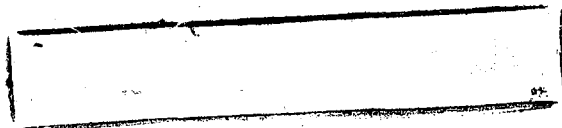


Ю.И.Ляхин

ГИДРОХИМИЯ ТРОПИЧЕСКИХ РАЙОНОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Допущено
Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности «Океанология»



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1990

Рецензенты:

д-р геогр. наук *В. В. Сапожников* (Всесоюзный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии),
д-р геогр. наук *В. Ф. Суховей* (Одесский гидрометеорологический институт)

Ответственный редактор чл.-кор. АН СССР *О. А. Алекин*

Обобщаются современные данные о гидрохимическом режиме окраинных районов тропических и субтропических зон Мирового океана. Рассматриваются закономерности пространственной изменчивости гидрохимических характеристик в комплексе с физико-географическими, гидрометеорологическими и динамическими условиями, формирующими особенности химического состава вод и донных отложений средиземноморских морей и окраин океана. Значительное внимание уделено первичной продуктивности вод и факторам, ее определяющим.

Для иностранных студентов, обучающихся в СССР по океанологическим специальностям. Книга может быть полезна также советским студентам, аспирантам и специалистам.

The text-book "Hydrochemistry of the World Ocean tropical regions" by Professor Yu. I. Ljakhin summarizes the latest data of hydrochemical regime of peripheral regions of tropical and subtropical zones in the World Ocean. Treatment is given to spatial variations of hydrochemical characteristics together with physico-geographical, hydrometeorological, and dynamic conditions contributing to the peculiarities of the chemical composition of waters and bottom sediments of the Mediterranean Seas and outlying regions of the ocean. Considerable attention is paid to primary productivity of the waters and its determining factors.

The text-book is designed for use by foreign students majoring in oceanology. It may be also of use to Soviet students, postgraduates, and specialists.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге не рассматриваются тропические области открытого океана, а основное внимание уделяется приафриканским и восточно-тихоокеанским районам, Карибскому бассейну и Средиземному морю, северным морям и заливам Индийского океана. Некоторые из них, такие, как Средиземное море, Персидский залив и районы, прилежащие к южной Африке, выходят за пределы тропических широт. Тем не менее факторами циркуляции, водообмена и климата они генетически связаны с тропическими областями в единый физико-географический комплекс.

Интерес к указанным районам объясняется их важностью для экономики развивающихся стран, которые уже достигли значительных успехов в освоении биологических и минеральных ресурсов прилежащих акваторий океана. Благодаря удачно складывающимся гидрологическим и гидрохимическим факторам здесь нередко создаются условия, формирующие высокую биологическую продуктивность. Поэтому выявление причинно-следственных связей между характеристиками гидролого-гидрохимического режима и первичной продуктивностью представляется на-сущно необходимым. В высокопродуктивных районах при наличии больших концентраций органического вещества образуется специфический состав донных отложений, свидетельствующий о протекании процессов современного рудообразования. Особенности химического состава водной толщи и осадочного материала имеют при этом немаловажное значение.

За истекшие два десятка лет в окраинных морях и прибрежных акваториях океанов неоднократно проводились комплексные океанологические исследования. Накоплен внушительный объем информации, позволяющей получить расширенные представления о гидрохимическом режиме и его пространственно-временной изменчивости. Однако научная литература остается очень разрозненной, чем вызывается необходимость ее систематизации и обобщения. Одновременно обнаруживаются и явные проблемы в освещении некоторых сторон гидрохимического облика окраин океана. Отсюда можно вывести конкретные рекомендации по направлениям дальнейших исследований.

Представленное в книге обобщение обширного научного материала будет в первую очередь полезно студентам-океанологам из

развивающихся стран. Они смогут найти здесь необходимые сведения о гидрохимическом режиме интересующих их районов.

Структура книги как учебного пособия основана на программе лекционного курса «Химия океана» в его региональном направлении. Соответственно в вводных частях разделов книги показаны общие крупномасштабные черты гидрохимии приматериковых регионов, а в главах и подразделах дана детализация режима в более мелких масштабах. Каждая глава, посвященная какому-либо району, содержит согласованные с программой курса подразделы.

Автор выражает искреннюю признательность ответственному редактору члену-корреспонденту АН СССР, профессору О. А. Алекину, рецензентам доктору географических наук В. В. Сапожникову и доктору географических наук В. Ф. Сухо-вей, сделавшим ряд ценных замечаний и предложений, которые были учтены при подготовке книги к изданию.

Глава 1

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

1.1. Биологические и минеральные ресурсы Мирового океана

Развитие человеческого общества требует все более широкого использования всех источников продовольственного сырья на планете. Современная демографическая ситуация в мире определяет непрерывное возрастание потребностей в продуктах питания, однако в настоящее время на общемировом уровне наблюдается углубление разрыва между производством продовольствия и спросом на него. Пути решения продовольственной проблемы различны, но общее их условие состоит в рациональной эксплуатации всех естественных источников продовольствия. В этой связи все большую актуальность приобретают биоресурсы Мирового океана. Их роль существенно возросла во второй половине XX в. благодаря проведению широких рыбохозяйственных исследований, внедрению достижений научно-технического прогресса в рыбопромысловую технику и другим факторам. На протяжении послевоенного периода темпы прироста объема мирового промысла превышали темпы роста народонаселения. В настоящее время на рыбу приходится около 20 % мирового потребления белка животного происхождения. Для более чем половины населения прибрежных развивающихся стран рыба обеспечивает 1/3 объема рациона питания.

Мировое промышленное рыболовство привязано к наиболее продуктивным прибрежным акваториям тропических и умеренных широт. Именно здесь, в относительно узкой прибрежной полосе, занимающей около 20 % площади Мирового океана, осуществляется свыше 90 % мировых уловов рыбы.

В течение 1965—1983 гг. картина распространения рыболовства менялась как по отдельным районам Мирового океана, так и в каждом из океанических бассейнов (табл. 1.1). Усилилась тенденция к смещению промысла с северных акваторий в тропические районы и воды Южного полушария. Это связано с бурным развитием прибрежного лова в районах Перу, Чили, тропической Африки. Однако на северные половины океанов по-прежнему приходится 45,7 % мировых уловов.

В последние 10—15 лет стало проявляться противоречие между ростом технической оснащенности рыболовного флота и уменьшением темпов прироста промыслового усилия, что свидетельствовало о перенапряжении ресурсов рыболовства в традиционных

Таблица 1.1

**Добыча рыбы в основных промысловых районах Мирового океана,
по данным ФАО (млн т)**

Район промысла	Оценочный потенциал	1965	1970	1975	1980	1983
Мировой океан (всего)	—	45,8	60,6	60,3	64,6	70,8
Атлантический океан:		19,9	23,6	24,5	25,0	25,8
северо-западная часть	7,0	3,3	4,2	3,8	2,8	2,7
северо-восточная часть	14,6	9,6	10,7	12,1	11,8	11,4
центрально-западная часть	6,4	2,1	1,4	1,6	1,8	2,3
центрально-восточная часть	5,6	1,2	2,6	3,5	3,5	3,1
юго-западная часть	8,5	0,5	1,08	0,9	1,3	1,7
юго-восточная часть	5,0	2,2	2,4	2,6	2,2	2,4
Индийский океан:		1,9	2,4	3,2	3,6	4,1
западная часть	9,6	1,2	1,6	2,1	2,1	2,2
восточная часть	5,3	0,6	0,8	1,1	1,5	1,8
Тихий океан:		23,8	34,6	33,9	35,5	41,0
северо-западная часть	17,4	10,7	13,0	17,7	18,8	23,7
северо-восточная часть	4,6	1,5	2,6	2,2	2,0	2,5
центрально-западная часть	10,4	2,6	4,2	5,2	5,7	6,3
центрально-восточная часть	6,0	0,6	0,9	1,5	2,4	2,7
юго-западная часть	1,3	0,1	0,2	2,9	0,4	0,4
юго-восточная часть	13,0	8,3	13,7	4,4	6,2	6,4
Южный океан	—	—	0,4	0,06	0,2	0,4

районах промысла и отражалось на структуре и качественном составе улова. Стали вовлекаться в хозяйственный оборот промысловые виды пониженной товарной ценности путем размещения флота в отдаленных и менее продуктивных районах. Возникла тенденция увеличения доли мелких пелагических рыб в мировом улове как первый признак закономерного перехода к использованию более низких трофических уровней.

Сопоставление эксплуатации традиционных видов живых ресурсов океана с оценочным потенциалом, т. е. максимально возможным выловом (табл. 1.1), показывает, что в некоторых районах нагрузка на биоресурсы приближается к предельной, а в северо-западной части Тихого океана предел уже превышен. Другие районы еще располагают значительными неиспользованными ресурсами.

При существующих методах ведения промысла наиболее достоверной считается представленная ФАО базовая оценка мирового потенциального вылова около 130 млн т. Более высокий уровень уловов (до 250 млн т) может быть достигнут за счет улучшения системы и методов регулирования традиционного ры-

боловства и расширения промысла в океане. Дальнейшее расширение промысла требует решения таких проблем, как освоение неиспользованного потенциала традиционных видов живых ресурсов в прибрежных акваториях, эксплуатация нетрадиционных видов биоресурсов открытых районов Мирового океана, развитие марикультуры, биомелиорация и трансплантация объектов промысла. Решающее место среди способов эксплуатации биоресурсов будет принадлежать аквакультуре. По оценкам экспертов, продукция мировой аквакультуры в 1985 г. достигла примерно 12 млн т, а к 2000 г. она может дать около 40 млн т пищевого сырья в год.

Одним из важных элементов проблемы использования ресурсов Мирового океана является вовлечение в хозяйственный оборот энергетического и минерального сырья. В освоении минеральных ресурсов океана уже принимают участие не менее 120 государств. Этот процесс характеризуется усилением связей между государствами в области разведки и разработки недр, углублением международного разделения труда, ростом объемов экспортно-импортных потоков капиталов. В настоящее время стоимость минерального сырья, ежегодно добываемого в Мировом океане, составляет примерно 20 % общей стоимости продукции мировой горнодобывающей промышленности.

На морском дне сосредоточено не менее 65 % потенциальных ресурсов нефти и газа (более 800 млрд т), содержащихся в осадочной толще земного шара. Преобладающая часть нефти и газа потенциальных морских ресурсов расположена на шельфах развивающихся стран и составляет 61 % общих морских ресурсов капиталистического мира. Наиболее крупные ресурсы нефти и газа — на материковых шельфах Латинской Америки (54,3 млрд т) — в Бразилии, Венесуэле, Мексике, Аргентине; Ближнего и Среднего Востока (32,4 млрд т) — в Саудовской Аравии, Иране, Кувейте, Объединенных Арабских Эмиратах; Африки (19,7 млрд т) — в Нигерии, Ливии, Сомали, Камеруне; Южной и Юго-Восточной Азии (19,5 млрд т). Крупные капиталистические государства проводят политику, направленную на получение доступа к ресурсам развивающихся стран и консервацию собственных имеющихся запасов. Добыча морской нефти в мире в 1984 г. исчислялась в 733,8 млн т по сравнению с 705,1 млн т в 1983 г.

Вторым по экономической значимости источником минерального сырья являются россыпные месторождения прибрежных зон, запасы которых оцениваются на уровне сухопутных. Доля твердого минерального сырья, добываемого с морского дна, составляет около 2 % стоимости руд, добываемых на суше, и исчисляется ежегодно в 500—700 млн дол. Наиболее интенсивно ведутся поисково-разведочные и эксплуатационные работы на россыпи касситерита, рутила, ильменита, монацита, магнетита и хромита. Так, уровень добычи циркона с шельфовых месторождений Австралии достигает 60 % его мирового производства. Среди

нерудного сырья в шельфовой зоне представляют интерес глауконит, фосфорит, доломит, барит, строительные материалы.

Сама морская вода содержит разнообразные растворенные соли, в состав которых входят многие редкие элементы. Можно ожидать, что по мере совершенствования технологии морская вода станет важным источником ряда ценных солей и металлов. Во многих прибрежных странах с засушливым климатом океан и моря служат источником пресной воды, причем методы опреснения соленых вод действуют очень эффективно.

В глубоководных районах океана выявлен ряд образований, перспективных на отдельные виды минерального сырья. К ним относятся металлоносные илы и рассолы, обогащенные железом, марганцем, цинком, свинцом, никелем, кобальтом, серебром и др. Месторождения такого типа обнаружены во впадинах Красного моря и в некоторых тектонически активных зонах земной коры Атлантического и Тихого океанов.

Разработку ресурсов дна открытого океана связывают прежде всего с железомарганцевыми конкрециями, содержащими более 30 различных элементов и устилающими огромные площади дна океанов. Запасы металлов в железомарганцевых конкрециях Тихого океана оцениваются: для меди — в 7,9 млрд т, для марганца — в 358 млрд т, для кобальта — в 52 млрд т, для никеля — в 14,7 млрд т. В настоящее время в северной части Тихого океана проводятся завершающие поисково-разведочные работы и опробование оборудования по добыче конкреций, разработанного международными консорциумами.

Важное значение как объект исследования и освоения приобретают полиметаллические сульфиды, содержащие повышенные концентрации меди, железа, свинца, цинка, молибдена, кадмия и других металлов. Подобные месторождения обнаруживаются в разломах дна открытых и шельфовых районов океана. Однако переход к их широкой промышленной эксплуатации требует предельно тщательных многолетних исследований.

Использование всех видов океанических ресурсов и постоянно возрастающая нагрузка на морские коммуникации как средство обеспечения внешнеэкономических связей сопровождаются антропогенными воздействиями на морские экосистемы. Главным из таких воздействий в настоящее время является загрязнение морской среды.

1.2. Загрязнение Мирового океана

В настоящее время в Мировой океан сбрасывается более 30 тысяч различных химических соединений объемом до 1,2 млрд т в год.

Источниками загрязнения выступают морское судоходство, прибрежные промышленные и хозяйственно-бытовые стоки, морское захоронение (дампинг) грунта и особо опасных отходов промышленности, золотой вынос ядохимикатов, летучих металлов и

нефтяных углеводородов с материков, разработки нефтегазоносных и рудоносных слоев земной коры на шельфах.

В результате современная экологическая ситуация в Мировом океане характеризуется следующими основными чертами:

- переносом загрязняющих веществ океаническими течениями на большие расстояния и поражением наиболее уязвимых изолированных и полуизолированных океанских экосистем (холодноводных, коралловых рифов, апвеллингов и др.);

- возникновением полей хронического загрязнения в экологически сопряженных зонах эстуариев, конвергенций и квазистационарных круговоротов;

- дальними переносами загрязняющих веществ воздушными потоками и их осаждением на подстилающую поверхность океана;

- переносом загрязняющих веществ из поверхностных в более глубокие слои океана и накоплением их в морских организмах и взвешях.

