодам (времени смены муссонов) можно отнести апрель — май и октябрь — ноябрь.

Из гидрологических факторов, отражающихся на режиме биогенных элементов и влияющих на продуктивность, следует отметить специфику солевого режима и плотностных характеристик западной и восточной половин северной части Индийского океана (разделяемых цейлонским меридианом). Эти два района резко отличаются по солевому

\* В дальнейшем северной частью Индийского океана мы будем называть именно эту акваторию.

режиму, что сказывается на плотности воды, возможностях вертикального водообмена и снабжения фотического слоя биогенными элементами.

Влияние материкового стока наблюдается в трех небольших предустьевых районах: в северных частях Аравийского и Андаманского морей и Бенгальского залива. В открытом океане пресная составляющая водного баланса складывается из осадков и испарения.

В Аравийском море, окруженном в основном суши аридной зоны, преобладают процессы испарения и формируются водные массы повышенной солености, особенно в западной части. В восточной части моря, где летом выпадает много осадков, воды менее солены. Распространению вод, опресненных стоком р. Инд, летом препятствует юго-западный муссон, прижимающий воды Инда к индийскому берегу; зимой же речной сток очень незначителен (около  $550 \text{ м}^3/\text{сек}$ ). В Бенгальском заливе и Андаманском море выпадение атмосферных осадков и речной сток преобладают над испарением, что приводит к опреснению поверхностного слоя и возникновению резкого скачка плотности, затрудняющего поступление в поверхностный фотосинтетический слой биогенных элементов.

Для решения поставленных в статье вопросов нами обрабатывались материалы советских и зарубежных исследований, поступившие в МЦД-Б и ЦОД\* включительно по 1968 г. Ниже приводится перечень экспедиций, материалы наблюдений которых использованы в данной работе.

Название судна, год	Страна
1. «Академик Книпович», 1966	СССР
2. «Витязь», 1960, 1961, 1962	СССР
3. «Владимир Воробьев», 1962, 1963, 1964, 1965, 1966	СССР
4. «Лесной», 1966, 1967	СССР
5. «Марлин», 1965, 1966	СССР
6. «Михаил Ломоносов», 1966	СССР
7. «Наука», 1967	СССР
8. «Черномор», 1967	СССР
9. «Anton Bruun», 1963, 1964	США
10. «Argo», 1962, 1963, 1964	США
11. «Atlantis», 1958	США
12. «Atlantis II», 1963	США
13. «Pioneer», 1964	США
14. «Serrano», 1963	США
15. «Kagoshima maru», 1963, 1964	Япония
16. «Koyo maru», 1963	Япония
17. «Umitaka maru», 1960, 1961, 1962	Япония
18. «Diamantina», 1964	Австралия
19. «Discovery», 1963, 1964	Англия
20. «Galathea», 1951	Дания

По биогенным элементам ( $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$  и Si) в общей сложности обработаны данные 3243 станций. Количество станций по отдельным элементам и распределение их по сезонам представлено в табл. 1.

По акватории океана наблюдения распределены неравномерно: наибольшее количество станций сосредоточено в Аденском заливе и северной части Аравийского моря.

\* МЦД-Б — Международный центр океанографических данных в Москве, ЦОД — Центр океанографических данных.

Таблица 1

## Сезонное распределение станций по биогенным элементам

Биогенные элементы	Декабрь—март		Апрель—май		Июнь—сентябрь		Октябрь—ноябрь		Общее число станций
	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	
PO <sub>4</sub>	463	36	224	17	399	31	201	16	1287
NO <sub>3</sub>	59	14	123	30	177	42	57	14	416
NO <sub>2</sub>	145	25	134	24	203	36	84	15	566
Si	404	41	157	16	246	25	167	17	974
Всего . . .	1071	32	638	20	1025	32	509	16	3243

При обработке материалов за единицу осреднения принят пятиградусный квадрат Марседена. Количество станций в таком квадрате не превышает по PO<sub>4</sub>—90, NO<sub>3</sub>—43, NO<sub>2</sub>—38, Si—73. В среднем на пятиградусный квадрат приходится 25 станций PO<sub>4</sub>, 8—NO<sub>3</sub>, 12—NO<sub>2</sub>, 20—Si.

Число станций в северной части Индийского океана, расположенной в Северном полушарии, в целом очень незначительно: в среднем одна станция по PO<sub>4</sub> приходится на 9 тыс. км<sup>2</sup>, NO<sub>3</sub>—на 27 тыс. км<sup>2</sup>, NO<sub>2</sub>—на 20 тыс. км<sup>2</sup>, Si—на 11 тыс. км<sup>2</sup>.

Средние величины биогенных элементов рассчитывали по сезонам: декабрь—март, апрель—май, июнь—сентябрь, октябрь—ноябрь. Вычисление среднемесячных значений концентраций биогенных элементов вследствие весьма малого количества материалов оказалось нецелесообразным.

Для сопоставимости с первичной продуктивностью и для удобства расчетов, связанных с решением вопросов обеспеченности биогенными элементами фитопланктона, карты и таблицы содержания биогенных элементов даются в количестве (*мг—ат*) вещества, растворенного в объеме столба воды сечением 1 м<sup>2</sup> послонно. Примененная во ВНИРО объемная форма выражения содержания биогенных элементов в океанических водах получила условное наименование биогенной насыщенности.

## БИОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Биологическая продуктивность водоемов и всего Мирового океана в значительной степени определяется количеством и доступностью для потребления некоторых химических элементов, растворенных в воде (Моисеев, 1969).

Главными элементами биогенного цикла в океане являются: С, N, O, S, P, Si, Ca, K, Fe и др.

Лимитируют уровень первичной продукции в океане в основном соединения фосфора и азота.

Потребности океанического фитопланктона в растворенных в воде химических элементах, кроме биогенных элементов (N, P, Si) и, возможно, некоторых микроэлементов и витаминов, полностью обеспечены. Высокопродуктивные зоны в океане могут возникать только там, где при достаточном солнечном освещении имеется большое количество биогенных элементов: азота, фосфора, кремния. Биологическая роль их

огромна. Отсутствие или недостаток биогенных веществ в фотическом слое океана уменьшает биопродуктивность (Виноградов, 1967; Кобленц-Мишке и др., 1968; Harvey, 1950; Steemann-Nielsen, 1959 и др.).

Фитопланктон обитает в верхнем освещенном слое моря. Максимальная толщина слоя, в котором живет фитопланктон, в тропической зоне не превышает 200 м. Обычно в океане основная масса фитопланктона сосредоточена в верхнем 50-метровом слое, что закономерно для всех зон. В тропической зоне также максимум фитопланктона сосредоточен в слое 0—50 м. Значительно реже максимум наблюдается на глубине 75 и 100 м (Тихий океан, Биология Тихого океана, 1967).

На верхний 50-метровый слой обычно приходится не менее  $\frac{2}{3}$  продукции фотосинтеза, около  $\frac{1}{4}$  продукции приходится на подстилающие

этот слой воды, где интенсивность фотосинтеза затухает; глубже 100 м продукция фотосинтеза составляет лишь несколько процентов от общей ее величины (Федосов, 1965).

Освещенность не может быть лимитирующим фактором для северной части Индийского океана, полностью расположенной в тропической зоне, где суммарная солнечная радиация на поверхности океана составляет не менее 120 ккал/см<sup>2</sup> в год.

Таким образом, согласно многочисленным литературным источникам биогенные элементы потребляются фитопланктоном в

поверхностном 100-метровом, в основном же в 50—75-метровом слое (Федосов, 1965; Тихий океан, 1967; Богоров, 1965 и др.).

Количество фитопланктона и его продуктивность в северной части Индийского океана находятся в прямой зависимости от обогащения поверхностного фотосинтетического слоя питательными солями.

В связи с активным потреблением биогенных элементов в поверхностном слое количество их резко увеличивается на глубинах более 100 м и особенно резкое возрастание наблюдается в слое 100—200 м. Глубже 500 м количество питательных солей мало изменяется и всегда бывает высоким (табл. 2).

Средняя биогенная насыщенность 100-метрового слоя северной части Индийского океана составляет около 20% биогенной насыщенности слоя 400—500 м. Биогенная насыщенность слоя 100—200 м, подстилающего фотосинтетический, еще заметно понижена и составляет в среднем для северной части Индийского океана около 70% от биогенной насыщенности слоя 400—500 м для PO<sub>4</sub> и для NO<sub>3</sub> и около 50% — для Si. Слои 200—300 и 300—400 м по биогенной насыщенности практически мало отличаются от слоя 400—500 м, особенно по фосфатам (вследствие их быстрой и прямой регенерации) и нитратам, регенерация которых в основном происходит в верхнем 200-метровом слое (Riley, 1951). Наннопланктон, составляющий основную массу плактона тропических районов океана, целиком распадается в слое 0—100 м (Скопинцев, 1949).

Это подтверждается и оптическими наблюдениями в Аравийском море: по мере продвижения от берегов в сторону открытого океана слои с максимальным содержанием взвешенного вещества, в основном

Таблица 2

Средняя биогенная насыщенность слоев в Индийском океане (северное полушарие)

Слой, м	Биогенная насыщенность, мг-атом/м <sup>2</sup>			В процентах к биогенной насыщенности слоя 400—500 м		
	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si
0—75	36	218	503	15	7	12
0—100	61	508	794	26	16	19
100—200	176	2118	2186	74	68	52
200—300	216	2626	3000	91	85	72
300—400	228	2931	3572	96	95	86
400—500	238	3093	4163	100	100	100

планктонного происхождения, заглубляются до 30—60 м. Более глубинные воды (ниже 200—250 м) содержат небольшие количества взвеси и довольно однородны (Неуймин и др., 1967).

Значительное различие биогенной насыщенности этих слоев по кремнию объясняется замедленной регенерацией последнего, продолжающей до глубины 2000 м (Виноградов, 1967).

Слой максимального вертикального градиента биогенных элементов в северной части Индийского океана колеблется по районам в пределах 25—50, 50—75, 100—150 м, но в большинстве случаев для фосфатов и нитратного азота приурочен к 75—100 м; для кремниевой кислоты несколько глубже — 75—100—150 м.

Наиболее высокое положение слоя максимального вертикального градиента биогенных элементов отмечено в северных частях Аравийского моря и Бенгальского залива, а также в Аденском заливе (25—50, 50—75 м). В прибрежных районах для него также характерна эта глубина расположения. В центральной части Аравийского моря, Бенгальского залива и прилегающей к ним открытой части океана, максимальный вертикальный градиент биогенных элементов приурочен к слою 75—100, 100—150 м.

Полноценное фотосинтетическое слоевое образование в северной части Индийского океана питательными солями происходит несколькими путями.