Загрязнение Мирового океана нефтью и нефтепродуктами представляет собой наиболее яркий пример глобального антропогенного воздействия. Ежегодно в океан поступает 3,4—4,0 млн т нефтяных углеводородов (0,23 % годовой мировой добычи нефти). Морская транспортировка и промышленные стоки дают океану почти 2,9 млн т нефти в год. Особый риск связан с возможностью катастроф нефтеналивных судов, которых только за 1960—1970 гг. отмечено около 500. Аварийные ситуации привели к тому, что примерно 1/3 всей поверхности Мирового океана покрыта нефтяным пленками и более половины поверхности — нефтяными агрегатами (комочками). Время пребывания нефтяных углеводородов в атмосфере составляет 0,5—2,3 года, причем около 90 % выпадений из атмосферы приходится на Северное полушарие.

Современные концентрации нефтяных углеводородов в океане меняются в широких пределах: в северо-западной части Тихого океана 0—200 мкг/л, в северо-восточной части Атлантического океана 0—160 мкг/л, в Средиземном море 0—950 мкг/л и т. д. Максимальные концентрации нефти локализованы в поверхностном водном микрослое.

Особую опасность вызывает распространение в водах Мирового океана полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), отдельные представители которых относятся к классу канцерогенных соединений. При нефтяном загрязнении из состава нефтепродуктов в морскую среду поступает бенз(а)пирена (БП) до 10 т/год. Из атмосферы выпадает еще 30 т/год. Концентрация БП в водах Балтийского моря составляет 0,02—0,50 мкг/л (природный уровень 0,001 мкг/л), в северной части Атлантического океана — в пределах 0,03—0,10 мкг/л. Наиболее высокий уровень биоаккумуляции БП характерен для планктонных организмов с коэффициентом накопления 10^2 — 10^4 .

Большую опасность для биоценозов представляют хлорированные углеводороды — устойчивые вещества из группы неприродных

соединений. По современным оценкам, более 370 тыс. т полихлорбифенилов (ПХБ) поступило в окружающую среду, из них около 230 тыс. т распределилось в Мировом океане. К настоящему времени содержание ПХБ в водах ряда районов океана достигло опасных значений: например, в Северной Атлантике 0,15—0,8 нг/л, в Южной Атлантике 0,3—3,7 нг/л. Обладая высокой стабильностью и токсичностью, хлорированные углеводороды проявляют способность накапливаться в тканях гидробионтов и передаваться по пищевым цепям. Так, средние значения коэффициентов накопления зоопланктоном для ПХБ составляют $6,4 \cdot 10^3$, для ДДТ — $1,2 \cdot 10^4$. Глобальное распространение хлорированных углеводородов в Мировом океане, их устойчивость, способность к биоаккумуляции, острая токсичность и выраженный мутагенный эффект определяют всю серьезность проблемы загрязнения морской среды этими веществами.

Все более актуальной становится проблема загрязнения Мирового океана тяжелыми металлами, важнейшим источником которых являются атмосферные переносы. Показано, например, что в 1966 г. за счет сжигания топлива в автомобильных двигателях в атмосферу Северного полушария поступило 310 тыс. т свинца. Объем выпадений свинца на Мировой океан из атмосферы к настоящему времени уже превышает геохимический сток этого элемента с речными водами. Поступление кадмия с речным стоком и из атмосферы практически совпадает, а поток ртути из атмосферы составляет около 25 % общей суммы поступлений в океан. Средняя концентрация ртути в Мировом океане варьирует в пределах 5—100 нг/л, причем в поверхностной пленке ее содержание в 10—40 раз выше, чем в толще воды. Концентрация кадмия в водах Южной Атлантики наблюдается в пределах 40—170 нг/л. Концентрация свинца в открытых водах океана не превышает 20—40 нг/л. Коэффициенты накопления планктонными организмами характеризуются средними значениями для свинца $4,0 \times 10^5$, для ртути $3,4 \cdot 10^3$ и для кадмия $2,1 \cdot 10^4$.

Радиоактивные элементы вследствие их особых свойств выделяются в отдельную группу микроэлементов. Согласно данным ООН, с 1945 по 1962 г. за счет испытаний ядерного оружия образовалось $51,3 \cdot 10^6$ Бк стронция-90 и $97,3 \cdot 10^{16}$ Бк цезия-137. Количество продуктов деления, образующихся в результате работы ядерных установок, к 1980 г. составило $(20—70) \cdot 10^{20}$ Бк, что лишь на порядок ниже естественной радиоактивности океана. Глобальные выпадения продуктов ядерных взрывов из атмосферы продолжают оставаться одним из основных источников загрязнения океана радионуклидами. Аналогично стабильным изотопам, радионуклиды способны усваиваться живыми организмами с коэффициентами накопления от 2 до 3000.

Сброс в море неочищенных хозяйственно-бытовых сточных вод представляет серьезную бактериологическую опасность, поскольку патогенные и условно-патогенные микроорганизмы способны адаптироваться к новым для них условиям прибрежных районов.

Установлены факты атмосферного переноса патогенных бактерий на материк и в открытые районы океана. Многие из подобных микроорганизмов накапливаются и активно развиваются в гидробионтах-фильтраторах, а также в составе бактериоценоза на поверхности раздела море—атмосфера.

В связи с нарастающим загрязнением окружающей среды в последние десятилетия происходит интенсивное эвтрофирование (резкое ухудшение гидрохимического режима) внутренних морей и прибрежных районов океана. Отдельные признаки эвтрофирования обнаруживаются даже в некоторых пелагических зонах Тихого океана как следствие атмосферного переноса биогенных и взвешенных органических веществ.

Загрязнение морской среды влечет за собой целый ряд разномасштабных воздействий на морские биоценозы и на состояние морских экосистем. Выделяются следующие наиболее важные последствия загрязнений:

- накопление химических токсикантов в организмах;
- внедрение патогенных микроорганизмов в прибрежную морскую среду;
- выпадение из сообществ ряда стенобионтных видов (существующих в узком диапазоне условий), нередко сопровождающееся мощным развитием других видов (появление «красных приливов»);
- снижение биологической продуктивности экосистем;
- прогрессирующая эвтрофикация прибрежных районов;
- возникновение мутагенеза и канцерогенеза в морской среде;
- нарушение устойчивости морских экосистем.

1.3. Международное право и охрана Мирового океана

К началу 1970-х годов в отношении Мирового океана возникла острая ситуация, отражающая столкновение двух тенденций. Одна из них диктовалась интересами нынешнего и всех грядущих поколений человечества, требующими рационального использования ресурсов Мирового океана. Вторая состояла в стремлении путем односторонних акций обеспечить приоритет наиболее развитым капиталистическим государствам в овладении богатствами Мирового океана. Поэтому проблемы океана стали затрагивать интересы всех государств.

Поскольку существование различных суверенных государств представляет собой объективную реальность нашей эпохи, то в этих условиях решение общих проблем возможно лишь путем создания единого политико-правового порядка в деятельности всех без исключения государств по использованию пространств и ресурсов морей и океанов.

К моменту создания ООН в международной морской практике сложилось довольно много общепризнанных принципов и норм, регулирующих деятельность и сотрудничество государств

в Мировом океане. Однако это морское право не всегда было четким и ясным. Поэтому в целях укрепления правопорядка в Мировом океане было признано целесообразным провести кодификацию морских обычно-правовых норм. Она была осуществлена на I Женевской конференции ООН по морскому праву (февраль—апрель 1958 г.). Конференция одобрила четыре конвенции: об открытом море, о территориальном море и прилежащей зоне, о континентальном шельфе, о рыболовстве и охране живых ресурсов моря. В 1960 г. также в Женеве проходила II Конференция по морскому праву.

Стремительное общественное развитие, которое в 1960-х годах нашло свое проявление в выходе на международную арену большого числа развивающихся государств со своим особым подходом ко многим международным проблемам, в том числе и к проблеме освоения Мирового океана, а также значительный прогресс в морской технологии весьма обострили социально-экономические и политико-правовые аспекты рационального использования ресурсов Мирового океана. Возникла необходимость утверждения всеобъемлющего международно-правового режима по отношению к Мировому океану. С этой целью была созвана III Конференция ООН по морскому праву (1973—1982 гг.), в которой участвовали около 160 государств, 8 национально-освободительных движений и 19 межправительственных организаций.

Настоятельная необходимость конференции диктовалась многими факторами: 1) остались проблемы, не решенные конференциями 1958 и 1960 гг.; 2) имела место неудовлетворенность существующим правом, объясняемая тем, что многие молодые государства не участвовали в формировании этого права и не считали его соответствующим реальностям нового международного сообщества; 3) быстрый прогресс техники и возрастающий спрос на ресурсы привели к быстрому развитию бурения на большую глубину для добычи нефти и газа, а также к интенсификации морского транспорта; 4) рост рыболовства с использованием современного промышленного флота; 5) крайнее обострение проблемы загрязнения морей; 6) наконец, возрастающий недостаток мировых ресурсов и сознание, что дно морей и океанов содержит самые крупные ресурсы, необходимые человеку и еще не разработанные.

Причины созыва конференции можно разделить на экономические, политические, экологические и юридические.

В период подготовки и проведения конференции быстро росло число государств, занимающихся разведкой и эксплуатацией минеральных ресурсов морского дна. Ряд транснациональных капиталистических монополий, находящихся преимущественно под американским контролем, открыто заявили о своих преимуществах и монопольных правах на наиболее перспективные участки дна Тихого океана за пределами национальной юрисдикции государств. Правительство США стремилось через новую Конвенцию получить максимальные преимущества для эксплуатации ресурсов

дна. Традиционные виды морской деятельности — судоходство и рыболовство — под воздействием научно-технического прогресса приобрели новые измерения и интенсивность. Международно-правовая регламентация требовалась для обеспечения свободы судоходства, нормального функционирования глобальной системы морской навигации, безопасности судоходства и т. д. Необходимо было найти компромиссное, но разумное и справедливое решение, удовлетворяющее интересы прибрежных государств и государств, находящихся в менее выгодных условиях.

Возникла необходимость утверждения основных принципов морского права, относящихся к свободе судоходства, рациональному и справедливому использованию морских пространств и их ресурсов в мирных целях, на основе суверенного равенства и сотрудничества между государствами независимо от их социально-экономического строя.

Рассмотрение вопросов, связанных с исследованием, использованием и эксплуатацией морских пространств, невозможно без учета оборонных интересов прибрежных государств и коллективных мер по поддержанию международного мира и безопасности. Эти важные политические аспекты морских проблем необходимо учитывать при решении вопросов свободы судоходства в открытом море, мирного прохода через территориальное море и проливы, проведения морских научных исследований в экономических зонах и на материковых шельфах, статуса военных кораблей и др.

Интенсивное использование морей и океанов создало серьезную угрозу экологическому равновесию морской среды. Загрязнение от многих источников вызывает обоснованную тревогу. Поэтому меры по защите морской среды, включая сохранение ее ресурсов, должны иметь глобальную направленность.

За выработанную III Конференцией Конвенцию по морскому праву 30 апреля 1982 г. проголосовали 130 государств, 4 высказались против (в том числе США), 17 воздержались.

Принятая Конвенция по морскому праву содержит целый ряд положений о юрисдикции прибрежных государств в 200-мильных экономических зонах и о мерах, направленных на предотвращение дальнейшего загрязнения Мирового океана и на рациональное использование его биологических и минеральных ресурсов.

1.4. Задачи мониторинга Мирового океана

В целях изучения процессов, определяющих экологическую ситуацию в биопродуктивных и легкоранимых экосистемах Мирового океана и прогнозирования ее изменений под воздействием антропогенных факторов, советскими учеными была выдвинута идея создания системы комплексного экологического мониторинга Мирового океана (МОНОК). Предложения о создании этой системы были всесторонне обсуждены и включены в рекомендации I Международного симпозиума «Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана» (СССР, г. Таллинн, 1983).

Программа МОНОК ставит следующие наиболее важные задачи:

1) оценка потоков загрязняющих веществ в биопродуктивных и легкоранимых экосистемах Мирового океана и выявление каналов их поступления. Поставленная задача требует изучения поступления, накопления и разрушения загрязняющих веществ в приповерхностном микрослое океана, в водной толще, а также в области взаимодействия воды с донными отложениями и в самих осадках океана. Необходима оценка прихода-расходных статей баланса загрязняющих веществ;

2) изучение негативных экологических последствий загрязнений в экосистемах океана. Для получения информации о негативных последствиях загрязнения необходимы долгопериодные наблюдения за состоянием нейстонных, планктонных и бентосных сообществ. Это отразит сложившуюся экологическую ситуацию и составит научную основу для прогнозирования возможных изменений в ее состоянии;

3) изучение причинно-следственных связей между уровнями загрязняющих веществ и наблюдаемыми экологическими изменениями, определение критических уровней загрязнения, могущих привести к нарушениям функциональных биологических процессов;

4) изучение физических, химических и биологических процессов, определяющих ассимиляционную емкость морских экосистем, и оценка ассимиляционной емкости экосистем в различных районах Мирового океана. Ассимиляционная емкость экосистемы по отношению к какому-либо веществу представляет собой максимальную вместимость такого количества загрязняющего вещества, которое за единицу времени может быть накоплено, трансформировано и выведено за пределы экосистемы без нарушения ее нормального функционирования. Определение ассимиляционной емкости служит необходимой основой для последующего нормирования внешних воздействий на морские экосистемы и для прогнозирования антропогенных экологических изменений в океане;

5) создание математических моделей отдельных экологических процессов для прогноза экологических ситуаций в локальном, региональном и глобальном масштабах. Необходимо также изучить и моделировать механизмы отклика экосистемы на неблагоприятные воздействия на всех уровнях организации материи — от генетического и молекулярного до популяций и биоценозов.

Решение задач мониторинга осуществляется на основе комплексных экологических наблюдений стационарными лабораториями, экспедиционными судами, летательными аппаратами и искусственными спутниками Земли. Всестороннее исследование такого крупного природного объекта, как Мировой океан, возможно только путем объединения усилий многих стран в рамках международного сотрудничества.

Глава 2

БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

2.1. Карибское море и Мексиканский залив

Карибское море и Мексиканский залив (Центрально-Американские моря) вместе образуют Американское Средиземное море. Это бассейн сложного средиземноморского типа, имеющий ограниченный водообмен с океаном и состоящий из нескольких связанных между собой морей и заливов.

Американское Средиземное море почти целиком расположено между 10 и 30° с. ш. в тропических и субтропических широтах Северного полушария. Границы моря выражены четко: на севере, юге и западе — по побережью американских континентов, на востоке — по Антильским островам и разделяющим их проливам (рис. 2.1). В общей системе иногда выделяют третий бассейн — Багамское море, заключенное между п-овом Флорида, Багамскими островами и северными берегами островов Куба и Гаити.