С речным стоком в Индийский океан поступает 5,1 тыс. км<sup>3</sup> в год, из которых на северную часть океана, расположенную к северу от экватора, приходится 3,6 тыс. км<sup>3</sup> в год, что составляет  $\frac{1}{10}$  от общего среднегодового водного стока Земли, равного 36 тыс. км<sup>3</sup> (Алекин, Бражникова, 1961). Биогенный сток рек, к сожалению, неизвестен. Речные воды обычно обогащают биогенными элементами фотический слой сравнительно небольших надшельфовых прибрежных областей океанов (Федосов, 1965). В Индийском океане, в районах, испытывающих непосредственное влияние стока больших рек — Инда (квадрат 102/3)\*, Ганга (100/2 и 99/1), Иравади и Салуина (63/4), содержание биогенных элементов значительно повышено. Биогенная насыщенность в указанных квадратах в 2—5 раз превышает биогенную насыщенность смежных квадратов. Однако следует отметить, что очень высокой биогенной насыщенностью отличаются и некоторые бессточные районы океана — Оманский залив и прилегающий к нему район и Аденский залив.

Жизненно важным источником пополнения фотосинтетического слоя биогенными элементами является поступление их из нижележащих слоев, богатых питательными солями. В открытом океане подъем глубинных вод — практически единственный источник поступления питательных веществ в зону фотосинтеза, если не считать атмосферные осадки.

Зоны подъема глубинных вод обычно являются наиболее продуктивными. Подъем глубинных вод наблюдается в результате сгонных ветров у подветренного берега. Мусонная циркуляция в северной части Индийского океана с переменным длительным воздействием ветра вызывает мощный подъем глубинных вод, обогащающих на большом протяжении биогенными элементами фотический слой в Аравийском море и Бенгальском заливе.

Подъем глубинных вод происходит также в центре циклонических круговоротов и на периферии антициклонических, в районах дивергенции, на шельфе. В рассматриваемой области ширина шельфа обычно невелика. У берегов Индостана она колеблется от 45 до 80 миль, у се-

\* 10°/5° — квадраты Марсдена.

верного берега Аравийского моря в среднем — 10 миль, в Оманском заливе ширина шельфа Аравийского полуострова колеблется от 1 до 10 миль, в Аденском заливе — в пределах 4—11 миль (Гидрометеорологический справочник, 1965).

К особенно малопродуктивным районам океана относятся его центральные части, где фактически единственным источником поступления биогенных элементов в фотический слой (не считая незначительного поступления с атмосферными осадками) является регенерация их из органического вещества. К таким районам относятся халистатические области Аравийского моря и Бенгальского залива.

При сопоставлении карт биогенной насыщенности слоя 0—100 м северной части Индийского океана (рис. 1, 2, 3) с картой первичной продукции (Кабанова, 1968) (рис. 4) выявляется пространственное совмещение высокопродуктивных районов с районами, обогащенными биогенными элементами, и районов малопродуктивных — с районами, бедными биогенными элементами.

Средние величины биогенной насыщенности 100-метрового поверхностного слоя и первичной продукции, рассчитанные для пятиградусных широтных зон (рис. 5), показывают снижение этих показателей в направлении с севера на юг — к экватору.

Наиболее богатые биогенными элементами и соответственно наиболее высокопродуктивные зоны находятся в северной части Аравийского моря и Бенгальского залива, а также в Аденском заливе и прилегающем к нему районе. Сезонная смена муссонов приводит к изменению местоположения зон, обогащенных биогенными элементами, а следовательно, и высокопродуктивных районов океана. В период юго-западного муссона наблюдается сильный подъем вод и обогащение биогенными элементами, поверхностного слоя у берегов Сомали и Аравийского полуострова, а также у восточного побережья Индостана в Бенгальском заливе (рис. 1). В период северо-восточного муссона подъем глубинных вод и обогащение биогенными элементами наблюдается у западного побережья Индостана. Подъему глубинных вод и его сезонным перемещениям соответствуют расположение и сезонные перемещения зон недонасыщенных кислородом поверхностных вод.

В период летнего муссона недонасыщение поверхностных вод кислородом наблюдается в районах сгона — в юго-западных частях Аравийского моря и Бенгальского залива. В период зимнего муссона наблюдается обратная закономерность — районы с поверхностным недонасыщением кислорода приурочены к северо-восточным частям Аравийского моря и Бенгальского залива. Это объясняется высоким положением слоя кислородного минимума ( $O_2 < 1 \text{ мл/л}$ ), поднимающегося в Аравийском море и Бенгальском заливе до горизонта 100—150 м (местами до 70 м).

Верхняя граница обедненных кислородом вод обычно совпадает со скачком плотности или расположена непосредственно под ним. Дефицит кислорода в Аравийском море и Бенгальском заливе вызван резкой стратификацией вод и затрудненным в связи с этим проникновением кислорода на глубины более 100 м. Во время сгонных явлений, вызванных муссонами, в районах сгона наблюдается подсосывание к поверхности вод, обедненных кислородом, следствием чего является недонасыщение кислородом поверхностного слоя, несмотря на активную фотосинтетическую деятельность фитопланктона. Следует отметить, что в межмуссонные периоды зона вод, недонасыщенных на поверхности кислородом, значительно уменьшается.

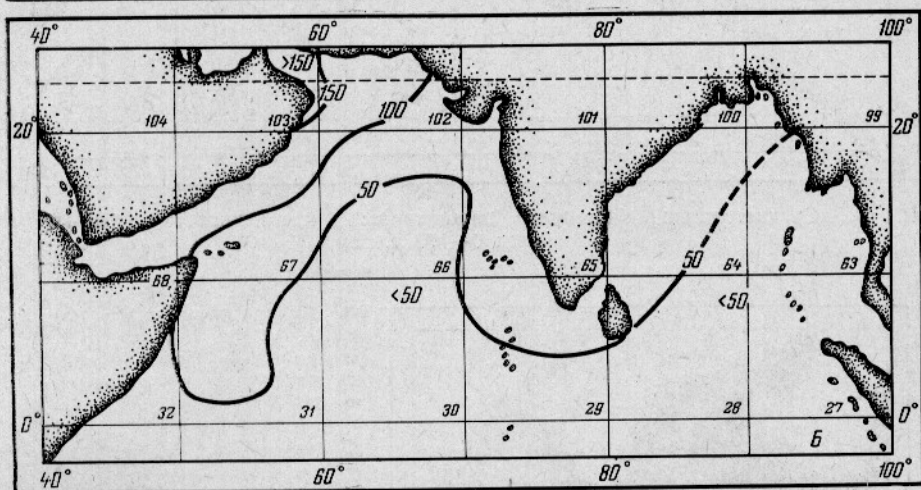
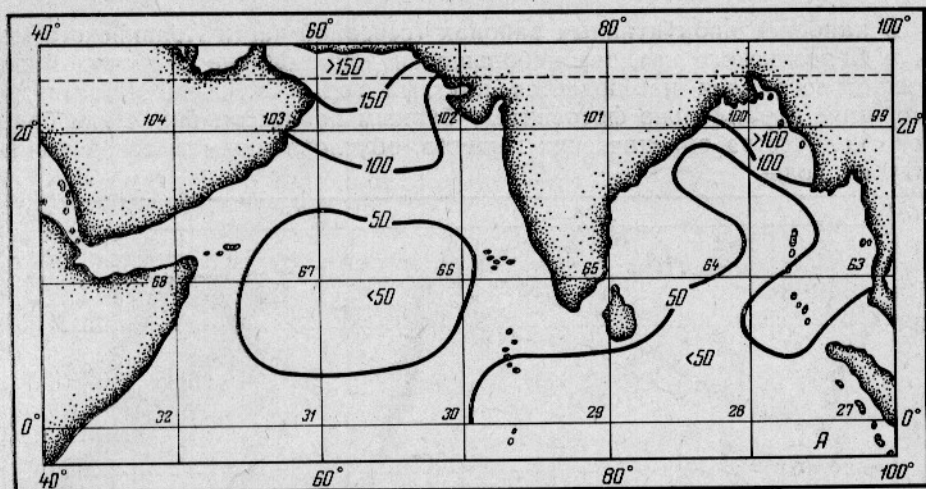


Рис. 1. Биогенная насыщенность фосфатами ( $\text{мг-атом}/\text{м}^2$ ) слоя 0—100 м:  
 А — декабрь—март, Б — июнь—сентябрь.

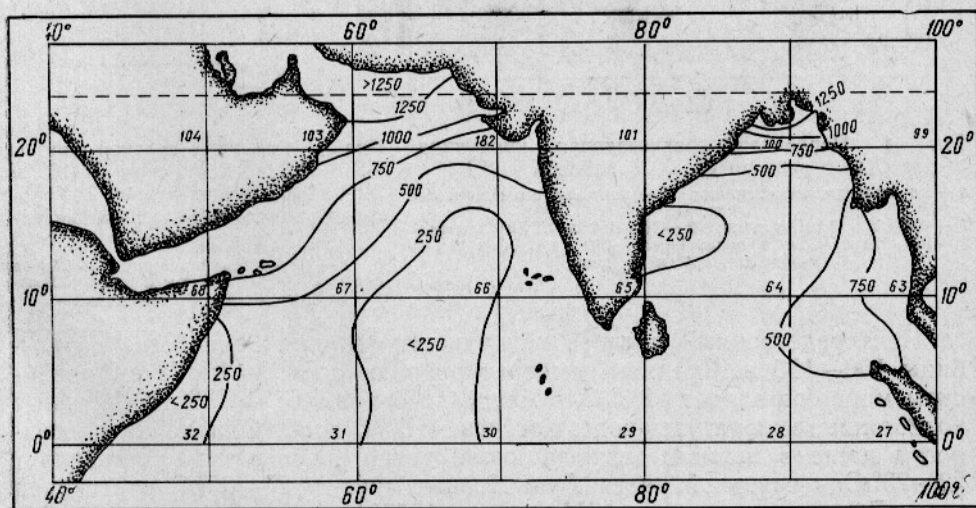


Рис. 2. Среднегодовая биогенная насыщенность нитратным азотом ( $\text{мг-атом}/\text{м}^2$ ) слоя 0—100 м.

В наиболее продуктивных районах (северной части Аравийского моря и Бенгальского залива) небольшое недонасыщение кислородом поверхностного слоя наблюдается круглый год, что, очевидно, связано с идущим параллельно фотосинтезу бурным процессом окисления большого количества органических веществ, обусловленным высокой температурой воды.