Физико-географические условия и морфометрия. Основные морфометрические характеристики главных бассейнов Американского Средиземного моря приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

**Основные морфометрические характеристики
Американского Средиземного моря**

Бассейн	Площадь, тыс. км ²	Объем воды, млн км ³	Глубина, м	
			наибольшая	средняя
Мексиканский залив	1602	2,34	4376	1510
Карибское море	2640	6,86	7680	2490
Багамское море	313	—	5989	500

Мексиканский залив связан с Карибским морем Юкатанским, с Атлантическим океаном — Флоридским проливами. Карибское море соединяется с Атлантикой многочисленными проливами в гряде Антильских и Наветренных островов (табл. 2.2). Из них наиболее глубокие проливы Анегада, Наветренный и Доминика.

Дно Мексиканского залива представляет собой обширную котловину с максимальной глубиной 4023 м и с развитой мате-

риковой отмелью (протяженностью до 100—150 миль). Рельеф дна Карибского моря более сложен. Материковая отмель в нем развита слабо, а материковый склон почти повсеместно крутой. Карибское море разделено подводными хребтами Кайман, Никарагуа, Беата и Авес на отдельные глубоководные котловины

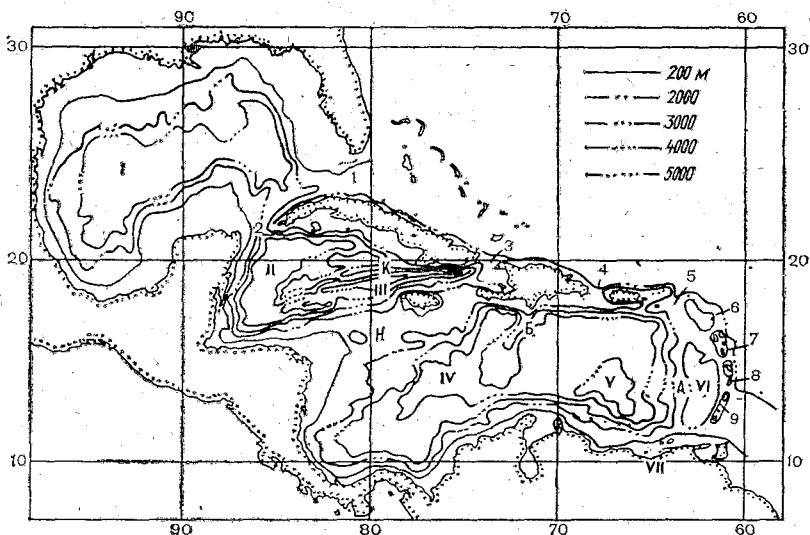


Рис. 2.1. Рельеф дна Американского Средиземного моря.

Глубоководные котловины: I — Мексиканская, II — Юкатанская, III — Кайман, IV — Колумбийская, V — Венесуэльская, VI — Гренада, VII — Карьяко.
Хребты: К — Кайман, Н — Никарагуа, Б — Беата, А — Авес.
Проливы: 1 — Флоридский, 2 — Юкатанский, 3 — Наветренный, 4 — Мона, 5 — Анегада, 6 — Гваделупа, 7 — Доминика, 8 — Сент-Люсия, 9 — Сент-Винсент.

Таблица 2.2

Ширина и глубина основных проливов Американского Средиземного моря

Пролив	Ширина, мили	Глубина, м
Флоридский	80	800
Юкатанский	115	2100
Наветренный	50	1650
Мона	68	<500
Анегада	54	1714
Гваделупа (по изобате 500 м)	4	600
Доминика	—	1500
Сент-Люсия	—	<1000
Сент-Винсент	—	<1000
Гренада (по изобате 500 м)	18	750

(рис. 2.1). На востоке моря к Мадым Антильским островам при-
мыкает котловина Гренада с максимальной глубиной 4120 м. За-
паднее следуют Венесуэльская (5000 м), Колумбийская (более
4000 м) и Юкатанская (4700 м) котловины. Между подводными
хребтами Кайман и Никарагуа вклинивается узкий и глубокий
желоб Кайман, в котором выделяется впадина Бартлетт с глу-
биной 7130 м, рекордной для всего Карибского моря. Достопри-
мечательностью Венесуэльского шельфа является впадина Карь-
яко (длина около 150 миль, ширина 40 миль и наибольшая глубина
1390 м). Впадина отделена от Карибского моря порогом с глу-
биной около 150 м, вследствие чего ниже 370 м в ней возникают
анаэробные условия.

Высокие температуры воздуха (минимальные температуры ян-
варя 12—14°C в северной части Мексиканского залива, в июле —
27—28°C по всей акватории с максимумом до 38°C) обусловли-
вают превышение испарения воды над атмосферными осадками.
В Мексиканском заливе испарение составляет 2560 км³/год,
осадки 1920 км³/год, в Карибском море — соответственно 4420 и
3640 км³/год. Если в Мексиканском заливе дефицит пресной
воды полностью компенсируется береговым стоком (до
700 км³/год), то в Карибском море создается отрицательный
пресный баланс, поскольку р. Ориноко выносит воды лишь
440 км³/год.

Циркуляция вод и водные массы. Атлантические воды, посту-
пающие в Карибское море через проливы Больших и Малых Ан-
тильских островов, имеют генеральное направление движения на
запад к Юкатанскому проливу (рис. 2.2). Карибское течение —
главный поток этого моря и продолжающие его течения Юкатан-
ское, Флоридское и Гольфстрим образуют западную периферию
субтропической антициклонической, макроциркуляционной си-
стемы Атлантического океана. К северу от Карибского течения
обнаруживается слабое антициклоническое обращение вод
в виде нескольких мезомасштабных вихрей. В южной части моря
у берегов Панамы и Коста-Рики развито циклоническое враще-
ние, прибрежная периферия которого формируется Колумбийским
течением. В юго-восточную часть Карибского моря поступают
теплые и менее соленые воды Гвианского течения. ВысокоSOLE-
ные тропические воды входят в море через северные проливы
Малых Антильских островов, главным образом через прол. Ане-
гада. Наличие антициклонических круговоротов в северной части
Карибского моря и циклонических в южной объясняет систему
вертикальной циркуляции с активным обновлением глубинных
и придонных водных масс.

Через Юкатанский пролив генеральный поток вод Американ-
ского Средиземного моря следует на север и на широте Флорид-
ского пролива резко поворачивает на восток, откуда начинается
Флоридское течение. Связь между системами вод Карибского
моря и основной части Мексиканского залива выглядит слабой.
Карибские воды проходят этот залив «транзитом», но по пути

теряют свои характерные признаки и трансформируются. В Мексиканском заливе одна из ветвей Юкатанского течения проходит через банку Кампече на запад и, достигнув западного берега залива, раздваивается. Ее южное ответвление образует циклонический круговорот в глубокой части зал. Кампече, а северное обходит Мексиканский залив против часовой стрелки, создавая второй квазистационарный циклонический круговорот. При такой сложной горизонтальной циркуляции возникают многочисленные вос-

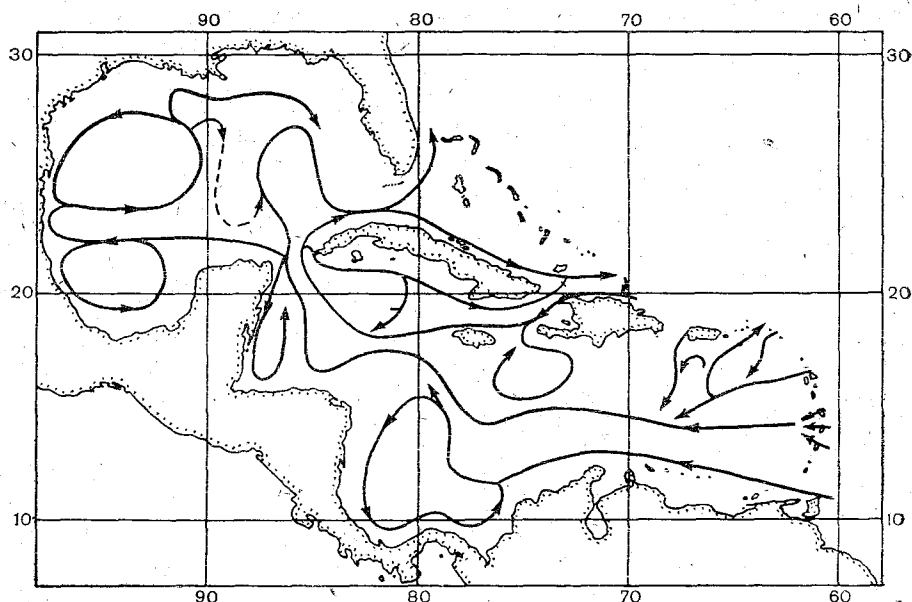


Рис. 2.2. Схема поверхностной циркуляции вод Карибского моря и Мексиканского залива, по В. Ф. Суховай, Г. К. Коротаеву и Н. Б. Шапиро (1980).

ходящие и нисходящие движения, способствующие активному смешению вод в Мексиканском заливе.

Рассмотренная система циркуляции в основных чертах сохраняется до глубины порядка 1000 м с постепенным ослаблением круговоротов и размыванием течений. Ниже горизонта 1000 м водообмен с океаном осуществляется только через самые глубокие проливы Наветренный и Анегада. Глубинное течение из Наветренного пролива проходит вдоль желоба Кайман в Юкатанскую котловину и через Юкатанский пролив в Мексиканский залив, где огибает глубоководную часть залива против часовой стрелки, затем вдоль склона отмели Кампече вновь входит в Юкатанский пролив, выходит в Карибское море, огибает с запада оконечность хребта Кайман и разделяется на две части. Одна часть через восточную половину Наветренного пролива удаляется в океан, другая через узкий желоб поднятия Никарагуа направ-

ляется в Колумбийскую котловину. Через прол. Анегада глубинная вода поступает в котловины Венесуэльскую и Гренада. При сильно расчлененном рельефе дна моря в котловинах создаются слабые антициклонические круговороты, способствующие нисходящим движениям и перемешиванию вод.

В условиях интенсивного транзитного переноса вод определяющим фактором формирования гидрологического и гидрохимического режима Американского Средиземного моря служит водообмен через проливы. Значение проливов велико, но их роль неоднозначна (табл. 2.3).

Таблица 2.3

Оценка водообмена (млн м³/с) через проливы
Американского Средиземного моря

Пролив	Приток в море	Вывод из моря
Флоридский	0,7	26,0
Юкатанский	43,0 (в залив)	11,5 (из залива)
Наветренный	12,5	4,0
Мона	1,9	0,3
Анегада	4,1	4,3
Проливы Малых Антильских островов	25,0	—

Через проливы Малых Антильских островов в Карибское море поступает основная часть притока из Атлантики. Стока из Карибского моря здесь, как правило, нет. Проливы Больших Антильских островов отличаются более сложным характером водообмена. Через Наветренный пролив вода из Карибского моря в океан вытекает в поверхностном слое 0—120 м у побережья о. Куба и в глубинном слое 600—1600 м вдоль склона Гаити. Остальная часть сечения пролива занята потоком атлантической воды. Пролив Мона широк, но мелководен. В нем от поверхности до глубины 300 м наблюдается сильный поток атлантических вод, а обратное течение в глубинном слое очень слабое. В сечении прол. Анегада входящий поток воды из океана охватывает поверхностный (0—700 м) и придонный (1500—2200 м) слои, противотечение обнаружено в промежуточном слое (700—1400 м). Юкатанскому проливу свойственна двухслойная структура течений: в верхней части сечения (0—800 м) вода перемещается из Карибского моря в Мексиканский залив, в глубинном слое — наоборот. Через все сечение от поверхности до дна Флоридского пролива проходит вода из Мексиканского залива.

Интенсивный водообмен с океаном обуславливает присутствие в Американском Средиземном море водных масс, характерных для тропической Атлантики. По данным *T*, *S*-анализа здесь выделяются четыре водные массы: поверхностная северо-тропическая,

подповерхностная субтропическая, промежуточная субантарктическая и глубинная атлантическая.

Поверхностные воды приносятся Северным Пассатным и частично распресненным Гвианским течениями из открытой части океана и несколько трансформируются под влиянием местных особенностей тепло- и влагообмена. Поверхностным водам свойственны высокие температура и соленость (рис. 2.3 и 2.4). Максимальная температура воды по средним данным в Карибском море $28,8^{\circ}\text{C}$, в Мексиканском заливе $29,4^{\circ}\text{C}$, минимальная соответственно $24,8$ и $20,3^{\circ}\text{C}$. Годовые амплитуды от $2-3^{\circ}\text{C}$ на юге Карибского моря до 10°C и более на севере Мексиканского залива. На распределение температуры по акватории моря влияют динамические факторы: сгонные эффекты и подъем глубинных вод к поверхности. Распределение солености в общих чертах соответствует соотношению осадков и испарения. Максимальная соленость ($36,5-36,9\text{‰}$) наблюдается на юге Карибского моря и юго-западе Мексиканского залива. Минимальные значения солености связаны со стоком рек Миссисипи (до $30,1\text{‰}$), Ориноко и Амазонки (до $33,0\text{‰}$) на юго-востоке Карибского моря. Летом соленость поверхностной водной массы, как правило, везде ниже, чем зимой.

Поверхностный гомогенный слой в районах циклонических круговоротов имеет толщину не более 20 м, в антициклонических круговоротах — до $40-50$ м. Нижняя граница переходного слоя (слой скачка температуры и плотности), разделяющего поверхностную и подповерхностную водные массы, в циклонических системах располагается на глубине $30-40$ м, в антициклонических — на $80-100$ м.