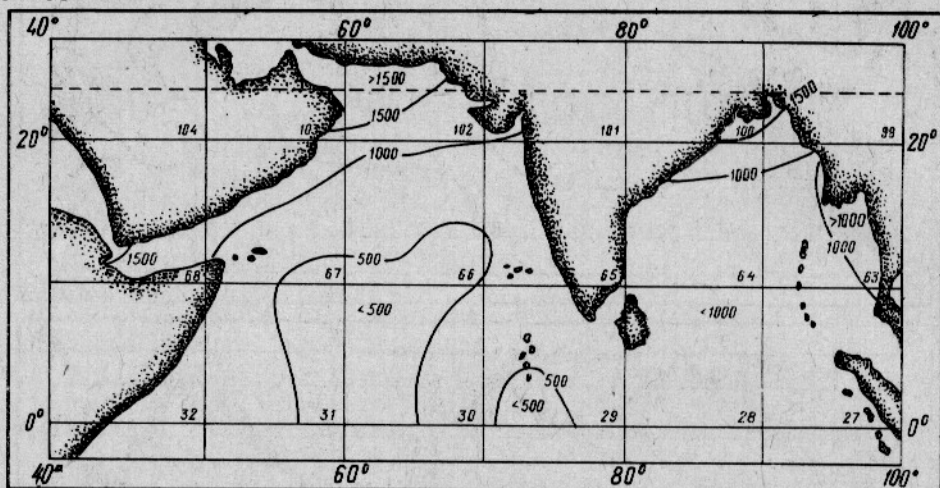


Рис. 3. Среднегодовая биогенная насыщенность кремнекислотой (мг-атом/м<sup>3</sup>) слоя 0—100 м.

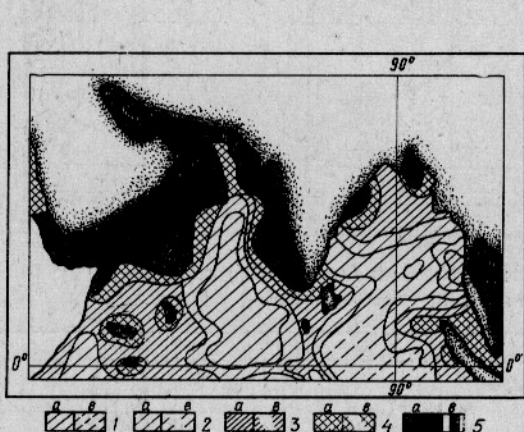


Рис. 4. Первичная среднегодовая продукция (мг С/м<sup>2</sup> в день по Ю. Г. Кабановой (1968): а — по прямым измерениям; б — по косвенным показателям.  
1 — <100 мг С/м<sup>2</sup> в день; 2 — 100—150 мг С/м<sup>2</sup> в день;  
3 — 150—250 мг С/м<sup>2</sup> в день; 4 — 250—500 мг С/м<sup>2</sup> в день;  
5 — >500 мг С/м<sup>2</sup> в день.

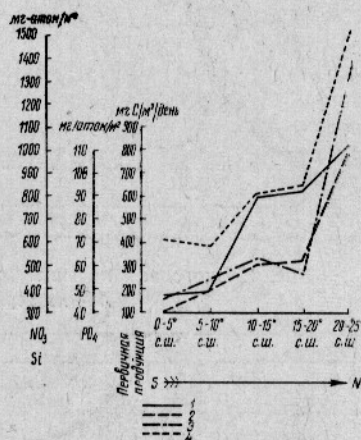


Рис. 5. Изменение средней биогенной насыщенности слоя 0—100 м (PO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, Si) и первичной продукции по пятиградусным широтным зонам:

1 — первичная продукция, мг С/м<sup>2</sup> в день; 2 — PO<sub>4</sub> мг-атом/м<sup>3</sup>; 3 — NO<sub>3</sub> мг-атом/м<sup>3</sup>; 4 — Si м-атом/м<sup>3</sup>.

Непосредственный прогрев поверхностного слоя отмечается до глубины 100—150 м. Средняя температура воды слоя 0—150 м в Аравийском море составляет 22,9° С, в Бенгальском заливе — 23,8° С. Сезонные колебания температуры воды достигают 5—6 град. Однако на поверхности даже в период зимнего охлаждения температура составляет 22—23° С в северной части Аравийского моря и 24—25° С в северной части Бенгальского залива (Муромцев, 1959).



В южнорусских морях интенсивность оборачиваемости биогенных элементов достигает 8—10 (Федосов, 1965), очевидно, в северных частях Аравийского моря и Бенгальского залива она будет не меньшей.

На глубине более 500 м температурные условия отличаются большим постоянством как по величине температурных характеристик, так и по их распределению.

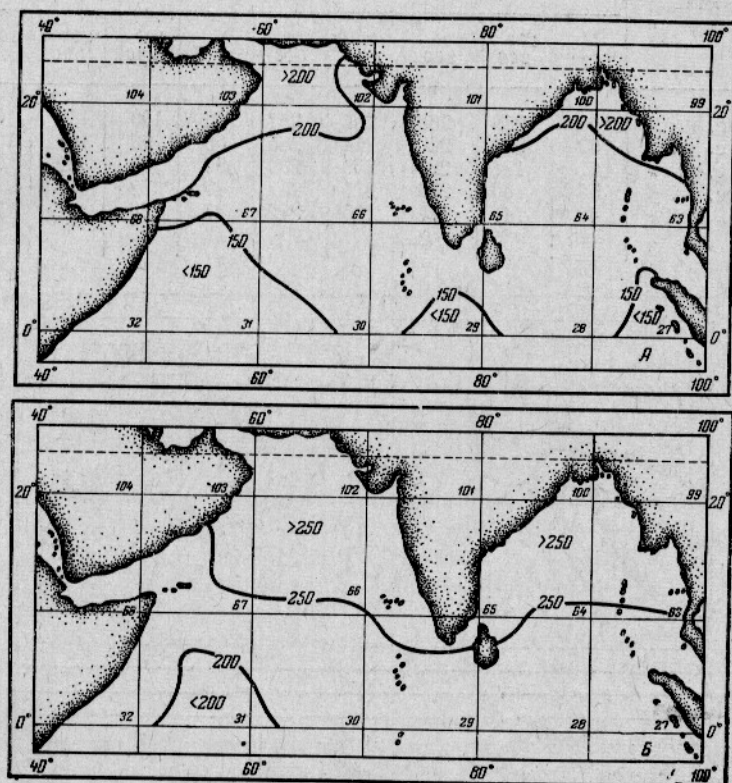


Рис. 6. Биогенная среднегодовая насыщенность фосфатами ( $\text{мг-атом}/\text{м}^2$ ):

А — слой 100—200 м, Б — слоя 400—500 м.

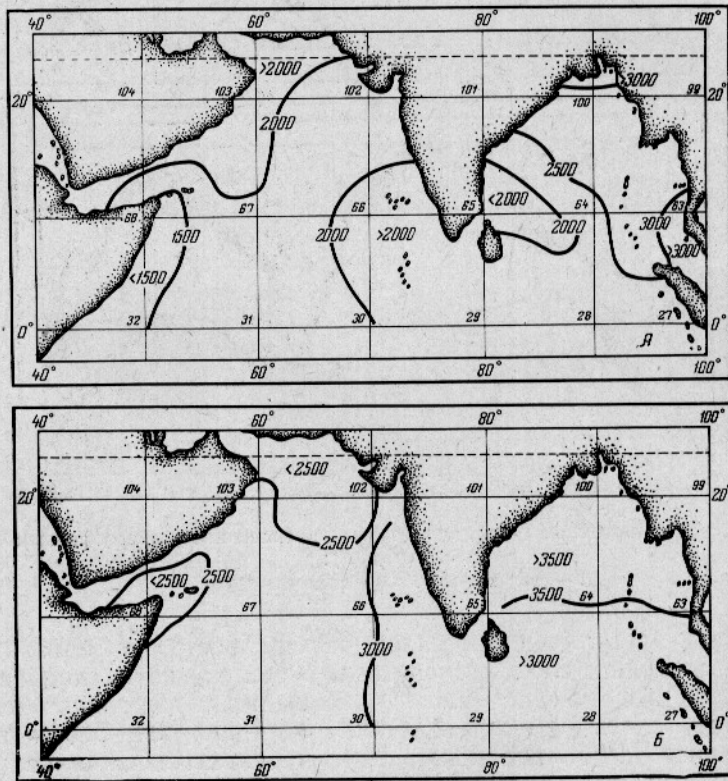
Распределение величин биогенной насыщенности по горизонтали в слоях, подстилающих слой фотосинтеза, в общих чертах подобно распределению их в фотическом слое. Максимальные величины биогенной насыщенности слоев 100—200, 200—300, 300—400, 400—500 м приурочены к северной части Аравийского моря и Бенгальского залива, минимальные — к открытому океану и прилегающим к ним южным открытым частям Аравийского моря и Бенгальского залива. С увеличением глубины распределение величин биогенной насыщенности по районам становится более однородным (табл. 3, рис. 6, 7, 8).

Следует отметить, что в целом несколько более высокие величины биогенной насыщенности ( $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$  и Si) поверхностного 75-метрового слоя свойственны Аравийскому морю (хотя в среднем первичная продукция Аравийского моря вдвое выше, а соответственно и потребление биогенов тоже выше, чем в Бенгальском заливе), но уже со слоя 100—200 м и глубже максимум биогенов перемещается в Бенгальский залив (табл. 4).

Таблица 3

Изменение средних величин биогенной насыщенности ( $PO_4$ ) слоев (в м) в широтном направлении

Район океана	Биогенная насыщенность, мг-атом/м <sup>2</sup>					Биогенная насыщенность широтных зон ( $PO_4$ ) в % к биогенной насыщенности на широте 20—25° с. ш.				
	слой, м									
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500
20—25° с. ш.	109	223	238	251	261	100	100	100	100	100
15—20° с. ш.	63	201	240	254	265	58	90	101	101	101
10—15° с. ш.	61	186	220	239	239	56	83	92	95	92
5—10° с. ш.	50	160	204	221	233	46	72	86	88	89
0—5° с. ш.	40	141	177	195	212	37	63	74	78	81

Рис. 7. Биогенная среднегодовая насыщенность нитратным азотом (мг-атом/м<sup>2</sup>):

А — слоя 100—200 м, Б — слоя 400—500 м.

Отмеченные различия в распределении биогенных элементов между западной и восточной половинами северной части Индийского океана обусловлены различиями в возможностях вертикального водообмена.

Между западной и восточной частями Индийского океана (севернее 15° ю. ш.) существуют большие различия в плотности воды (табл. 5, 6). В Бенгальском заливе скачок плотности выражен резче, чем в Аравий-

ском море, и поэтому обмен с глубинными слоями здесь более затруднен, а соответственно — и обогащение поверхностных вод биогенными элементами.

Резкие градиенты плотности в Бенгальском заливе обусловлены значительным выпадением осадков и большим речным стоком, приводящим к опреснению поверхностного слоя и возникновению резкого скачка плотности на глубине 70—90 м. На севере Бенгальского залива и Андаманского моря по мере приближения к устьям крупных рек плотность уменьшается летом до 18,0 и менее. В сезон юго-западного муссона район низкой плотности сокращается и распространяется лишь на Бенгальский залив, Андаманское море и прилегающую часть океана, зимой же, в период северо-восточного муссона — перемещается далеко на запад. Однако в Андаманском море процессы обмена идут все же более активно — основной водообмен осуществляется через проливы.

В западной части Индийского океана (Аравийское море), где преобладает сильное испарение, плотность воды значительно увеличивается и в течение года превышает 24,0 (летом в районе, прилегающем к Аравийскому полуострову, достигает 24,5) (Муромцев, 1959).

Наибольшие градиенты плотности сосредоточены в относительно тонком верхнем слое воды океана. Средняя глубина расположения мак-

Таблица 4  
Средняя биогенная насыщенность ( $мг-ат/м^2$ )  
в Аравийском море и Бенгальском заливе  
(с прилегающими к ним районами  
открытого океана до экватора)

Слой, м	PO <sub>4</sub>		NO <sub>3</sub>		SI	
	Аравийское море	Бенгальский залив	Аравийское море	Бенгальский залив	Аравийское море	Бенгальский залив
0—25	10	8	30	18	150	126
0—50	24	16	119	59	321	263
0—75	39	30	226	204	517	480
0—100	64	52	504	515	792	797
100—200	173	181	1878	2520	1940	2620
200—300	206	222	2340	3140	2740	3490
300—400	223	236	2640	3430	3320	4040
400—500	233	246	2810	3580	3920	4610

Таблица 5  
Средняя плотность воды в Аравийском море и Бенгальском заливе (Муромцев, 1959)

Горизонты, м	Аравийское море	Бенгальский залив	Горизонты, м	Аравийское море	Бенгальский залив
0	23,56	20,89	150	25,66	25,26
10	23,60	21,10	200	26,11	25,85
25	23,78	21,33	300	26,66	26,40
50	24,14	21,75	400	26,98	26,67
100	25,05	23,71	500	27,26	26,90

Таблица 6  
Градиенты средней плотности воды в Аравийском море и Бенгальском заливе

Горизонты, м	Аравийское море	Бенгальский залив	Горизонты, м	Аравийское море	Бенгальский залив
0—10	0,004	0,021	150—200	0,009	0,012
10—25	0,012	0,015	200—300	0,006	0,006
25—50	0,014	0,017	300—400	0,003	0,003
50—100	0,018	0,039	400—500	0,003	0,002
100—150	0,012	0,031			

симальных градиентов плотности в Аравийском море и Бенгальском заливе — 50—100 м. Величина максимальных градиентов плотности в Бенгальском заливе значительно выше, а следовательно, и возможность для вертикального водообмена хуже, хотя и в Аравийском море она велика. В связи с достаточно резко выраженным скачком плотности

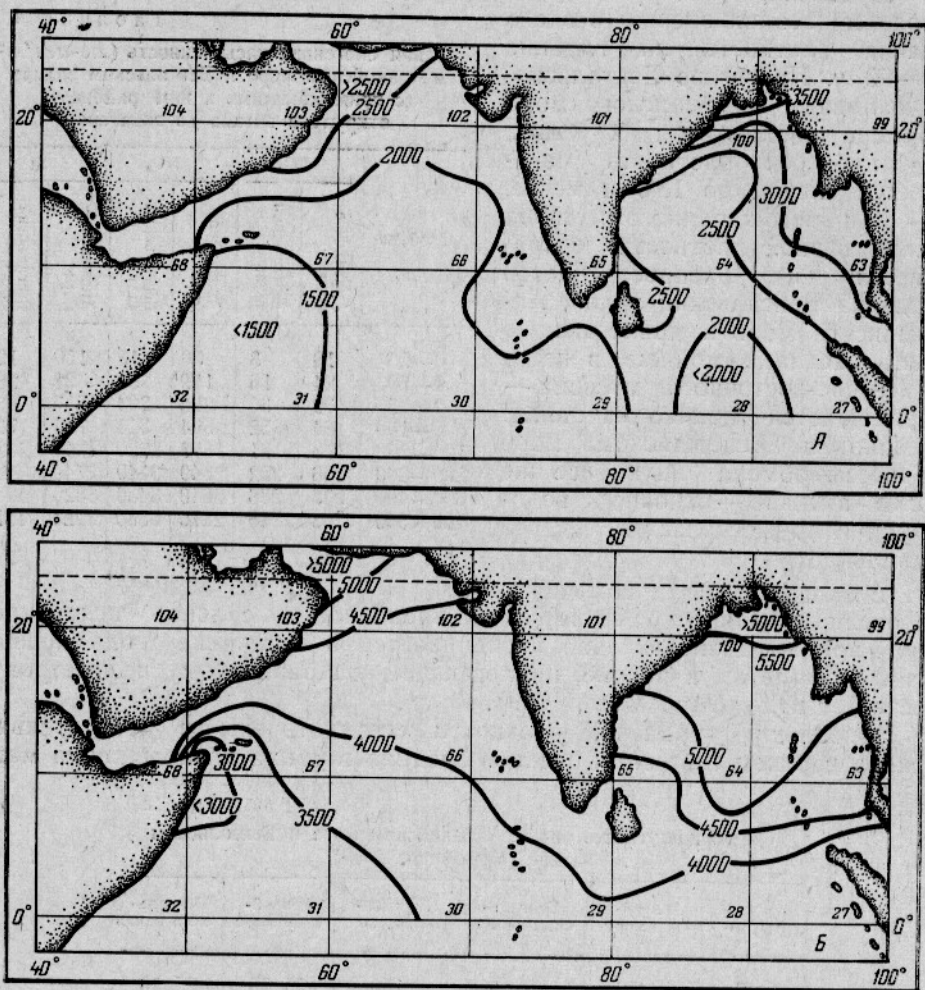


Рис. 8. Биогенная среднегодовая насыщенность кремнекислотой (мг-атом/м<sup>2</sup>):  
 А — слоя 100—200 м, Б — слоя 400—500 м.

на всей территории северной части Индийского океана богатые биогенными элементами воды, лежащие ниже скачка плотности, поступают в поверхностный слой только в местах подъема. Лишь при высоком положении слоя скачка, где он оказывается в зоне ветрового перемешивания, питательные соли попадают из подстилающего слоя в фотосинтетический.

Среди главных элементов биогенного цикла в океане общие закономерности, касающиеся распределения, концентрации организмами, способа перемещения в толще вод, связывают прежде всего фосфор, азот и кремнекислоту. Отношения между ними в воде океана имеют более или менее постоянный характер. Между содержанием фосфора

и нитратов в воде океана существует линейная корреляция; отношение фосфатов к силикатам более сложно (Виноградов, 1967).

В ряде работ имеются сведения о соотношении элементов биогенного цикла (N:P, Si:P) для различных районов Мирового океана. В глубинных водах океана отношение N:P, очевидно, изменяется в довольно узких пределах—11—16 (Riley, 1951; Riley, Skirrow, 1965 и др.). В поверхностных водах отношение N:P сильно варьирует (Riley, 1951; Holm-Hansen et al, 1966).

По В. В. Волковинскому (1968а), в поверхностном 200-метровом слое обширной акватории Антарктики и Южной Атлантики отношение N:P изменяется от величин порядка 20—25 (антарктические воды) до 5 (воды центральной части Южной Атлантики). По его данным, отношение Si:P в этих водах изменяется от величины более 70 до 1. В районах стока больших рек отношение Si:P увеличивается до 40.

Что касается Индийского океана, то нам известны только расчеты отношения N:P, выполненные М. Gillbricht (1966) в поверхностном 100-метровом слое Аравийского моря по материалам экспедиции «Meteor» (1964—1965 гг.). В среднем по четырем разрезам величина отношения N:P колебалась от 13 до 18, а Si:P—в пределах 9—13.

Расчеты отношения N:P и Si:P, выполненные нами на массовом материале для обширной области Индийского океана, расположенной к северу от экватора, позволили выявить ряд интересных закономерностей (табл. 7 и 8).

Таблица 7

Отношение N:P в водах Индийского океана

Горизонт, м	Аравийское море			Бенгальский залив	Открытый океан (0—5° с. ш.)	Акватория Индийского океана, к северу от экватора
	прибрежный район	открытая часть	все море			
0	2	3	3	5	4	3
25	6	4	5	4	3	4
50	8	6	7	10	4	7
75	10	9	9	13	10	10
100	11	11	11	15	14	12
150	10	12	11	15	15	13
200	10	12	11	14	15	13
300	10	12	11	15	14	13
400	10,5	12	11	15	16	13
500	11	13	12	14	16	13

Таблица 8

Отношение Si:P в водах Индийского океана

Горизонт, м	Аравийское море			Бенгальский залив	Открытый океан (0—5° с. ш.)	Акватория Индийского океана, к северу от экватора
	прибрежный район	открытая часть	все море			
0	17	14	16	36	19	21
25	16	12	17	27	21	19
50	13	10	12	18	18	15
75	11	10	10	13	14	12
100	11	10	10	12	13	12
150	12	11	12	15	12	13
200	14	12	13	16	13	14
300	16	14	15	18	14	15
400	19	15	18	19	16	18
500	19	17	18	20	17	19

Из полученных нами данных видно, что величины отношения N:P стабильны только для водных масс, расположенных ниже зоны фотосинтеза. В фотосинтетическом слое тропической зоны Индийского океана (к северу от экватора) величины отношения N:P значительно меньше (табл. 7). В пределах фотического слоя минимальные значения отношения N:P наблюдаются на поверхности океана. При среднем значении отношения N:P для всей акватории Индийского океана к северу от экватора, равном 3, средние его значения по пятиградусным квадратам колеблются от 1 до 10. В высокопродуктивных зонах отношение N:P на поверхности океана обычно составляет 1—2. Величины отно-

шения N:P в пределах зоны фотосинтеза с глубиной увеличиваются, достигая максимума на горизонте 100—150 м.

Водным массам, подстилающим слои фотосинтеза (100—500 м) в тропической зоне Индийского океана, свойственны стабильные величины отношения N:P, не изменяющиеся с глубиной, но несколько различающиеся по районам океана (табл. 7, рис. 9). Для прибрежной высокопродуктивной зоны Аравийского моря характерна величина отношения N:P, равная 10—11; для открытой, менее продуктивной части Аравийского моря — 12—13; для Бенгальского залива — 14—15 и для открытого океана, в районах, прилегающих к Аравийскому морю и Бенгальскому заливу, — 14—16.

В целом в северной части Индийского океана, расположенной выше экватора, наблюдается тенденция возрастания величин отношения N:P по направлению с севера на юг (к экватору).