Подповерхностная водная масса формируется в северных субтропических широтах открытого океана. Она выделяется резко выраженным максимумом солености от $37,0\text{‰}$ на северо-востоке Карибского моря, где через проливы Мона, Анегада и Гваделупа проникает основная часть соленой субтропической воды, до $36,5\text{‰}$ в Мексиканском заливе. Преобладающая масса подповерхностных вод следует к Юкатанскому проливу, на выходе из которого одна их ветвь уходит к Флоридскому проливу, другая — в Мексиканский залив, где основательно трансформируется за счет перемешивания. В западной части залива обнаруживаются только следы слоя с повышенной соленостью. В Карибском море одна из ветвей основного потока подповерхностных вод направляется на юго-запад, вовлекается в циклоническое обращение и также трансформируется. Наибольшая глубина залегания ядра подповерхностного максимума солености достигает 200 м у северных берегов Карибского моря и в центре главного антициклонического круговорота Мексиканского залива. В южной части Карибского моря и в северо-восточной части Мексиканского залива максимум солености поднимается до глубин $50-60$ м. Подповерхностная субтропическая вода распространяется в нижней половине слоя скачка температуры, усиливая градиенты плотности,

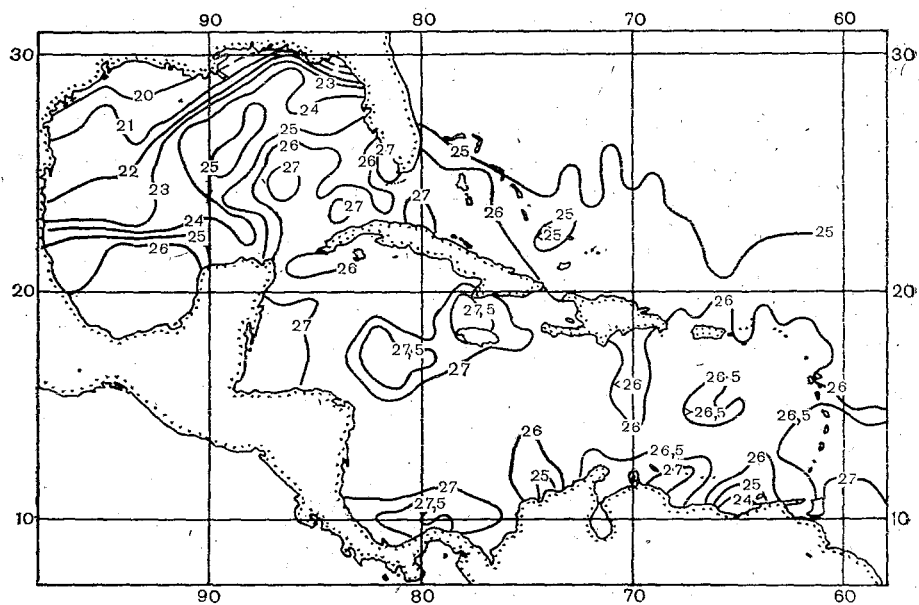


Рис. 2.3. Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности моря в зимний сезон, по В. Ф. Суховей, Г. К. Коротаеву и Н. Б. Шапиро (1980).

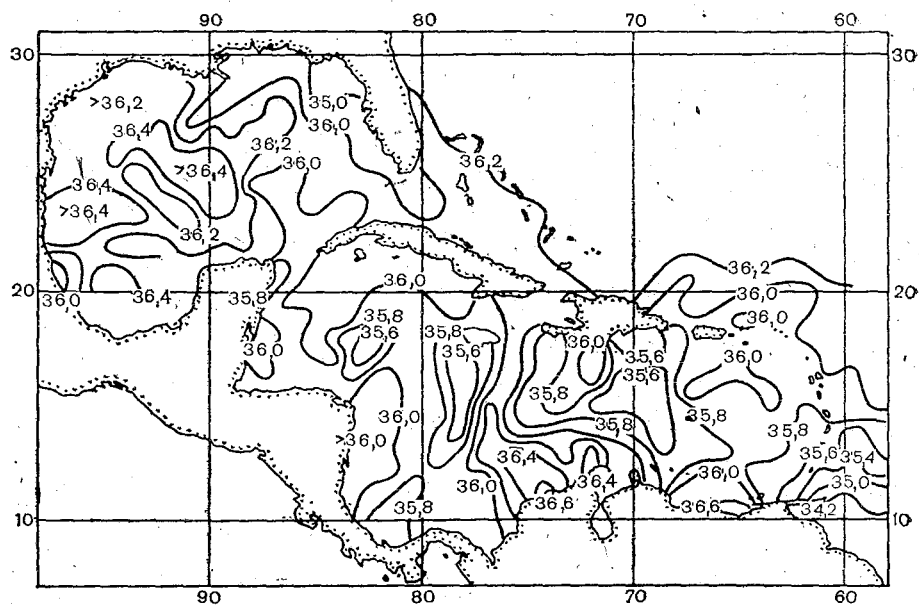


Рис. 2.4. Соленость воды (‰) на поверхности моря в зимний сезон, по В. Ф. Суховей, Г. К. Коротаеву и Н. Б. Шапиро (1980).

поэтому максимум солености размывается медленно. Глубина нижней границы подповерхностного слоя составляет около 200 м в районах восходящих потоков и 300—400 м в районах с преобладанием нисходящих движений вод.

Промежуточные карибские воды располагаются примерно на тех же глубинах, что и в открытом океане. Нижняя их граница наблюдается в северной части Карибского моря на глубине 1500—1700 м, в южной — на горизонтах 1200—1600 м. В Мексиканском заливе эта граница прослеживается по периферии на

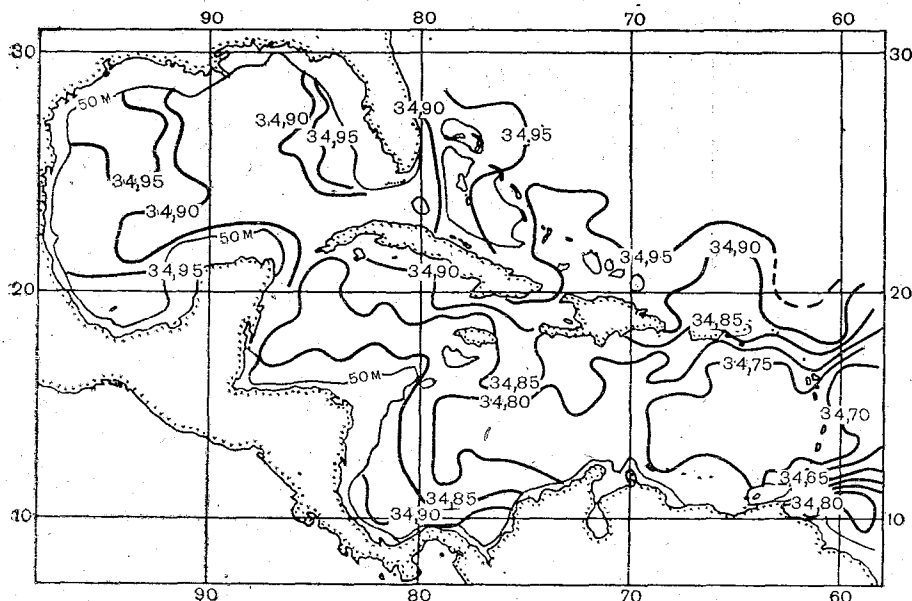


Рис. 2.5. Соленость воды (‰) в слое промежуточного минимума, по В. Ф. Суховей, Г. К. Коротаеву и Н. Б. Шапиро (1980).

1000—1200 м, а в районе антициклонического круговорота — на горизонтах 1200—1400 м. Промежуточная вода субантарктического происхождения с наименьшими значениями солености 34,7 ‰ в слое 700—850 м входит в Карибское море через проливы Сент-Люсия и Сент-Винсент. Продвигаясь на запад, промежуточная водная масса постепенно перемешивается с выше- и нижележащими водами, поэтому соленость в ней увеличивается, и в западную часть Мексиканского залива она приходит сильно трансформированной (рис. 2.5). Другая водная масса — промежуточная североатлантическая — входит в Карибское море через проливы Больших Антильских островов. Она обладает более высокой соленостью и плотностью и распространяется в северной половине Карибского моря на горизонтах нижней части промежуточной структурной зоны.

Вся глубинная часть Карибского моря заполнена однородными водами с соленостью 34,97—34,99 ‰ и температурой 4,1—4,2 °C,

которые образуются из североатлантической глубинной воды, проникающей из океана на уровне наиболее глубоких проливов, лимитирующих водообмен. Глубинные воды западной части Карибского моря формируются из глубинных североатлантических вод, проникающих через Наветренный пролив и заполняющих желоб Кайман и Юкатанскую котловину. Они характеризуются соленостью до 35 ‰. Глубинные воды Мексиканского залива имеют первоисточником западнокарибские глубинные воды, сильно трансформированные в результате смешения с вышележащей водной массой.

Распределение основных гидрохимических характеристик. Средние годовые значения термохалинных и гидрохимических характеристик водной толщи над главными котловинами по обобщениям В. Н. Степанова и соавт. (1975) представлены в табл. 2.4. Эти данные демонстрируют тенденции в изменчивости гидрохимического режима по акватории моря с востока на запад и по вертикали. Они свидетельствуют о хорошей аэрации всей водной толщи (O_2 в пределах 2,8—5,0 ‰ по объему) и соответственно высоких значениях рН воды (7,90—8,20 по Буху), а также о несколько более высоком по сравнению с океаном содержании биогенных элементов в промежуточном и глубинном слоях.

Содержание растворенного кислорода в поверхностном слое возрастает от 4,6—4,7 ‰ на юге Карибского моря до 4,8—5,0 ‰ на севере, а к побережью Мексиканского залива увеличивается до 5,2—5,3 ‰ (рис. 2.6). В слое фотосинтеза, до глубины

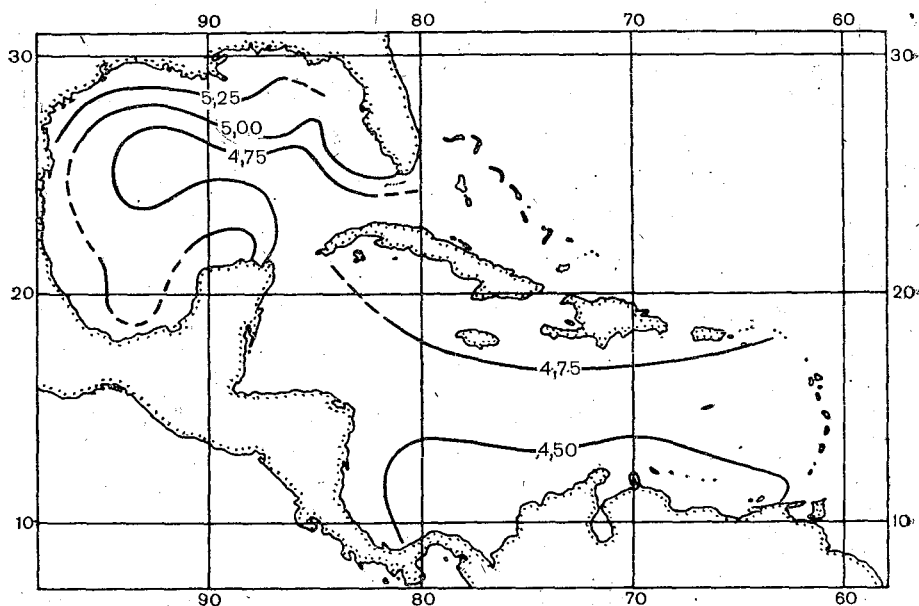


Рис. 2.6. Содержание кислорода (‰ по объему) в поверхностном слое, по Б. В. Волостных (1975).

Таблица 2.4

Средние годовые значения температуры ($T^{\circ}\text{C}$), солености ($S_{\text{‰}}$), растворенного кислорода ($\text{O}_2 \text{‰}$ по объему), рН, фосфатов (Р мкмоль/л) и растворенного кремния (Si мкмоль/л) в водах глубоководных котловин Американского Средиземного моря

[illegible][illegible]

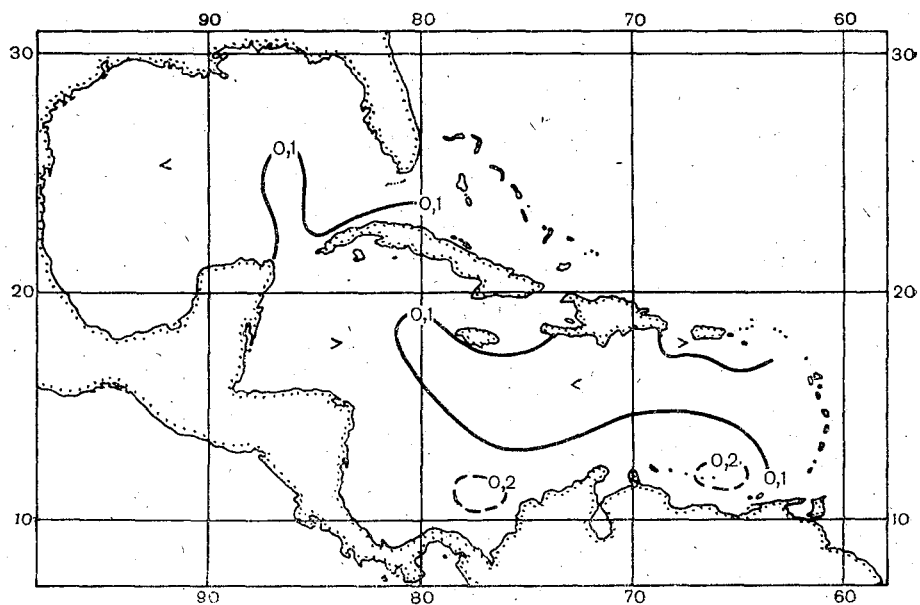


Рис. 2.7. Содержание фосфатов (мкмоль/л) в поверхностном слое, по Б. В. Волостных (1975).

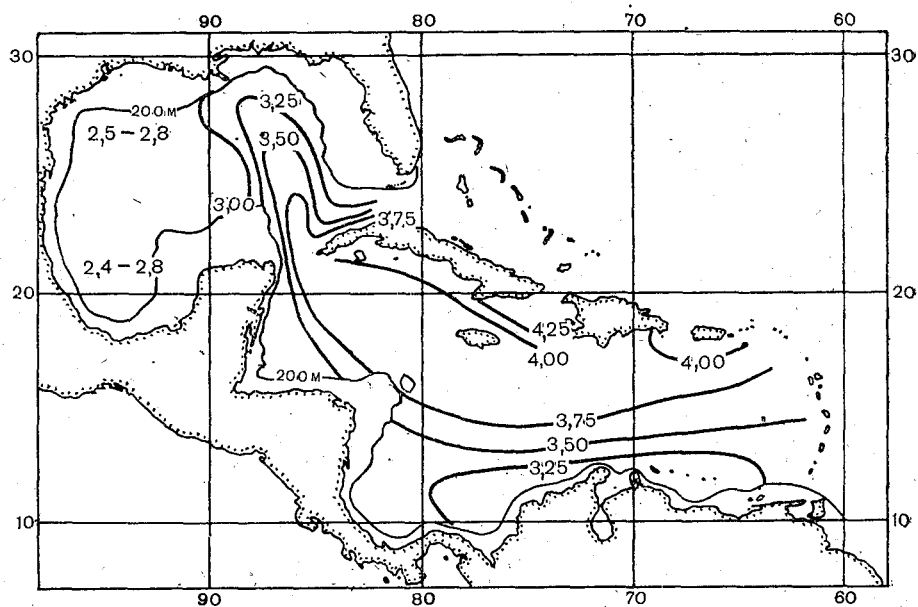


Рис. 2.8. Содержание кислорода (‰ по объему) на горизонте 200 м, по Б. В. Волостных (1975).

50—70 м, степень насыщения воды кислородом составляет 102—105 %, но в продуктивных районах у берегов и в зонах циклонических круговоротов нередко превышает 110 %. Значения рН при этом возрастают до 8,25—8,35. Концентрация фосфатов, как свойственно поверхностному слою тропических широт океана, близка к аналитическому нулю, однако в южных и западных районах Карибского моря увеличивается до 0,1—0,2 мкмоль/л благодаря особенностям вертикальной циркуляции (рис. 2.7).