Уменьшение величины отношения N:P в фотическом слое обусловлено более резким понижением концентрации нитратов в этом слое сравнительно с концентрацией фосфатов. Например, в открытом океане (0—5° с. ш.) средняя концентрация нитратов в слое 0—100 м в 13 раз ниже, чем в слое 100—200 м, а фосфатов — только в 6 раз меньше (рис. 10). В высокопродуктивных районах эта разница еще более увеличивается.

Биогенные элементы потребляются фитопланктоном в определенных пропорциях, которые могут несколько нарушаться при недостатке того или иного элемента в воде. В результате непропорционального использования биогенных элементов фитопланктоном, в случае недостаточности количества одного из них, и неравных скоростей регенерации фосфора, азота и кремния в поверхностном слое величины отношений N:P и Si:P значительно сдвинуты по сравнению с глубинными водами. При концентрациях, превышающих лимитирующие, биогенные элементы потребляются фитопланктоном, по выводам В. В. Волковинского (1968), в следующих пропорциях: Si:N:P=20:15:1 (в атомной форме).

В планктонных организмах отношение N:P, по R. H. Fleming равно 16:1. В опытах Mc. Allister et. al. при достаточном количестве нитратов отношение N:P в фитопланктоне было равно 14:1, а при недостатке нитратов — 8,5:1; после этого развитие фитопланктона приостанавливалось. При значительном израсходовании азота отношение N:P в планктоне может оказаться выше, чем в воде. Эти же авторы отметили, что на станции P в Тихом океане в слое до 97 м отношение N:P равно 7,3—9,3, а на глубине 121—950 м — 11,1—11,7 (Тихий океан, Биология..., 1967).

Из отмеченных закономерностей в распределении величин отношения N:P как по вертикали, так и по акватории, рассчитанных нами для тропической зоны Индийского океана, можно сделать вывод, что обеспеченность фитопланктона азотом здесь более низкая, чем фосфором. Это подтверждается и расчетами отношения суммарного запаса азота и фосфора в поверхностном 100-метровом слое северной части Индийского океана к дневному потреблению этих элементов фитопланктоном, составляющему по фосфатам — 157, а по азоту — 87.

Низкие величины отношения N:P в фотическом слое частично обусловлены и меньшей скоростью регенерации азота по сравнению с прямой и быстрой регенерацией фосфора.

По степени интенсивности деятельность диатомовых, потребляющих кремнекислоту, различается в разных океанах и отдельных их частях. Поэтому отношение фосфаты:силикаты в воде океанов и отдельных их районов заметно варьирует (Виноградов, 1967).

Отношение Si:P в тропической зоне Индийского океана (к северу от экватора), по нашим данным, более сложно и подчинено иным закономерностям, отличным от отношения N:P (рис. 11).

Величина отношения Si:P постоянно меняется с глубиной, не обретая стабильности и в водах, подстилающих фотический слой (табл. 8,

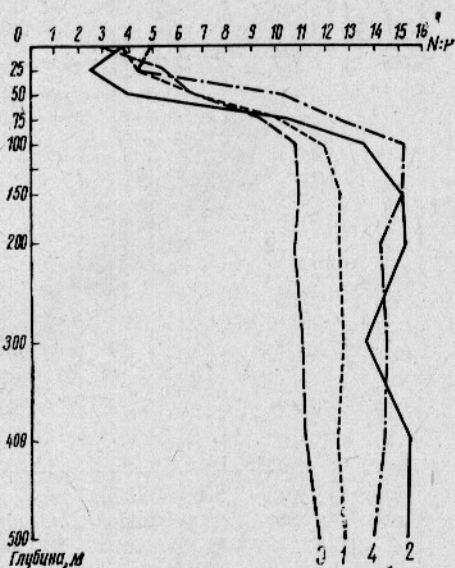


Рис. 9. Средние величины отношения N:P по глубинам для различных частей Индийского океана:

1 — Индийский океан (северное полушарие); 2 — открытый океан (0—5° с. ш.); 3 — Аравийское море; 4 — Бенгальский залив.

Рис. 10. Средние концентрации  $PO_4$ ,  $NO_3$ , Si и величины отношения N:P и Si:P в Индийском океане в районе 0—5° с. ш.

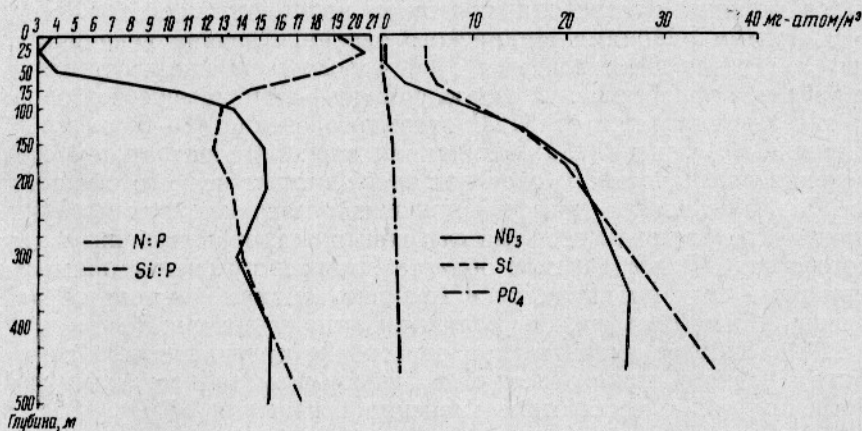


рис. 11). Для слоя фотосинтеза характерно понижение величин отношения Si:P от поверхности к его нижней границе, с минимальными величинами, приуроченными во всех районах рассматриваемой области к горизонтам 75—100 м, что объясняется более быстрой регенерацией фосфатов, которая в условиях тропиков в значительной степени завершается уже в поверхностном 100-метровом слое. Регенерация кремниевой кислоты более замедлена (рис. 10). Об этом свидетельствует и отношение биогенной насыщенности слоя 100—200 м к биогенной насыщенности слоя 400—500 м: для  $PO_4$  оно составляет 74%, для Si — 52% (табл. 2). Отношения Si:P в слое 75—100 м в среднем для различных районов изменяются в пределах 10—14. В слоях, подстилающих фото-

синтетический слой, наблюдается возрастание величин отношения Si : P с глубиной, на горизонте 500 м они близки к поверхностным и составляют около 20.

Максимальные величины отношения Si : P свойственны поверхностному (в основном 25-метровому) слою Бенгальского залива, что объ-

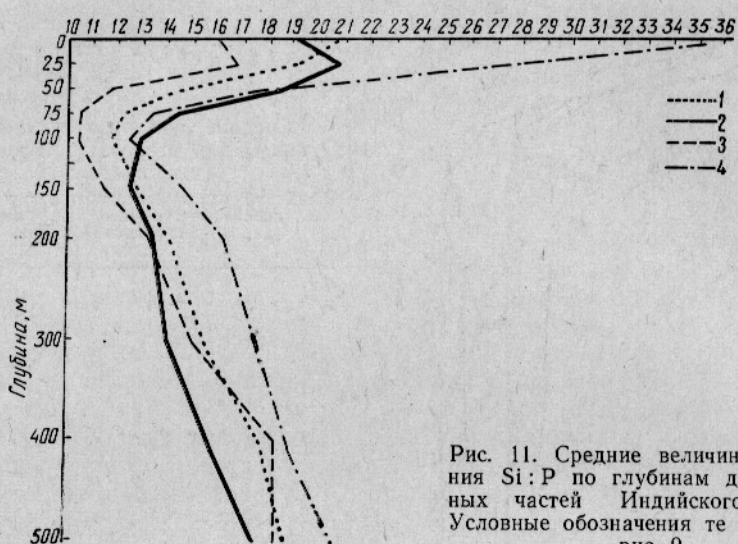


Рис. 11. Средние величины отношения Si : P по глубинам для различных частей Индийского океана. Условные обозначения те же, что на рис. 9.

ясняется мощным пресноводным стоком, наиболее высоким по сравнению с другими районами Индийского океана. Средняя величина отношения Si : P на поверхности в Бенгальском заливе составляет 36 (а в районе, прилегающем к устью р. Ганг — 65), но уже на горизонте 50 м она не отличается от Si : P открытого океана (0—5° с. ш.).

Величины отношения Si : P являются хорошим показателем степени опреснения поверхностного слоя под воздействием речного стока (отношение Si : P позволяет дифференцировать высокие концентрации Si, являющиеся следствием подъема глубинных вод, от повышенных за счет речного стока). В исследуемой области Индийского океана наименьший материковый сток наблюдается в Аравийском море, в этом же районе отмечены и наиболее низкие величины отношения Si : P (табл. 8, 9, рис. 11). Наиболее значительное опреснение поверхностного слоя под влиянием речного стока отмечено в Бенгальском заливе; этому району свойственны наиболее высокие значения отношения Si : P (табл. 8, 9, рис. 11).

Таблица 9

Средняя соленость воды в различных районах Индийского океана, ‰ (Муромцев, 1959)

Район	Глубина, м				
	0	10	25	50	100
Аравийское море . . . . .	36,03	35,96	35,96	36,01	35,96
0—10° с. ш. . . . .	34,54	34,56	34,75	34,98	35,14
Бенгальский залив . . . . .	33,30	33,34	33,57	33,75	34,55



Поверхностный слой районов открытого океана, прилегающих к Аравийскому морю и Бенгальскому заливу ( $0^{\circ}$ — $5^{\circ}$  с. ш.), занимает промежуточное положение и по солености, и по значениям Si:P.

В прибрежной зоне Аравийского моря отношение Si:P во всей 500-метровой толще вод выше, чем в открытой части Аравийского моря (табл. 8).

Для решения поставленных в настоящей статье вопросов немаловажно выявить толщину фотосинтетического слоя. Для определения нижней границы слоя фотосинтеза при отсутствии прямых измерений величин первичной продукции по всей вертикали фотического слоя один какой-либо критерий для всех районов океана непригоден.

Принято считать, что «глубина, на которой количество света уменьшается до 1% от его количества на поверхности океана, определяет нижнюю границу фотосинтетической зоны» (Steemann-Nielsen and Seusen, 1957). Однако абсолютные величины освещенности, составляющие 1% от поверхностной, находятся в зависимости от солнечной инсоляции, на поверхности океана и далеко не однозначны для разных широт.

При обильной солнечной радиации в тропиках абсолютные величины 1% освещенности (от солнечной инсоляции на поверхности океана) будут значительно выше, чем в высоких широтах. Следовательно, если принять за нижнюю границу слоя фотосинтеза глубину проникновения 1% количества света, наблюдаемого на поверхности, то для низких широт мы, очевидно, получим заниженные по сравнению с высокими широтами результаты. Имеющиеся инструментальные измерения подводной дневной освещенности показывают, что в открытой части Аравийского моря зона фотосинтеза распространяется до глубин 80—100 м (Неуймин, Тимофеев, 1967 б).