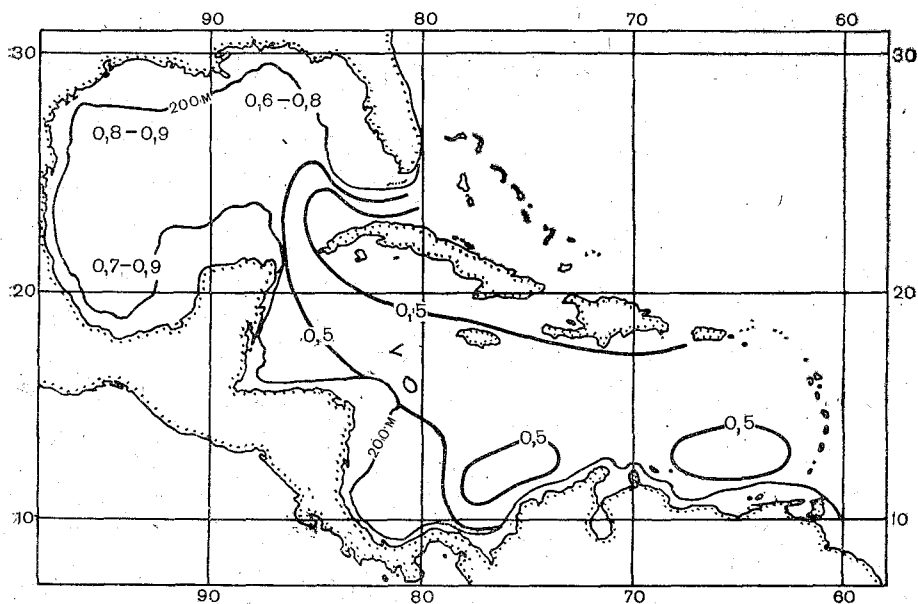


Рис. 2.9. Содержание фосфатов (мкмоль/л) на горизонте 200 м, по Б. В. Волостных (1975).

В подповерхностных водах на горизонте 200 м (рис. 2.8) содержание кислорода в Карибском море повышается с юга на север от 3,2—3,5 до 4,0—4,2 ‰. В Мексиканском заливе язык повышенного содержания кислорода ограничивается петлей Юкатанского течения. В западной части залива концентрации кислорода падают до 2,5—2,8 ‰, чем подтверждаются представления об ограниченном вертикальном обмене и ослабленном притоке карибских вод. Концентрации фосфатов на этом горизонте значительно увеличиваются от Карибского моря к Мексиканскому заливу (рис. 2.9), поскольку в подповерхностных водах идет только накопление фосфатов при минерализации органического вещества. Это накопление создает предпосылки для высокой биологической продуктивности на прилежащих к материкам акваториях и в циклонических районах пелагиали моря.

Поле растворенного кислорода в промежуточной структурной зоне отражает подъем вод в циклонических системах на юге Карибского моря, где отмечаются минимальные концентрации кислорода и повышенные содержания фосфатов, приток через проливы Больших Антильских островов вод, более насыщенных кислородом и обедненных фосфатами, и распространение в Мексиканский залив воды с повышенным содержанием кислорода из северной половины Карибского моря (рис. 2.10). Подобие структуры полей температуры, солёности и кислорода на изопикнической поверхности $\sigma_t = 27,15$ подтверждает общность механизма их формирования. Ход изолиний согласуется с направлением основного Карибского течения и потоков, поступающих через северные и северо-восточные проливы. Как было показано Л. И. Маньковской (1984), минимальные концентрации кислорода (2,47—3,26 ‰, около 40 % насыщения) в Карибском море связаны с изопикнической поверхностью $\sigma_t = 27,17$ при средней глубине залегания 569 ± 108 м. Структура поля биогенных элементов имеет более сложный характер, согласуясь с зонами подъема или опускания вод.

По аналогии с западной частью северотропической Атлантики, в Американском Средиземном море промежуточный максимум фосфатов не совпадает с минимумом кислорода. Он находится ниже, в ядре субантарктической водной массы ($\sigma_t = 27,38$), между горизонтами 500 и 1000 м.

На глубинах 800—1000 м перекрываются проливы Малых Антильских островов и Флоридский пролив. Глубже водообмен между Карибским морем и океаном осуществляется через проливы Наветренный и Анегада. Из океана входят сильно трансформированные субарктические и североатлантические воды нижней части промежуточной структурной зоны океана. Им свойственны более высокие солёность и содержание кислорода, при пониженной концентрации фосфатов и растворенного кремния. В слое 1000—1500 м содержание кислорода составляет 4,5—5,0 ‰, а характерная концентрация фосфатов в Карибском море 1,5—2,2 мкмоль/л, в Мексиканском заливе 1,4—1,7 мкмоль/л. Глубинный максимум растворенного кислорода наблюдается в слое 2000—2500 м, где распространяется глубинная атлантическая вода, проникающая в Карибское море на уровне порогов проливов Наветренный и Анегада. Наиболее высокие концентрации кислорода отмечаются в желобе Кайман (до 6,0 ‰), вдоль южного берега Кубы до Юкатанского пролива и вдоль Малых Антильских островов (более 5,0 ‰). В центральном и южном районах восточной половины Карибского моря — менее 5,0 ‰. В Мексиканском заливе на этих горизонтах содержание кислорода составляет 4,7—4,9 ‰, до 5,0 ‰ у Юкатанского пролива.

Придонные слои глубинных водных масс образуются благодаря нисходящим движениям по периферии южнокарибских циклонических систем вдоль крутого южноамериканского материкового склона, также и в Мексиканском заливе при опускании вод

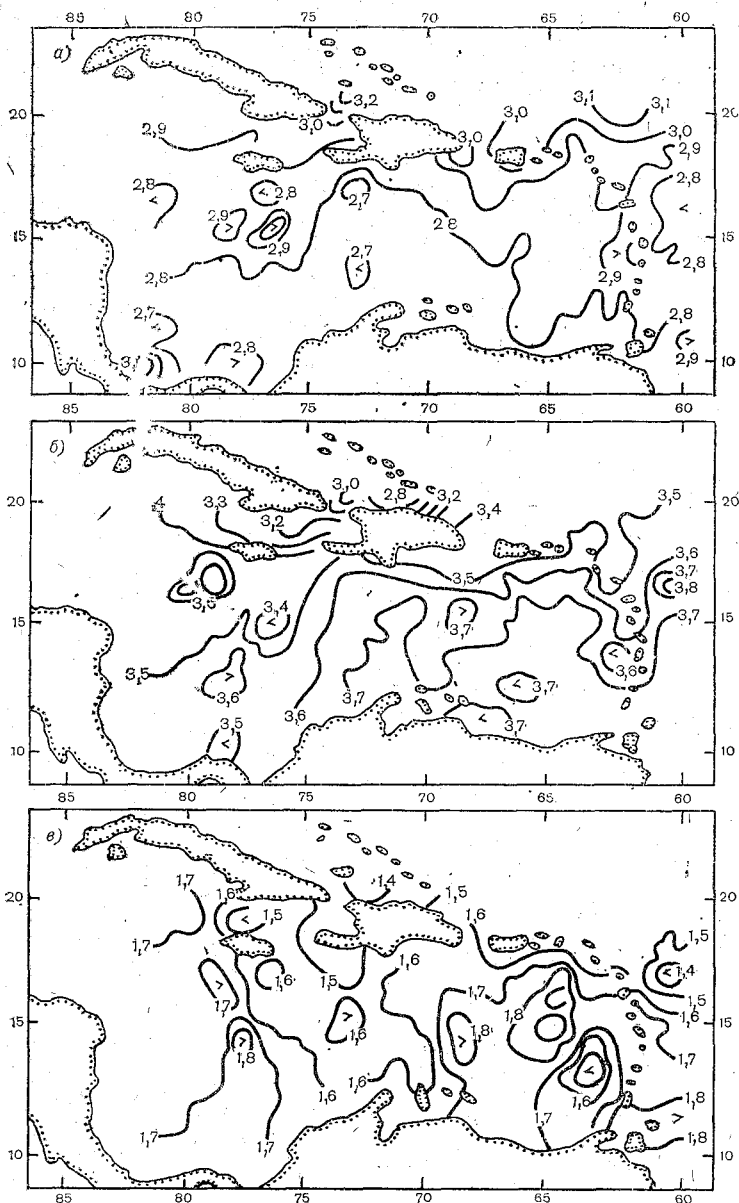


Рис. 2.10. Распределение концентраций кислорода (‰ по объему) (а), дефицита кислорода (б) и фосфатов (в) ($\mu\text{кмоль/л}$) в Карибском море на изопикнической поверхности $\sigma_t = 27.15$, по Л. И. Маньковской (1984).

вдоль материкового склона в процессе их генерального циклонического обращения. Трансформированные глубинные воды от 2500 м до дна отличаются однородностью и малыми градиентами всех характеристик. Им свойственно содержание кислорода более 4,5‰, рН около 8,05—8,10, фосфатов 1,3—1,8 мкмоль/л (40—55 мкг/л) и кремния от 12 мкмоль/л в желобе Кайман до 23 мкмоль/л в котловине Гренада и 22 мкмоль/л в Мексиканской котловине.

Особенности вертикальной гидрохимической структуры Карибского моря и Мексиканского залива можно проследить на разре-

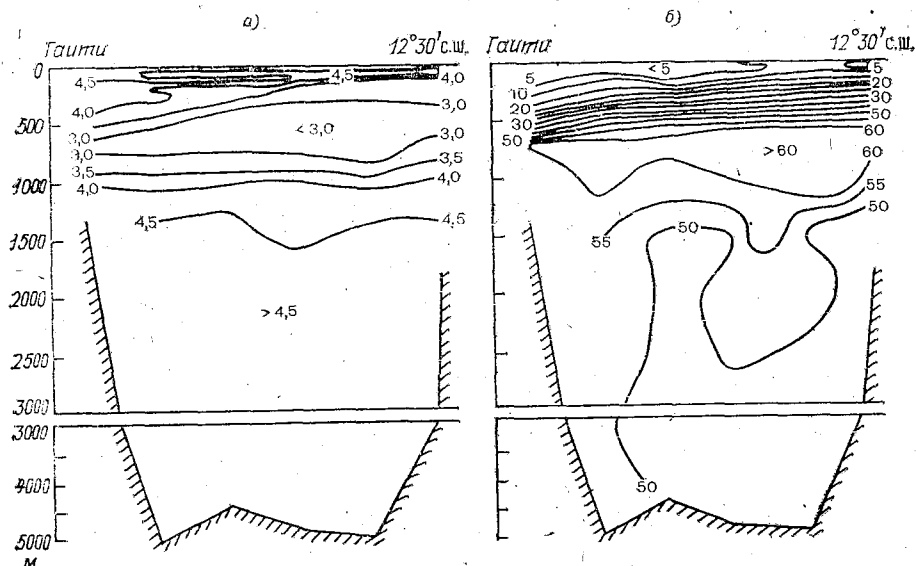


Рис. 2.11. Распределение концентраций кислорода (‰ по объему) (а) и фосфора фосфатов (мкг/л) (б) на разрезе вдоль 69° з. д. зимой 1964—1965 г., по Э. В. Смирнову и соавт. (1966).

зах, секущих водную толщу моря в меридиональном и широтном направлениях (рис. 2.11—2.15). Привлекает внимание расположение гидрохимических экстремумов в толще вод Мексиканского залива (рис. 2.13, 2.14). Если минимум кислорода наблюдается в промежуточной воде северотропического происхождения (300—500 м), то совпадающие максимумы фосфатов и нитратов располагаются в промежуточной воде субантарктического происхождения (слой 500—700 м). Максимум растворенного кремния является признаком трансформированной верхней североатлантической глубинной воды (1000—1100 м).

Специальный интерес вызывает гидрохимия водной толщи впадины Карьяко, расположенной в материковой отмели Карибского моря у берегов Венесуэлы. Впадина имеет глубину до 1400 м. От прилегающих районов Карибского моря она отделена

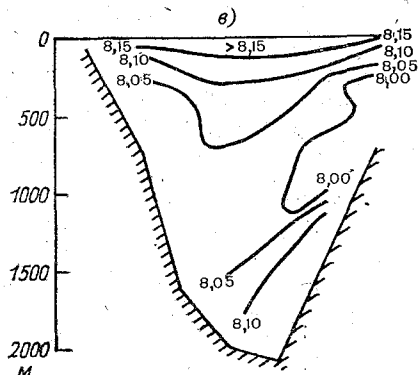
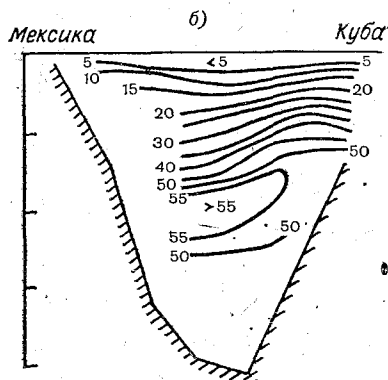
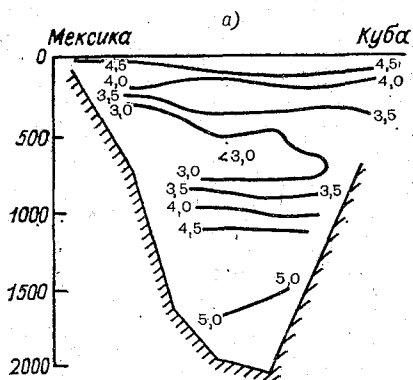


Рис. 2.12. Распределение концентраций кислорода (% по объему) (а), фосфора фосфатов (мкг/л) (б) и значений pH_v (в) на разрезе через Юкатанский пролив зимой 1964-1965 г., по Э. В. Смирнову и соавт. (1966).

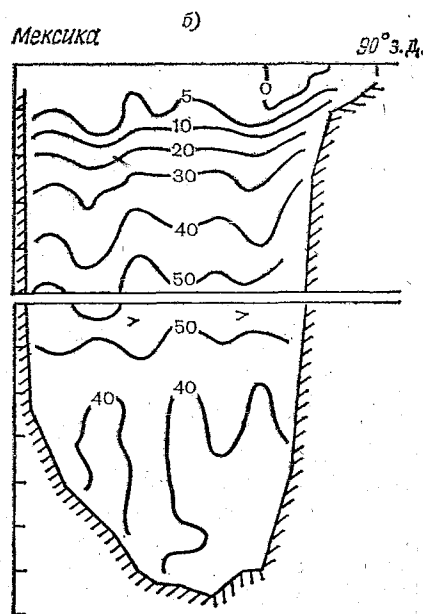
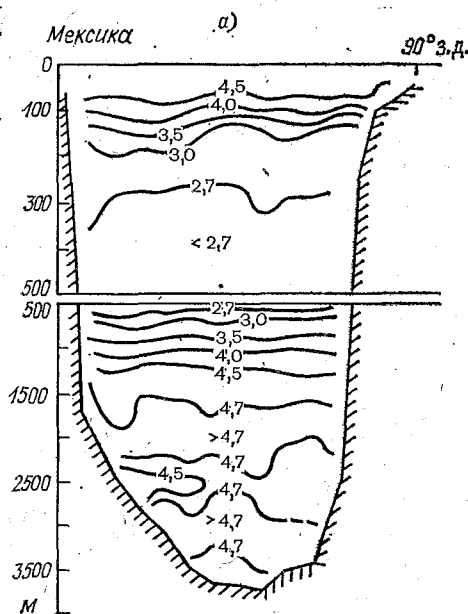


Рис. 2.13. Распределение концентраций кислорода (% по объему) (а) и фосфора фосфатов (мкг/л) (б) на разрезе вдоль 22° с. ш. в зал. Кампече осенью 1972 г., по В. А. Шереметьеву и соавт. (1974).