По измерениям оптических характеристик в Индийском океане, проведенным с исследовательского судна США «Anton Bruun» субмаринным фотометром, глубина проникновения 1% инсоляции для зоны от  $25^{\circ}$  с. ш. до  $40^{\circ}$  ю. ш. составляет в среднем 76 м (по 267 станциям, рис. 12, табл. 10). Для всей зоны тропиков, по этим данным, средняя глубина проникновения 1% освещенности составляет 74 м, а для тропической зоны северного полушария — 66 м (табл. 10).

К сожалению, данных инструментальных измерений оптических характеристик для Индийского океана очень мало.

Японские ученые, проводившие исследования на судне «Кюю таги» в тропической зоне Индийского океана в пределах  $4^{\circ}$  с. ш.— $20^{\circ}$  ю. ш. (1962), на основании измерения прозрачности (дискон Секки) и неизвестных нам принципов пересчета дают глубину проникновения освещенности, равной 1%, в среднем 93 м.

Толща слоя фотосинтеза для северной части Индийского океана определялась нами на основании фактического материала по характеру

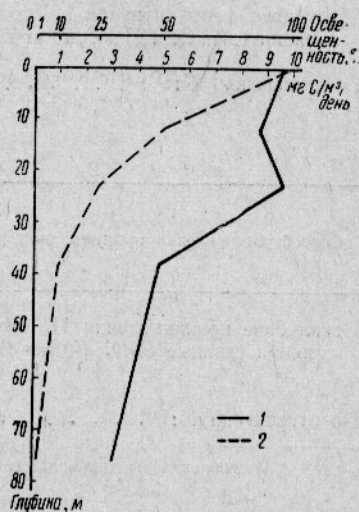


Рис. 12. Изменение величины первичной продукции и освещенности по глубинам (материалы экспедиции «Anton Bruun»):

1 — первичная продукция мгС/м<sup>3</sup> в день; 2 — освещенность, %.

## Толщина слоя фотосинтеза в Индийском океане, м

Способ установления толщины слоя фотосинтеза	Северное полушарие			Среднее значение для северного полушария
	20—30° с. ш.	20—10° с. ш.	10—0° с. ш.	
По глубине проникновения 1% солнечной инсоляции (данные НИС «Anton Bruun») . .	39 (39—39)*	62 (14—107)	80 (52—120)	66
По отношению N:P . . . . .	37	72	90	77

Продолжение табл. 10

Способ установления толщины слоя фотосинтеза	Южное полушарие				Среднее значение для зоны 25° с. ш.—40° ю. ш.
	0—10° ю. ш.	10—20° ю. ш.	20—30° ю. ш.	30—40° ю. ш.	
По глубине проникновения 1% солнечной инсоляции (данные НИС «Anton Bruun») . .	87 (63—120)	89 (52—120)	78 (32—107)	85 (10—104)	76
По отношению N:P . . . . .	—	—	—	—	—

\* В скобках даны минимальная и максимальная величины.

отношения N:P. Для слоя фотосинтеза в тропической зоне Индийского океана (к северу от экватора) характерна величина отношения N:P меньше 10, для подстилающего слоя — больше 10 и стабильность его независимо от дальнейшего увеличения глубины. По нашим расчетам, толщина фотического слоя составляет в среднем для тропической зоны Индийского океана, расположенной в северном полушарии, около 77 м.

По нашим расчетным данным, толщина слоя фотосинтеза несколько больше глубины проникновения 1% инсоляции по данным оптических измерений. График (рис. 12), построенный по данным синхронных определений первичной продукции радиоуглеродным методом и измерений глубины проникновения 1% инсоляции, показывает, что фактически на глубине 1% освещенности происходит еще значительный синтез органического вещества (по данным «Anton Bruun» — в среднем 3,13 мг С/м<sup>3</sup> день). Следовательно, фактически нижняя граница фотического слоя в тропической зоне Индийского океана, очевидно, располагается несколько ниже глубины проникновения освещенности, равной 1%.

По материалам наблюдений «Kōuō maru», в тропической зоне Индийского океана затухание синтеза органического вещества также происходит на несколько большей глубине (около 90 м).

Толщина фотического слоя меняется по районам. В высокопродуктивных районах северной части Аравийского моря и Бенгальского залива слой фотосинтеза менее 50 м (местами уменьшается до 25 м), в отдельных частях открытого океана и центральной части Аравийского моря — возрастает до 100 м и более.

На основании имеющихся литературных данных и наших расчетов следует, очевидно, считать, что средняя толщина фотического слоя в тропической зоне Индийского океана (к северу от экватора) составляет около 77 м.

В тропической зоне Индийского океана (к северу от экватора) так же, как и в тропической зоне Тихого океана (Тихий океан, Химия.....,

1966), глубина нижней границы слоя фотосинтеза примерно совпадает с глубиной температурного скачка.

Для сопоставления запасов биогенных элементов с величиной потребления их фитопланктоном и выяснения степени обеспеченности фитопланктона биогенными элементами мы рассчитали среднегодовые величины первичной продукции по пятиградусным квадратам на основе карты первичной продукции Индийского океана, составленной Ю. Г. Кабановой (1968). Исходя из этих величин, рассчитано среднесуточное потребление биогенных элементов по пятиградусным квадратам.

Расчеты потребления биогенных элементов проводились на основании следующих соотношений (Волковинский, 1968б): при синтезе фитопланктоном 1,1493 г Сорг потребляется 1 мг-атом  $PO_4$ , при 0,0766 г Сорг — 1 мг-атом  $NO_3$ , при 0,058 г Сорг — 1 мг-атом Si.

В наиболее продуктивных районах исследуемых областей (северная часть Аравийского моря и Бенгальского залива, а также в Аденском заливе) в слое фотосинтеза потребляется до 0,9 мг-атом/ $m^2$  в день фосфатов, до 13 мг-атом/ $m^2$  в день — азота и 17 мг-атом/ $m^2$  в день — кремнекислоты. В малопроодуктивных районах холистатических зон и открытой части океана величина потребления биогенных элементов снижается до минимальных значений:  $PO_4$  — 0,1 мг-атом/ $m^2$  в день,  $NO_3$  — 1,0 мг-атом/ $m^2$  в день и Si — 1,2—1,4 мг-атом/ $m^2$  в день.

Таблица 11

Запас биогенных элементов в слое фотосинтеза и подстилающем слое и потребление их фитопланктоном (Индийский океан, район к северу от экватора)

Биогенные элементы	Потребление, тыс. т		Биогенная насыщенность, тыс. т			Отношение годового потребления к запасу			Отношение запаса к дневному потреблению		
	в год	в день	слой 0—75 м	слой 0—100 м	слой 100—200 м	в слое 0—75 м	в слое 0—100 м	в слое 100—200 м	в слое 0—75 м	в слое 0—100 м	в слое 100—200 м
$PO_4$	48 803	134	12 054	21 006	59 247	4	2	0,8	90	157	442
$NO_3$	326 782	895	35 362	78 196	347 656	9	4	0,9	40	87	388
Si	876 670	2402	156 781	247 353	677 731	5,5	3,5	1,3	65	103	282

В табл. 11 приводятся расчеты суммарного потребления биогенных элементов (фосфора, азота и кремнекислоты) фитопланктоном для всей площади Индийского океана, лежащей к северу от экватора. Согласно этим расчетам в течение года фитопланктоном в северной части Индийского океана потребляется порядка 49 млн. т фосфора, 327 млн. т азота и 877 млн. т кремнекислоты; дневное потребление биогенных элементов составляет:  $PO_4$  — около 130 тыс. т,  $NO_3$  — 900 тыс. т, Si — 2400 тыс. т.

Наличного запаса биогенных элементов в слое фотосинтеза, без его возобновления вследствие регенерации и поступления извне, должно было бы хватить для обеспечения фитопланктона фосфатами в среднем для всей акватории Индийского океана, расположенной в северном полушарии, на 90 дней, нитратами — на 40 дней и кремнекислотой — на 65 дней.

Отношение биогенного запаса всего поверхностного 200-метрового слоя к дневной потребности фитопланктона в биогенных элементах значительно выше и достигает в среднем для северной части Индийского океана по  $PO_4$  — 599, по  $NO_3$  — 475 и по Si — 385. Таким образом,

если бы биогенный запас всего 200-метрового поверхностного слоя мог активно использоваться фитопланктоном, то его без поступления извне и без пополнения за счет регенерации с избытком хватило бы более чем на год.

По литературным данным, в глубоководных районах умеренных широт регенерация биогенных элементов в слое фотосинтеза имеет меньшее значение, чем принос биогенных элементов при вертикальном движении вод. В результате регенерации в слое фотосинтеза от общего количества фосфатов, потребляемого в год, использовалось в заливе Мейн — 25%, в Северном море — 18% (Тихий океан, Биология ..., 1967).

В тропических районах регенерация фосфатов составляет примерно 35—40% от общего количества потребляемого за год (Волковинский, 1968). В глубоководных районах низких широт, где отсутствует подъем глубинных вод и скорости их вертикальных перемещений малы, концентрация биогенных элементов в поверхностном фотосинтетическом слое, по-видимому, в большей степени зависит от регенерации их в верхнем слое. В глубоководных районах тропической зоны океана обогащение поверхностных вод биогенными элементами за счет подстилающего слоя происходит только в районах подъема вод (Тихий океан, Биология..., 1967).

Если мы, согласно литературным данным, примем в среднем для всей северной части Индийского океана потребление фосфатов, поступивших в результате регенерации, равным 40% от общего количества, потребляемого за год, что составит величину порядка 19,5 млн. т, то для обеспечения годичной потребности фитопланктона в фосфатах извне должно поступить (за счет подъема глубинных вод, речного стока и атмосферных осадков) около 29,5 млн. т фосфора. При той же степени регенерации азота поступление его за счет этого процесса составит величину порядка 131 млн. т в год, а для обеспечения фитопланктона должно поступить извне порядка 196 млн. т за год.

При наличии данных по биогенному стоку рек можно было бы по разности между годичным потреблением биогенных элементов фитопланктоном, с одной стороны, и количеством биогенных элементов, поступивших в течение года за счет регенерации и речного стока, с другой стороны, рассчитать ориентировочную величину годичного поступления биогенов в результате подъема из глубин океана.

Дать приближенную оценку роли подъема глубинных вод и речного стока в питании фитопланктона для этой своеобразной области Мирового океана можно, сделав некоторые допущения.