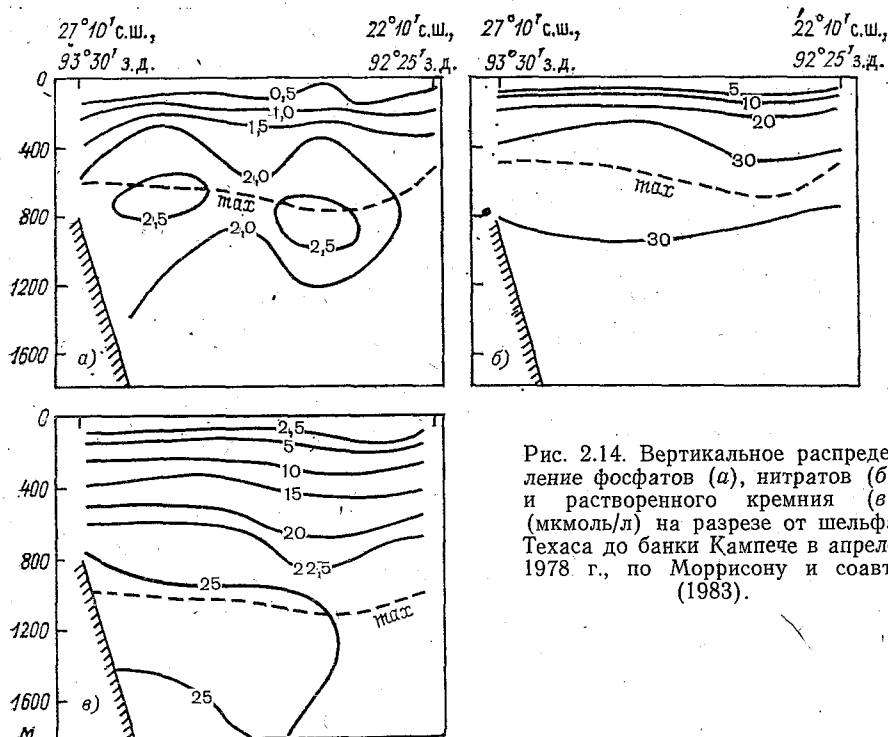


Рис. 2.14. Вертикальное распределение фосфатов (а), нитратов (б) и растворенного кремния (в) (мкмоль/л) на разрезе от шельфа Техаса до банки Кампече в апреле 1978 г., по Моррисону и соавт. (1983).

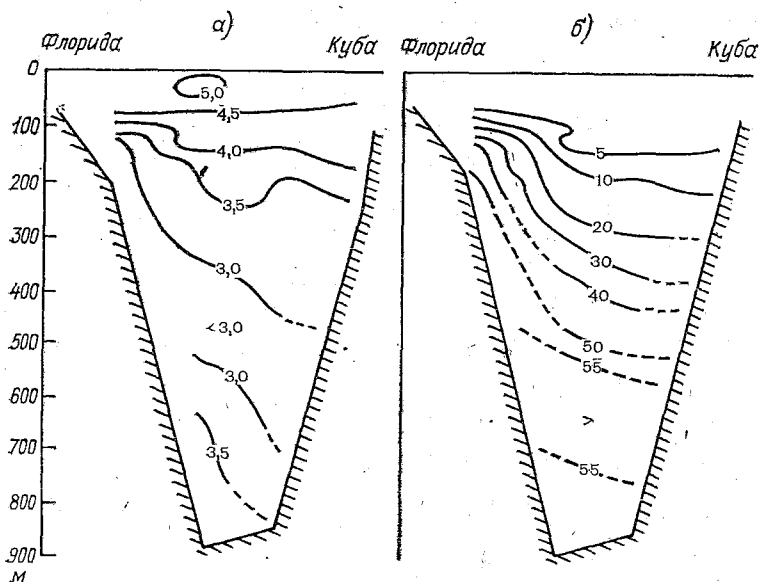


Рис. 2.15. Распределение концентраций кислорода (% по объему) (а) и фосфора фосфатов (мкг/л) (б) на разрезе через Флоридский пролив осенью 1972 г., по В. А. Шереметьеву и соавт. (1974).

порогами на западе глубиной 146 м, на севере — 120 м. Резким пикноклином от поверхности до 150 м сильно затрудняется вертикальный обмен. Ниже 250 м постоянна температура (17°C),

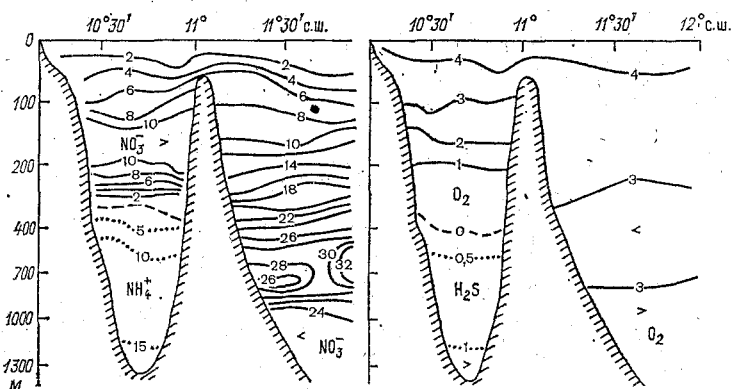


Рис. 2.16. Распределение нитратов и аммония (мкмоль/л), кислорода (% по объему) и сероводорода (мг/л) на разрезе по 65°30' з. д. через впадину Карьяко, по Окуда и Бенитцу (1974).

соленость (36,2‰) и плотность, поэтому водная толща впадины глубже 300 м обладает нейтральной устойчивостью. На рис. 2.16 и 2.17 показано распределение кислорода, сероводорода, нитратов и аммония в водной толще впадины. Свободный сероводород

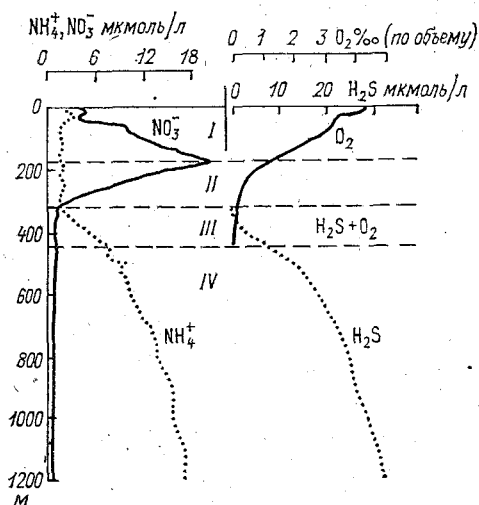


Рис. 2.17. Вертикальные профили концентраций нитратов и аммония, кислорода и сероводорода в водной толще впадины Карьяко, по Окуда и соавт. (1974), с добавлениями Т. А. Айзатуллина (1979).

I — зона нитрификации; II — зона денитрификации; III — зона окисления сероводорода; IV — зона сульфатредукции.

появляется глубже 400 м, у дна его концентрация превышает 1 мг/л. Окисление H_2S протекает в слое его сосуществования с кислородом на глубинах 350—450 м. Скорость сульфатредукции на границе вода—дно оценивается, по расчетам Ричардса (1975), массой элементарной серы 10 г/(м²·год), что соответст-

вует скорости окисления органического углерода, равной $7,5 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$. Нитрификация органического вещества ограничена верхним слоем $0\text{—}180 \text{ м}$, где в растворенном кислороде нет недостатка. В зоне денитрификации $180\text{—}320 \text{ м}$ идет восстановление нитратов до свободного азота, а глубже 320 м до дна в воде накапливается аммиак как результат процесса аммонификации органического вещества и сульфатредукции в анаэробных условиях. Накопление аммиака и сульфидов на глубинах происходит в строгом соответствии с моделью сульфатредукции по Редфилду—Ричардсу. Сульфатредукция в глубинных слоях впадины Карьяко влечет за собой уменьшение концентрации сульфатов, увеличение общей щелочности воды и накопление CO_2 . Таким образом, специфические условия, существующие во впадине Карьяко, создают резкие изменения состава воды по сравнению с прилегающими районами моря.

Кроме данных о распределении кислорода в Американском Средиземном море и сероводорода во впадине Карьяко, имеются сведения о нейтральных газах (неон, гелий, водород) в центральной части Карибского моря. Определения содержания этих газов в пробах воды от поверхности до глубины 500 м выполнены газохроматографическим методом (О. В. Ильичев, В. М. Колобашкин и соавт., 1980). Установлено, что концентрации нейтральных газов слабо меняются по глубине и составляют: для неона $(1\text{—}2) \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$ по объему, для гелия $(3\text{—}4) \cdot 10^{-5} \text{ ‰}$, для водорода $(3\text{—}6) \cdot 10^{-6} \text{ ‰}$. Распределение водорода обнаруживает небольшой минимум в подповерхностном слое максимума солености. Концентрация водорода в атмосфере Земли колеблется в пределах $(0,3\text{—}1,6) \cdot 10^{-4} \text{ ‰}$ по объему, а средняя растворимость водорода в воде океана близка к $6 \cdot 10^{-6} \text{ ‰}$. Отсюда видно, что содержание водорода в воде Карибского моря существенно ниже нормы растворимости.

Для оценки состояния химических равновесных систем важно знать содержание суммарного бора в морской воде. Специальные определения были выполнены В. П. Баранником, А. Н. Соловьевым и соавт. (1974) методом обратного потенциометрического титрования на разрезе по 66° з. д. в районе Венесуэльской впадины. Концентрация суммарного бора здесь меняется в пределах $4,35\text{—}4,65 \text{ мг/л}$ с максимумом в слое $0\text{—}100 \text{ м}$ и минимумом на глубинах $3000\text{—}5000 \text{ м}$. Результаты определений бора хорошо (с отклонениями не более $3,5 \text{ ‰}$) согласуются с расчетами по формуле К. Буха (1951):

$$\sum B = 2,2 \cdot 10^{-5} \text{Cl } \text{‰}.$$

На этом же разрезе получены и данные о распределении некоторых микроэлементов-металлов. Концентрация цинка ($5\text{—}9 \text{ мкг/л}$) меняется от максимума в слое $0\text{—}10 \text{ м}$ до минимума в глубинном слое $3000\text{—}5000 \text{ м}$ с увеличением до 9 мкг/л к материковому склону Южной Америки на глубинах. Концентрация молибдена ($11\text{—}13,5 \text{ мкг/л}$) распределена по вертикали довольно

равномерно с максимумом до 13,5 мкг/л на глубинах, превышающих 2000 м. Концентрация меди меняется в пределах 1,2—2,6 мкг/л без заметных закономерностей в толще от поверхности до дна. Как выясняется, общий уровень содержания названных микроэлементов в водах Карибского моря не превышает предельно допустимых концентраций, установленных С. А. Патиным (1979) для открытого океана: Zn — 50, Mo — 15, Cu — 5 мкг/л.

Преобладающая масса органического вещества океана существует в истинно- и коллоидно-растворенном состояниях, доля живого вещества и детрита сравнительно невелика. Это положение полностью соблюдается в Американском Средиземном море. Как показали исследования З. П. Бурлаковой и В. И. Холодова (1980), концентрации углерода растворенного органического вещества в слое 0—150 м в центральной части Карибского моря распределены по вертикали равномерно и составляют в среднем 1,6 мг/л. Углерод взвешенного органического вещества обнаруживает заметные вертикальные градиенты: максимум 72,5 мкг/л отмечается на поверхности моря, минимум 45,2 мкг/л — ниже слоя термоклина. Представленные значения совпадают с концентрациями, характерными для олиготрофных районов Мирового океана.

Гидрохимические условия образования первичной продукции. Фитоценоз Американского Средиземного моря составлен в основном диатомовыми, перидиниевыми, сине-зелеными и золотистыми водорослями. Наиболее распространены диатомовые и сине-зеленые. Распределение биомассы суммарного фитопланктона показано на рис. 2.18.

В западной части Карибского моря по направлению к шельфам от центра показатели количественного развития фитопланктона заметно снижаются. Здесь преимущественно развиты сине-зеленые, в меньшей степени перидиниевые, а диатомовые проявляются на мелководьях. В южной части Мексиканского залива основное развитие фитопланктона происходит на шельфах, в зал. Кампече — преимущественно у самого берега, распространяясь на всю банку Кампече и Юкатанский пролив. Подъем глубинных вод, вызванный циклонической циркуляцией и расхождением струй течений, а также ветровым перемешиванием, способствует ускоренной оборачиваемости биогенных солей и повышает уровень продуцирования диатомовых, перидиниевых и сине-зеленых водорослей. Повышенная биомасса диатомовых водорослей и суммарного фитопланктона наблюдается на свале глубин Флоридского шельфа, где отмечается интенсивный подъем глубинных вод.

Основная масса растительного планктона сосредоточена в слое до 150—200 м с максимумами в поверхностном слое 0—10 м и на горизонтах 50—100 м.

Определения первичной продукции (ПП) в Карибском море выполнялись радиоуглеродным методом в модификации Ю. И. Со рокина. По скорости ассимиляции ^{14}C определяется ПП в поверхностной воде на всех станциях. Чтобы найти ПП на глубинах эвфотического слоя, в полученные значения вводят:

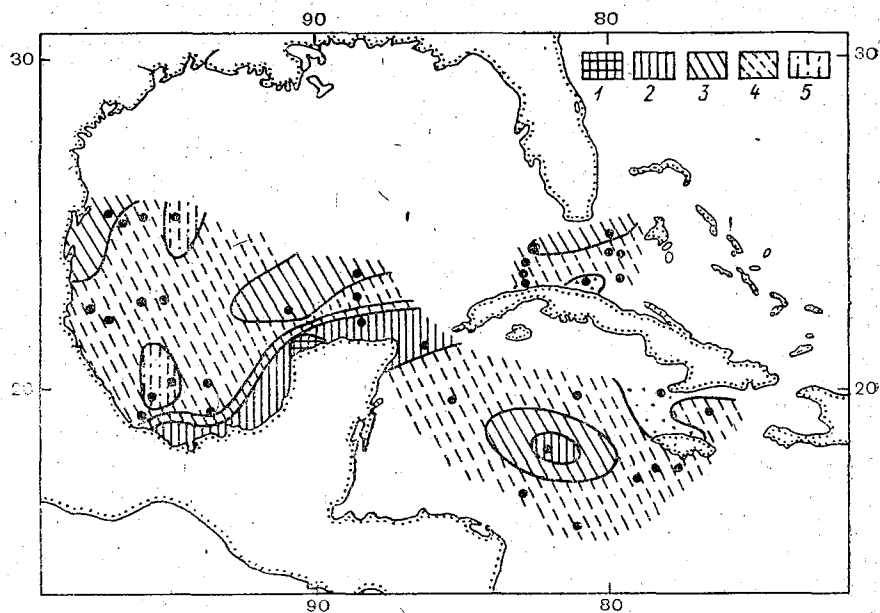


Рис. 2.18. Биомасса суммарного фитопланктона ($\text{мг}/\text{м}^3$) в слое 0—100 м Карибского моря и Мексиканского залива, по М. И. Роухияйнен и соавт. (1968).

1) >500 ; 2) 100—500; 3) 50—100; 4) 10—50; 5) <10 .

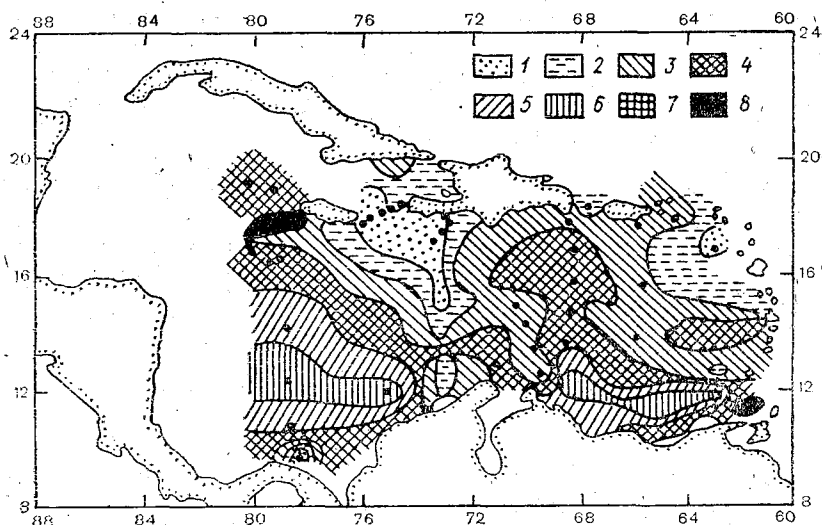


Рис. 2.19. Первичная продукция [$\text{С мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$] в Карибском море, по Т. М. Кондратьевой и Л. Г. Сеничкиной (1972).

1) <20 ; 2) 20—50; 3) 50—100; 4) 100—200; 5) 200—300; 6) 300—500; 7) 500—1000; 8) >1000 .

поправочные коэффициенты, отражающие зависимость скорости фотосинтеза на разных глубинах от проникновения света (K_T) и от вертикального распределения фитопланктона (K_P). Коэффициенты K_T и K_P рассчитываются на основании результатов, выявленных при экспозиции натуральных проб воды с заданных горизонтов наиболее характерных станций в исследуемом районе.

Распределение средней годовой первичной продукции по акватории центральной и восточной частей Карибского моря показано на рис. 2.19. Значения ПП во всем слое фотосинтеза характеризуются большой неоднородностью: по углероду — от 4,6 до 1150 мг/(м²·сут). Проявляется единообразие в размещении продуктивных и бедных районов, выявленных по гидрохимическим и биологическим показателям. Повышение содержания фосфатов, обилие фитопланктона и большие скорости поглощения ¹⁴C [400—500 мг/(м²·сут)] отмечаются в южных районах восточной половины Карибского моря, где постоянно происходит вынос глубинных вод в эвфотическую зону. Исключительно высокая ПП [до 1150 мг/(м²·сут)] у о. Гренада связана не только с подъемом вод, но и с влиянием стока р. Ориноко. Северные районы моря, в особенности воды проливов Наветренный, Мона и Анегада, характеризуются минимальной ПП, отличаются бедностью биогенных веществ и фитопланктона. На значительной части акватории Карибского моря, где стратификация устойчива и биогенные вещества слабо подаются в эвфотическую зону, ПП низка [западнее Малых Антильских островов и у восточных берегов Ямайки 10—50 мг/(м²·сут), в центральных районах 50—160 мг/(м²·сут)]. Однако на запад, ближе к центральной части моря, при минимальном содержании фосфатов и планктона ПП повышается [200—300 мг/(м²·сут)], а в центральной части разреза Ямайка — бухта Розалинд достигает 700 мг/(м²·сут) при интенсивном развитии сине-зеленых водорослей.

В малопродуктивных северных и центральных районах моря первичное продуцирование охватывает верхний 25-метровый слой с максимумами на горизонтах 5 или 10 м. В высокопродуктивных южных районах изолинии повышенной ПП заглубляются до 50—75 м. На глубинах около 100 м ПП везде приближается к нулевым значениям.

2.2. Область смещения стока р. Амазонки с атлантическими водами

Распространение стока Амазонки. Амазонка является крупнейшей рекой мира. Ее средний годовой расход близок к $1,75 \times 10^5$ м³/с ($0,9 \cdot 10^5$ м³/с в ноябре—декабре и $2,2 \cdot 10^5$ м³/с в мае—июне), что составляет 18 % объема всего мирового речного стока. В период влажного сезона опресняющее действие реки обнаруживается в полосе шириной 200 км и длиной 700 км на северо-запад до Суринама и Гайаны. Поведение речных вод после

выхода из устья контролируется преобладающими ветрами и степенью развитости циркуляции вод на шельфе.

Впадая в океан на экваторе, амазонский сток включается в Бразильско-Гвианскую сложную систему течений, имеющую генеральное северо-западное направление. Внутренняя кромка основного потока протягивается вдоль изобаты 10 м, а максимальные скорости течений наблюдаются над глубинами около 100 м. В период влажного сезона возникает слабое прибрежное юго-восточное течение, способное переносить солоноватую воду до 44° з. д. Основная часть амазонских вод увлекается над материковым шельфом на северо-запад в виде низкосолёного языка шириной несколько десятков километров. Около 5° с. ш. течение достигает береговой черты, часть его поворачивает на восток и включается затем в систему экваториального противотечения, где распреснение (менее 33‰) наблюдается до 37° з. д. и 7° с. ш.

Находясь под воздействием неустойчивых полей ветра и сложной системы циркуляции вод, амазонский сток выглядит как поверхностный слой пресной или солоноватой воды очень непостоянной толщины, распространения и распределения. Под воздействием внешних факторов язык пресных вод постепенно распадается на части (пресноводные линзы), способные существовать в течение нескольких месяцев как самостоятельные поверхностные водные массы с горизонтальными размерами до десятков и сотен километров и толщиной 10—20 м. Взаимодействие линзы с подстилающей океанской водой происходит лишь в тонком пограничном слое. Внутренняя циркуляция в линзе способствует ее однородности по всему объему, поэтому она оказывается гидродинамически устойчивым образованием. Увлекаемые Гвианским течением и экваториальным противотечением, пресноводные линзы могут проходить расстояния до 2500 км от устья Амазонки, прежде чем окончательно смешаются с океанической водой.

Мощное влияние амазонского стока проявляется в свойствах донных отложений, особенностях комплекса органических веществ и гидрохимическом режиме вод на обширных пространствах вдоль северного побережья материка Южной Америки.

Донные отложения. Объем взвешенного материала, выносимого Амазонкой, составляет около 1 млрд т/год (Э. С. Тримонис, 1984). Практически весь осадочный материал переходит в донные отложения на шельфе между устьем р. Пара и границей Бразилии с Гвианой. На Амазонском шельфе седиментация повышенных масс осадочного вещества имеет лавинообразный характер. В областях лавинной седиментации скорость осадконакопления измеряется тысячами миллиметров за 1000 лет, т. е. в 10—100 раз выше, чем в пелагиали океана.

При смешении речной воды с морской уже в интервале солёности 0—3‰ речная взвесь осаждается на 95 %, остаются лишь частицы мельче 0,01 мм. Непосредственно в устье Амазонки на дне залегают кварцевые мелкозернистые пески, содержащие много растительных остатков. В некотором удалении от устья

донные отложения представлены терригенными тонкодисперсными илами, причем толща пелитовых илов пронизана прослоями алевроитового и песчаного материала. Это свидетельствует о том, что современная седиментация здесь протекает пульсационно по причине сезонных колебаний уровня воды в Амазонке и изменчивости потоков взвесей в океан. Донные илы транспортируются преобладающим течением на северо-запад в узкой полосе вдоль берега. Значительная часть их отлагается в дельте р. Ориноко.

Четвертичный период (0,6—2,5 млн лет назад) отличался иным характером осадкообразования. При пониженном уровне моря речной сток направлялся на северо-восток поперек шельфа, вырезав каньон на материковом склоне и оставив реликтовый прослой песка. Верхний слой современных отложений в подводном каньоне на глубине 500—1180 м образован мелкоалевритовыми и алевроито-пелитовыми илами, а на материковом склоне за пределами каньона — терригенными пелитовыми илами. В голоцене скорости осадконакопления здесь составляли 4—6 см за 1000 лет.

Поведение органического вещества. Средняя годовая концентрация углерода растворенного органического вещества (РОВ) в воде эстуария Амазонки равна 3,4 мг/л, взвешенного органического вещества (ВОВ) — на 30 % больше. Учитывая средний годовой расход воды в устье Амазонки ($1,75 \cdot 10^5$ м³/с), вынос углерода РОВ и ВОВ в прилежащую часть Атлантики можно оценить соответственно в $18,5 \cdot 10^6$ и $25,0 \cdot 10^6$ т/год.

По мере возрастания солености в зоне смешения содержание органического вещества уменьшается, но с отклонениями от простого разбавления речной воды морской. Отклонения вызываются биологическими (действие фитопланктона и бактериопланктона) и физико-химическими (флоккуляция, сорбция, десорбция) процессами. Из последних наибольший интерес представляет процесс флоккуляции, изученный на примере устья р. Северная Двина (М. Г. Иджиян, 1984) и аналогично проявляющийся в районе Амазонского взморья.

Процесс флоккуляции приводит к укрупнению мелких взвешенных частиц и быстрому выведению их из толщи вод в зоне смешения речных и морских вод. Он зависит от концентрации взаимодействующих частиц, адсорбционной поверхности и ионной силы раствора. При флоккуляции одновременно действуют два механизма: нейтрализация заряда частиц и образование полимерных «мостиков», соединяющих частицы. Уже при небольших разбавлениях речной воды морской агрегация частиц протекает активно, достигая максимума при солености 4—7‰. Размеры частиц увеличиваются от 5—10 нм до 1—5 мкм. В морской воде с соленостью около 27‰ частицы стабилизируются в формах трех разновидностей: шарообразной, пленчатой, ультрамикроскопической.

Как показали исследования НИС «Профессор Штокман» (март—апрель 1983 г.), на начальной стадии перемешивания

амазонских вод с океаническими (до 12‰ солености) наблюдается чередование повышенных и пониженных концентраций РОВ и ВОВ. При этом, как правило, увеличение РОВ сопровождается уменьшением ВОВ и наоборот.

На основании стационарной квазиодномерной модели (В. Е. Артемьев, Г. И. Шапино, 1987), учитывающей адвективные и поперечные турбулентно-диффузионные потоки, были рассчитаны дифференциальные потери ОВ в пяти зонах, выделенных в зависимости от соотношения процессов потерь и привноса ОВ:

I зона (соленость 0,01—1,0‰). Потери РОВ и ВОВ за счет перехода во взвешенную форму в процессе флокуляции и осаждения на дно достигают соответственно 25 и 54 % исходного речного потока ОВ;

II зона (соленость 1—4‰). Здесь наблюдается привнос РОВ, а потери ВОВ возрастают до 78 %. Основным источником РОВ — это органическое вещество, поступившее в раствор из взвеси благодаря десорбции и растворению. Некоторым дополнительным источником ОВ служит фитопланктон, хотя благоприятные условия для фотосинтеза создаются лишь в прозрачных водах при солености выше 15‰;

III зона (соленость 4—10‰). Потери РОВ возрастают до 36 %, но уменьшаются потери ВОВ, поскольку идет флокуляция растворенного ОВ. Образование органических флоккул происходит на всех стадиях перемешивания, но наиболее интенсивно — при солености 7—9‰. Масса возникающих флоккул может достигать 60 % ВОВ;

IV зона (соленость 10—15‰). Содержание РОВ возрастает как результат процессов десорбции;

V зона (соленость выше 15‰). Процессы трансформации ОВ практически полностью нивелируются. В итоге потери РОВ и ВОВ в области смешения вод р. Амазонки и океана равны соответственно 25 и 80 %.

Гидрохимические особенности области смешения вод. Речной сток служит непосредственным поставщиком биогенных солей в эвфотический слой 0—20 м Амазонского взморья. Рисунок 2.20 иллюстрирует изменчивость поверхностных концентраций биогенных веществ в зависимости от солености воды. Точки на рисунке, отражающие поведение фосфатов и нитратов, условно группируются вокруг двух прямых линий. Ниже солености 9‰ средние концентрации фосфатов и нитратов составляют 0,5 и 10 мкмоль/кг, между значениями солености 9 и 14‰ они резко падают до 0,1 и 0,5 мкмоль/кг и остаются близкими к этим уровням с дальнейшим нарастанием солености. При соленостях 9—14‰ идет наиболее интенсивное цветение водорослей, потребляющих нитраты и фосфаты в пропорции 20:1, причем полное исчерпание нитратов сопряжено с 0,05—0,1 мкмоль/кг фосфатов.

В интервале солености 0—9‰ содержание взвесей в воде уменьшается почти 50-кратно, и, следовательно, усиление освещенности выступает фактором, стимулирующим фотосинтез.