Максимально возможная концентрация органического фосфора в речных водах, вероятно, составит (по сообщению М. В. Федосова) до 400 мкг/л, минерального — до 70 мкг/л, т. е. всего до 470 мкг/л. При водном стоке 3,6 тыс. км<sup>3</sup> максимально возможная цифра поступления фосфора с речными водами в районы океана, расположенные севернее экватора, составит 1,7 млн. т. Даже при условии потребления фитопланктоном всего фосфора, поступающего с речными водами (что практически невозможно), его доля в питании фитопланктона составит 3%. Следует подчеркнуть, что цифра эта явно завышена, фактически доля фосфора речного происхождения в питании фитопланктона, очевидно, значительно меньше 3%. Около 40% общего количества потребляемого фитопланктоном фосфора приходится на поступающий в результате процесса регенерации из органического вещества в слое фотосинтеза и, видимо, около 57% — из нижележащих вод.

Речной сток имеет большое значение в балансе биогенных элементов океана, но не является определяющим фактором в возникновении высо-

копродуктивных зон. Примером могут служить Аравийское море и Бенгальский залив. Высокопродуктивное Аравийское море получает речных вод в 4 раза меньше (по расчетам Федосова, см. настоящий сборник) по сравнению с менее продуктивным Бенгальским заливом, но имеет более благоприятные для вертикального водообмена условия. О более высокой продуктивности Аравийского моря свидетельствует не только продукция фитопланктона, но и наиболее высокие концентрации органического углерода в воде (Старикова, 1967) и значительно большая биомасса зоопланктона (Пономарева, Наумов, 1962).

О роли процесса подъема глубинных вод в обеспечении фитопланктона биогенными элементами и возникновении зон повышенной продуктивности можно судить косвенным путем, по сопоставлению отношения (в %) биогенной насыщенности поверхностного слоя к биогенной насыщенности слоя 400—500 м для высокопродуктивных и малопродуктивных районов океана (табл. 12).

Таблица 12

Отношение (в %) биогенной насыщенности вышележащих слоев к биогенной насыщенности слоя 400—500 м в высокопродуктивных и малопродуктивных районах

Биогенные элементы	Квадраты Марсдена	Первичная продукция, мг С/м <sup>2</sup> в день	Слой, м				
			0—100	100—200	200—300	300—400	400—500
PO <sub>4</sub>	30/2	80	20	70	82	90	100
	63/1	100	14	66	92	100	100
	66/2	125	20	71	93	96	100
	102/2	750	41	78	91	97	100
	67/1	900	35	88	87	97	100
	102/1	1000	54	84	90	95	100
NO <sub>3</sub>	30/2	80	9	62	88	93	100
	63/1	100	12	70	97	100	100
	66/2	125	27	70	91	98	100
	102/2	750	44	78	83	90	100
	67/1	900	46	76	88	97	100
	102/1	1000	57	88	91	95	100
Si	30/2	80	20	42	64	80	100
	63/1	100	16	59	82	92	100
	66/2	125	9	36	69	84	100
	102/2	750	29	46	69	84	100
	67/1	900	24	52	75	92	100
	102/1	1000	33	60	75	89	100

В высокопродуктивных районах океана (примером могут служить квадраты 102/1, 102/2 в северной части Аравийского моря и квадрат 67/1, прилегающий к Аденскому заливу) отношение биогенной насыщенности PO<sub>4</sub> и NO<sub>3</sub> поверхностного 100-метрового слоя к биогенной насыщенности слоя 400—500 м, несмотря на активное «выедание» фитопланктоном, составляет около 40—50%, что свидетельствует о подъеме глубинных вод. В малопродуктивных районах (квадрат 30/2 — открытый океан) и в холистатических областях Аравийского моря и Бенгальского залива (квадраты 66/2 и 63/1) это отношение составляет 20%.

В высокопродуктивных районах повышена и величина отношения биогенной насыщенности слоя 100—200 м к биогенной насыщенности слоя 400—500 м (табл. 12). Отношение биогенной насыщенности слоев, расположенных глубже 200 м, к биогенной насыщенности 400—500 м примерно одинаково для высокопродуктивных и малопродуктивных районов. Это же положение подтверждается и сопоставлением процент-

ного отношения биогенной насыщенности слоев Аравийского моря и Бенгальского залива в целом.

В более продуктивном Аравийском море отношение биогенной насыщенности слоя 0—100 м к биогенной насыщенности слоя 400—500 м имеет более высокие значения, чем в менее продуктивном Бенгальском заливе (табл. 13). Эта закономерность может быть объяснена

Таблица 13  
Отношение биогенной насыщенности вышележащих слоев к биогенной насыщенности слоя 400—500 м в Аравийском море и Бенгальском заливе, %

Слой, м	PO <sub>4</sub>		NO <sub>3</sub>		Si	
	Аравийское море	Бенгальский залив	Аравийское море	Бенгальский залив	Аравийское море	Бенгальский залив
0—75	17	12	8	6	13	10
0—100	27	21	18	14	20	17
100—200	74	74	67	70	49	57
200—300	88	90	83	88	70	76
300—400	96	96	94	96	85	88
400—500	100	100	100	100	100	100

только более интенсивным поступлением в поверхностный фотосинтетический слой Аравийского моря биогенных элементов из нижележащих слоев. Последнее, как было указано выше, определяется неблагоприятными условиями водообмена поверхностного слоя с нижележащими слоями в Бенгальском заливе.

Интересные результаты дает сопоставление отношения биогенной насыщенности поверхностного 100-метрового слоя к потреблению биогенных элементов в Аравийском море, в Бенгальском заливе (табл. 14). Средняя био-

генная насыщенность PO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub> и Si поверхностного 100-метрового слоя в Аравийском море и Бенгальском заливе практически одинакова. Средняя же величина первичной продукции в Аравийском море почти в два с половиной раза (2,3) больше, чем в Бенгальском заливе, соответственно и среднесуточное потребление биогенных элементов в Аравийском море в 2,3 раза выше.

Таблица 14  
Отношение средней биогенной насыщенности к потреблению биогенных элементов в Аравийском море и Бенгальском заливе (с прилегающими к ним районами открытого океана)

Район	Биогенная насыщенность в слое 0—100 м, мг-атом/м <sup>2</sup>			Средние величины первичной продукции, мгС/м <sup>2</sup> в день	Потребление биогенных элементов, мг-атом/м <sup>2</sup> в день			Отношение биогенной насыщенности слоя 0—100 м к дневному потреблению			Отношение биогенной насыщенности слоя 0—75 м к дневному потреблению		
	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si		PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Si
Аравийское море . . . .	64	504	792	563	0,49	7,3	9,7	254	113	136	80	31	53
Бенгальский залив . . .	52	515	797	243	0,21	3,1	4,2	360	270	292	143	66	114

Вследствие практически равнозначной биогенной насыщенности 75- и 100-метрового поверхностных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива и резкого различия в величинах первичной продукции этих районов отношение запаса биогенных элементов к их суточному потреблению в Бенгальском заливе выше (в среднем в 2 раза), чем в Аравийском море.

Нами рассчитаны средние величины отношения запаса биогенных элементов поверхностного 100-метрового слоя к их суточному потреблению для всей северной тропической зоны Индийского океана по пяти-

градусным квадратам Марсдена, причем максимальные величины (свыше 250) были обнаружены на участках с самой низкой первичной продукцией, несмотря на низкую концентрацию биогенных элементов в этих квадратах.

Таковыми районами оказались юго-восточная часть Аравийского моря и юго-восточная часть Бенгальского залива. В высокопродуктивных северной и северо-западной частях Аравийского моря и Бенгальского залива величина отношения по  $\text{NO}_3$  и  $\text{Si}$  менее 100, по  $\text{PO}_4$  — менее 200.

В результате сопоставления запасов биогенных элементов и их слойного распределения с продуктивностью в Аравийском море и Бенгальском заливе можно сделать следующее заключение.

Установлено практически равноценное количество биогенных элементов в фотическом слое Аравийского моря и Бенгальского залива при значительно более высокой продукции фитопланктона в Аравийском море. Запас биогенных элементов подстилающих слоев, наоборот, богаче в Бенгальском заливе, что в совокупности свидетельствует о более интенсивном снабжении биогенными элементами фотосинтетического слоя за счет нижележащих слоев в Аравийском море.

В литературе приводятся различные критерии для определения лимитирующих первичную продукцию концентраций биогенных элементов. В качестве таких критериев одни авторы используют концентрацию элемента на поверхности, другие — среднюю концентрацию в 50-метровом поверхностном слое и т. д.

В. В. Волковинский (1968 б), обобщая данные своих исследований и литературные материалы, определяет следующие лимитирующие концентрации биогенных элементов для холодноводных и тепловодных видов фитопланктона:  $\text{PO}_4$  — 0,5—0,3 мг-атом/ $\text{м}^3$ ;  $\text{NO}_3$  — 7,5—4,8 мг-атом/ $\text{м}^3$ ;  $\text{Si}$  — 10,0—6,6 мг-атом/ $\text{м}^3$ . Однако автор не указывает, к какому слою относит приведенные им концентрации, что имеет немаловажное значение.

Для тропической зоны Индийского океана, расположенной в северном полушарии, установлена зависимость между биогенной насыщенностью поверхностного 100-метрового слоя и величиной первичной продукции; для биогенной насыщенности слоя 0—200 м такая связь отсутствует.

Причина заключается в разобщенности (вследствие наличия скачка плотности) слоя фотосинтеза и подстилающего слоя, из-за чего запас биогенных элементов подстилающего слоя может быть использован фитопланктоном только в зонах подъема вод.

По нашим расчетам, для относительно малопродуктивных районов тропической зоны Индийского океана (расположенной к северу от экватора), первичная продукция которых составляет около 200 мг С/ $\text{м}^2$  в день (60—400), характерна средняя концентрация фосфатов в слое 0—75 м, равная 0,37 мг-атом/ $\text{м}^3$ . В высокопродуктивных районах с первичной продукцией 700—1000 мг-С/ $\text{м}^2$  в день средняя концентрация  $\text{PO}_4$  в слое 0—75 м составляет 0,70 мг-атом/ $\text{м}^3$ . Очевидно, концентрации фосфатов в слое фотосинтеза, составляющие в среднем 0,3—0,4 мг-атом/ $\text{м}^3$ , ограничивают продукцию фитопланктона (в пересчете на биогенную насыщенность слоя 0—75 м, около 28 мг-атом/ $\text{м}^2$ ). По этому принципу можно выделить центральные части Аравийского моря и Бенгальского залива и область открытого океана, примыкающую к Аравийскому морю и Бенгальскому заливу. Наиболее обширной эта зона была в межмуссонный период (апрель — май) и наименьшей — в период муссонов.

## Выводы

1. Северная часть Индийского океана расположена в тропической зоне, но ее гидрологический и гидрохимический режимы имеют ряд специфических особенностей, отличных от режима аналогичных областей других океанов.

2. В северной части Индийского океана муссоны являются решающим фактором, определяющим сезонный ход гидрологических, гидрохимических и биологических процессов. Сезонная смена ветров приводит к изменению циркуляции водных масс, к перемещению мест подъема глубинных вод и, как следствие, к перемещению зон, обогащенных биогенными элементами.

3. В зоне океана, расположенной к северу от экватора, наблюдается прямая связь биогенной насыщенности поверхностного фотосинтетического слоя и первичной продукции. Наиболее обогащенные биогенными элементами и соответственно наиболее высокопродуктивные районы находятся в северной части Аравийского моря и Бенгальского залива. Наиболее обедненные биогенными элементами и малопродуктивные районы расположены в открытом океане и холистатических зонах Аравийского моря и Бенгальского залива.

4. Толщина фотосинтетического слоя северной тропической зоны Индийского океана, по нашим расчетам, основанным на характере отношения  $N:P$ , составляет в среднем примерно 75 м; по пятиградусным квадратам средние колеблются от 25 до 130 м.

5. Отношение  $N:P$  в тропической зоне Индийского океана, расположенной к северу от экватора, как правило, стабильно в водных массах, располагающихся ниже слоя фотосинтеза, но несколько различается по районам: в среднем 11 — в Аравийском море, 15 — в Бенгальском заливе и открытом океане. В слое фотосинтеза величины отношения  $N:P$  понижены; минимальные значения их наблюдаются на поверхности океана, изменяясь в среднем по пятиградусным квадратам Марсдена в пределах 1—10. Уменьшение величины  $N:P$  в фотическом слое обусловлено более резким понижением в нем концентрации  $NO_3$  в сравнении с концентрацией  $PO_4$ .

6. Величины отношения  $Si:P$  в тропической зоне Индийского океана в пределах 500-метрового слоя изменяются с глубиной, не обретая стабильности и ниже зоны фотосинтеза. Для слоя фотосинтеза характерно понижение величин  $Si:P$  от поверхности к его нижней границе, с минимальными значениями, приуроченными к горизонтам 75—100 м (для этого слоя характерны значения 10—13).

В слоях, подстилающих фотосинтетический слой, наблюдается возрастание величин отношения  $Si:P$  с глубиной; на горизонте 500 м они близки к величинам, установленным для поверхности океана ( $\sim 20$ ).

7. В связи с активным потреблением биогенных элементов фитопланктоном биогенная насыщенность поверхностного 100-метрового слоя резко понижена и составляет в среднем для северной части Индийского океана около 20% по отношению к биогенной насыщенности относительно стабильного слоя 400—500 м.

Биогенная насыщенность слоя 100—200 м, подстилающего фотосинтетический, еще заметно понижена и составляет в среднем около 70% от биогенной насыщенности слоя 400—500 м по фосфатам и нитратам и около 50% — по кремнекислоте. Биогенная насыщенность слоев 200—300 м, 300—400 м мало отличается от биогенной насыщенности слоя 400—500 м, особенно по  $PO_4$  и  $NO_3$ , регенерация которых в основном заканчивается в верхнем 200-метровом слое, и несколько больше



по кремнию, что объясняется его более медленной регенерацией.

8. Слой максимального вертикального градиента биогенных элементов в северной части Индийского океана колеблется по районам в пределах 25—50—75—100—150 м, но в большинстве случаев для фосфатов и нитратов приурочен к слою 75—100 м и несколько глубже — для кремнекислоты. Наиболее высокое положение слоя максимального градиента биогенных элементов отмечено в северных частях Аравийского моря и Бенгальского залива и прилегающей к ним области открытого океана.

9. В слое фотосинтеза в наиболее продуктивных районах северной части Индийского океана фитопланктоном потребляется до 1 мг-атом/м<sup>2</sup> в день PO<sub>4</sub>, до 13 мг-атом/м<sup>2</sup> — NO<sub>3</sub> и до 17 мг-атом/м<sup>2</sup> — Si.

Согласно ориентировочным расчетам, потребление фитопланктоном биогенных элементов в течение года на всей акватории Индийского океана, расположенной к северу от экватора, составляет порядка 49 млн. т фосфора, 327 млн. т азота и 877 млн. т кремнекислоты.

10. Пополнение расходуемого в фотическом слое запаса биогенных элементов и поддержание баланса происходит в основном за счет поступления из глубинных слоев, регенерации органической материи в слое фотосинтеза и речного стока. В богатой материковым стоком северной части Индийского океана, по нашим ориентировочным расчетам, доля фосфора речного происхождения в питании фитопланктона составляет менее 3%; около 60% фосфора, потребляемого фитопланктоном, поступает в фотический слой из глубин океана.

11. В более продуктивном по сравнению с Бенгальским заливом Аравийском море речной сток в 4 раза меньше, а биогенная насыщенность поверхностного слоя одинакова с Бенгальским заливом, несмотря на большую интенсивность «выедания» биогенных элементов в Аравийском море. Условия для вертикального водообмена более благоприятные в Аравийском море, что также подтверждает преобладающую роль в питании фитопланктона биогенных элементов, поступающих с глубинными водами.

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Солевой и биогенный сток в океан. Сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Богоров В. Г. Продуктивные районы океана. Труды ВНИРО. Т. LVII, 1965.
- Богоров В. Г., Воронина Н. М. Распределение биомассы планктона в продуктивном слое Индийского океана. Биология и распределение планктона южных морей. Изд-во «Наука», 1967.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. «Наука», 1967.
- Виноградов М. Е., Воронина Н. М. Влияние дефицита кислорода на распределение планктона в Аравийском море. «Океанология». Т. I. Вып. 4, 1961.
- Виноградов М. Е. и Воронина Н. М. Некоторые особенности распределения планктона в водах экваториальных течений Тихого и Индийского океанов. Океанологические исследования, № 13, МГГ, 1964.
- Волковинский В. В. Методические разработки при изучении распределения гидрохимических характеристик первичной продуктивности вод Южной Атлантики и Антарктики. Методы рыбохозяйственных химико-океанографических исследований. Ч. II. М., 1968а.
- Волковинский В. В. Основные факторы среды, лимитирующие уровень первичной продукции в океане. Методы рыбохозяйственных химико-океанографических исследований. Ч. II. М., 1968б.
- Гидрометеорологический справочник западной части Индийского океана. Гидрометеондат. Л., 1965.
- Кабанова Ю. Г. Первичная продукция северной части Индийского океана. «Океанология». Т. VIII. Вып. 2, 1968.
- Кобленц-Мишке О. Ю., Волковинский В. В., Кabanова Ю. Г. Распределение и величина первичной продукции вод Мирового океана. Сборник научно-технической информации ВНИРО. Вып. 5, 1968.

- Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. «Пищевая промышленность», 1969.
- Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. Гидрометеоздат, 1959.
- Пономарева Л. А., Наумов А. Г. Распределение биомассы зоопланктона в водах Аравийского моря и Бенгальского залива в период смены муссонов. ДАН СССР. Т. 142, № 2, 1962.
- Неуймин Г. Г., Агафонов Е. А., Сорокина Н. А. О распределении взвесей в водах Аравийского моря. «Исследования в северо-западной части Индийского океана». Изд. МГИ АН УССР, Севастополь, 1967а.
- Неуймин Г. Г., Тимофеев Н. А. Исследования Индийского океана в 19 рейсе НИС «Михаил Ломоносов». Исследования в северо-западной части Индийского океана. Изд. МГИ АН УССР. Севастополь, 1967б.
- Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона. Труды Всесоюзного гидробиологического общества. Т. 1, 1949.
- Старикова Н. Д. Содержание и распределение углерода в водах Индийского океана. Труды ИОАН. Т. 83, 1967.
- Суханова И. Н. О тропическом фитопланктоне Индийского океана. ДАН СССР. Т. 142, № 5, 1962.
- Тихий океан. Биология Тихого океана. Кн. 1. Планктон. «Наука», 1967.
- Тихий океан. Химия Тихого океана. «Наука», 1966.
- Федосов М. В. Условия формирования первичных кормовых ресурсов океана. Труды ВНИРО. Т. LVII, 1965.
- Mc Allister C. A., Parson T. R., Strickland I. D. H. Primary productivity at station «P» in the North—East Pacific Ocean. J. Cons. Explor. Mer., v. 25, No. 3, 1960.
- Gillbricht, Max. Die Beziehungen zwischen verschiedenen Messungen im Meer. Helgoländer Wiss. Meeresuntersuch., 13, N 3, 1966.
- Harvey H. W. On the production of living matter in the sea off Plymouth. J. Mar. Biol. Assoc., v. XXIX, N 1, 1950.
- Holm-Hansen O., Strickland J. D. H. and Williams P. M. A detailed analysis of biologically important substances in a profile off southern California. J. Limnol. and Oceanogr., v. 11, N 4, 1966.
- Reid I. L. On circulation, phosphate—phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. Limnol. and Oceanogr., v. 7, N 3, 1962.
- Riley I. A. Oxygen, phosphates and nitrates in the Atlantic Ocean. Bull. Bingham. Oceanogr. Coll., v. 13, N 1, 1951.
- Riley I. P., Skirrow G. Chemical oceanography N. Y. L., v. 1—2, 1965.
- Steedmann-Nielsen E. Primary production in tropical marine areas. J. Mar. Biol. Ass. India, v. 1, N 1, 1959.
- Steedmann-Nielsen S., Seusen A. Primary oceanic production. The autotrophic production of organic matter in the oceans. Galathea Rep., 1, 1957.

## SUMMARY

The North Indian Ocean lies in the tropical zone, but its hydrochemical regime is distinguished by a number of specific properties differing from those of other similar ocean regions. The seasonal sequence of hydrological, hydrochemical and biological processes is governed by the alternation of monsoons, which determines the displacement of areas of upwelling, and as a consequence, the displacement of zones enriched with nutrient salts.

In the tropical Indian Ocean, situated north of the equator, a direct relationship is observed between the nutrient level of the surface layer and the primary productivity values. The depth of the photosynthetic layer averages 75 m, the means for the 5° Marsden squares vary from 25 m (highly productive waters of the Northern Arabian Sea) to 130 m (mid—ocean waters of low productivity). The layer of the maximum vertical gradient of nutrients varies from area to area within the range of 25—100 m, but is mostly confined to 75—100 m.

Phytoplankton organisms in the part of the Indian Ocean that lies north of the equator are supposed to consume annually in the order of 49,000,000 tons of phosphorus, 327,000,000 tons of nitrogen, 877,000,000 tons of silicic acid. The nutrient level of the 75 m surface layer of this area amounts to about 12,000,000 tons of  $PO_4$ , 35,000,000 tons of  $NO_3$  and 157,000,000 tons of Si.

In the photosynthetic layer nutrient salts are replenished from the depth of the ocean (up to 60%), and due to the regeneration of organic matter in the photosynthetic layer (up to 35%), with the share of phosphorus of river origin in the food of phytoplankton organisms accounting for <3%.