Падение концентраций растворенного кремния, наиболее резко выраженное при солёности 9—14‰, происходит почти линейно от чисто речной воды до океанической (36‰). Это свидетельст-

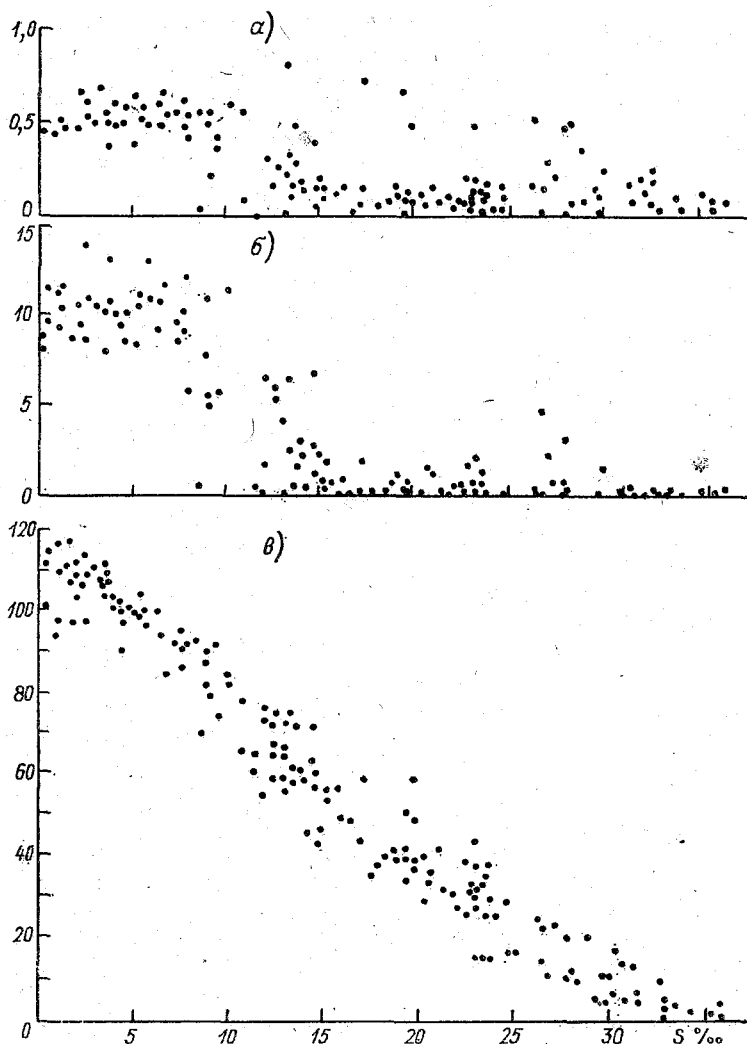


Рис. 2.20. Соотношения содержания фосфатов (а), нитратов (б) и кремния (в) (мкмоль/кг) с солёностью (‰) в воде на Амазонском взморье, по Эдмонду и соавт. (1981).

вует о первоначальном разбавлении концентраций кремния морской водой и последующем извлечении его диатомеями.

Общие черты вертикального распределения солёности и гидрохимических параметров можно проследить на разрезе, оконту

ривающем материковый шельф от северной точки (6°28' с. ш., 54°19' з. д.) на юго-восток до устьевое участка в точке с координатами 1°21' с. ш., 49°39' з. д. Разрез проходит на расстоянии около 60 миль от берега. Распресненный поток прижимается к побережью, поэтому разрез пересекает солоноватоводную часть зоны смешения и южным концом загибается в устье основного рукава Амазонки. На траверзе м. Касипоре (4° с. ш., 50°40' з. д.) обнаруживается ядро распресненного стока (рис. 2.21). Уже недалеко от устья благодаря подтоку соленой придонной воды водная толща стратифицирована по солености с вертикальными градиентами 1,5 ‰ на 1 м.

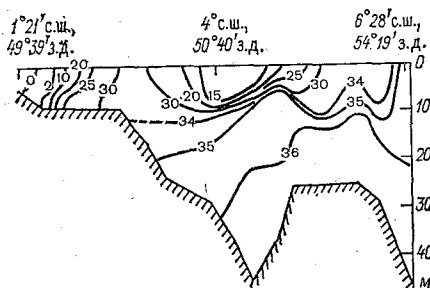


Рис. 2.21. Распределение солености (‰) на профиле от устья р. Амазонки в сторону океана, по Эдмонду и соавт. (1981).

Распределению биогенных веществ в большей мере присущи горизонтальные градиенты (рис. 2.22, 2.23). Особенно впечатляет падение концентраций на расстоянии 20 км от устья. Речные воды недонасыщены кислородом ($4,0 \pm 0,5$ ‰ по объему, 75 ± 10 % насыщения). В предустьевой зоне относительное содержание кислорода возрастает, но абсолютное содержание уменьшается у дна как результат биохимического окисления органического детрита. Процессы БПК и регенерации биогенных веществ особенно ярко выражены в северной части разреза, где глубина не превышает 25 м. Здесь содержание кислорода резко уменьшается, а концентрации фосфатов и нитратов существенно возрастают. По-видимому, это имеет важное значение в обеспечении биогенными веществами зоны прибрежного апвеллинга, которая возникает севернее м. Касипоре после отклонения прибрежного распресненного течения на северо-восток. Поток солоноватых вод по-прежнему отличается некоторым избытком биогенных веществ по сравнению с подстилающей соленой водой.

Вода океана, подстилающая сток Амазонки (солёный клин), происходит из тропического смешанного слоя с подповерхностным максимумом солености. Ей свойственны малые концентрации биогенных веществ (мкмоль/кг): фосфатов — 0,18; нитратов — 1,1; нитритов — 0,14; растворенного кремния — 1,6; кислорода — 206. Пресная речная вода весьма изменчива по составу. Средние значения концентраций в ней отличаются от океанских: фосфатов — 0,52; нитратов — 8,5; нитритов — 0,15 и кремния — 128 мкмоль/кг.

Если бы регенерация биогенного материала начиналась в поверхностном распресненном слое и завершалась в подстилающем соленом клине, то при близких скоростях регенерации всех компонентов соотношения их концентраций в растворе по всей вертикали были бы постоянны. Однако данные наблюдений (Эдмонд, Бойл и соавт., 1981) показывают, что над Амазонским шельфом это правило соблюдается далеко не всегда. Так, отноше-

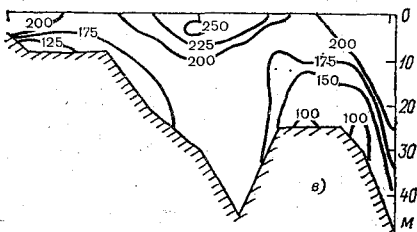
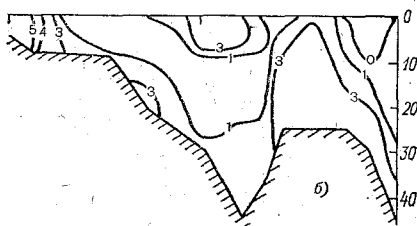
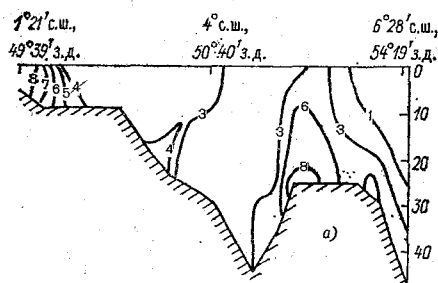
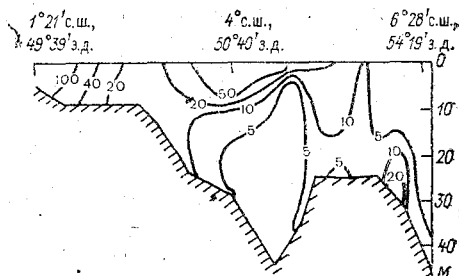


Рис. 2.22. Фосфаты ($\times 10$) (а), нитраты (б) и кислород (мкмоль/кг) (в) на профиле от устья р. Амазонки в сторону океана, по Эдмонду и соавт. (1981).

это правило соблюдается далеко не всегда. Так, отношение поверхностных концентраций нитратов к фосфатам в разных районах шельфа меняется от 10 до 21, а в соленом клине — от 21 до 3 с преобладающими значениями около 5.

Анализ соотношений между дефицитом кислорода и содержанием биогенов в соленом клине также выявляет ряд неоднородностей. Отношение ΔO_2 к фосфатам обычно меньше метаболического для осредненного вещества планктона (140 по А. Редфилду).



клина с соленостью менее 31 ‰. Следовательно, растворение кремния из взвесей происходит только частично.

Для выяснения причин аномалий в распределении растворенных компонентов полезно рассмотреть данные о взвешенных С, N и P (Эдмонд, Бойл и соавт., 1981). При солености ниже 10 ‰ и в соленом клине взвешенный материал представлен главным образом амазонским детритом. От района высокой продуктивности в сторону океанических соленостей поверхностный слой насыщен громадным разнообразием диатомей. В переходной зоне детрит и планктонный материал встречаются в самых разнообразных сочетаниях.

Биогенный состав взвесей можно сравнивать с осредненным составом океанического планктона, выступающим как геохимическая константа (по Редфилду $Si : C : N : P = 71 : 126 : 19 : 1$).

В устье реки ниже Манауса среднее отношение $C : N$ во взвесах составляет около 10 (углерод 1,5 и азот 0,15 мкмоль/мг). Взвешенный материал на оси реликтового канала обладает пониженным содержанием органического углерода и отношением $C : N$ в пределах 6,1—7,9. В целом Амазонскому взморью свойственно среднее отношение $C : N$ около 7,5. Оно лишь немного превышает значение для планктона в океане (6,6). Концентрации С и N во взвесах находятся в обратной пропорциональной связи с содержанием взвесей в воде, поэтому при высоких соленостях концентрации взвешенных углерода и азота круто возрастают, а отношение $C : N$ остается практически неизменным.

Отношение $C : P$, напротив, возрастает от 25—30 при низких соленостях до 100—110 в веществе диатомей. По этому показателю выделяются два основных компонента взвесей: амазонский детрит ($C : P \approx 30$) и планктон ($C : P \approx 110$). При $C : P > 110$ проявляется эффект отмирания водорослей, поскольку детрит отмершего океанического фитопланктона по мере погружения в термоклин быстро и преимущественно теряет фосфаты.

Средняя общая концентрация взвесей в воде устья реки около 46 млн^{-1} . На взморье при концентрации взвесей выше 30 млн^{-1} (по массе) значения $C : P$ группируются вокруг 25—30 млн^{-1} . Ниже 30 млн^{-1} наблюдается широкий разброс значений $C : P$, определяемый долей амазонского детрита в смеси с живыми и отмершими клетками планктона.

Все эти данные демонстрируют сложность и разнообразие сочетаний процессов минерализации и реминерализации биогенных элементов на пространствах смешения речных вод с океаническими.

2.3. Средиземное море

Физико-географические условия. Средиземное море глубоко врезано в сушу между Европой, Африкой и Азией, имеет чрезвычайно разнообразные и сильно расчлененные берега, очень

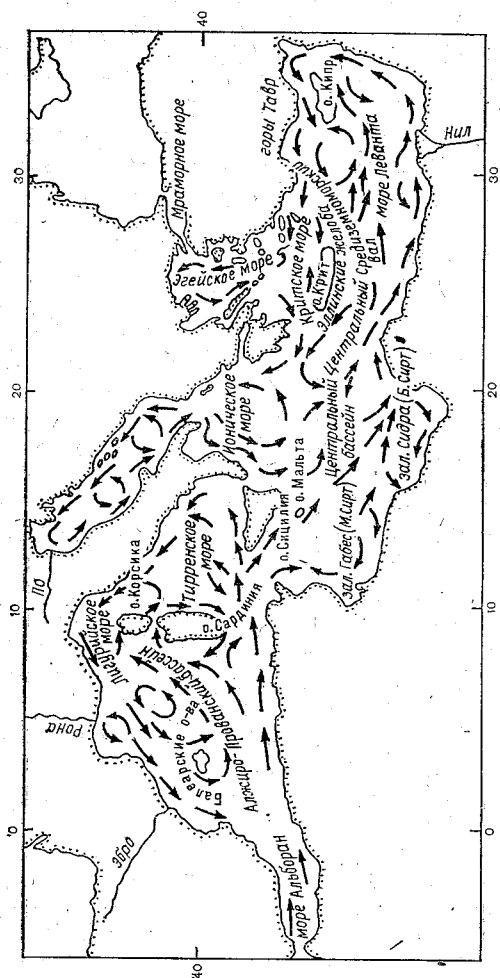


Рис. 2.24. Деление Средиземного моря и схема поверхностных течений для зимнего периода.

сложный рельеф дна. С Атлантическим океаном море связано Гибралтарским проливом, имеющим наименьшую ширину 14 км и глубину на пороге 286—320 м. Пролив Босфор (наименьшая ширина 1,3 км, глубина на пороге 50—60 м) соединяет Средиземное море с Черным.

Площадь Средиземного моря 2,5 млн км², объем воды 3,84 млн км³, средняя глубина 1536 м, максимальная глубина 5120 м.

Полуостровами, крупными островами, архипелагами и поднятиями дна Средиземное море делится на несколько внутренних морей (рис. 2.24), которые отличаются изменчивыми глубинами, строением рельефа дна и конфигурацией. По морфологическим особенностям в Средиземном море выделяются две половины: восточная и западная. Они разграничены Апеннинским полуостровом, о. Сицилия и Африкано - Сицилийским порогом в Тунисском проливе, где глубины не превышают 500 м. Особенностью

западной половины моря является наличие двух обширных замкнутых котловин: Алжиро-Прованской и Тирренской. Первая котловина, ограниченная изобатой 2500 м, имеет глубины более 2800 м в своей южной части. Вторая котловина очерчена изобатой 3000 м, ее плоское дно лежит на глубине 3550—3600 м. Обе они окружены сложно расчлененным и крутым материковым склоном. Дно моря Альборан с глубинами 1000—1600 м состоит из нескольких чередующихся впадин и поднятий. Дно восточной половины моря представляет собой сложно расчлененный срединный хребет и серию обрушенных глубоководных впадин, простирающихся вдоль Эллинского архипелага. Здесь выделяется Центральный бассейн над котловиной с максимальными глубинами 4000—4100 м, оконтуренной изобатой 3500 м. Северную часть Центрального бассейна занимает Ионическое море. Посредством узкого прол. Отранто (максимальная глубина около 780 м) оно сообщается с узким длинным Адриатическим морем, южная часть которого подстилается ровной котловиной с глубиной до 1250 м, а северная часть мелководна. В западной впадине Эллинского желоба найдена наибольшая глубина Средиземного моря — 5120 м. Южнее Эллинского желоба проходит Центральный Средиземноморский вал с глубинами менее 2500 м, в центральной части которого расположено Центральное плато (глубины не более 2000 м). Далее находится Восточный бассейн, или Левантийское море. В большей части Левантийской котловины глубины превышают 3000 м. Несколькими глубокими (900—1000 м) проливами Левантийское море связано с Эгейским морем, где имеются две котловины — Афонская и Хиосская — с глубинами до 1000 м и котловина Критского бассейна с глубиной до 2600 м.

Средиземное море почти целиком лежит в субтропическом поясе. Годовой ход температуры воздуха над морем хорошо выражен: зимой 7—16°C, летом 22—30°C. За счет изменчивости атмосферной циркуляции и особенностей климата годовые суммы осадков уменьшаются с северо-запада на юго-восток: от 1000 до менее 100 мм. По данным И. М. Овчинникова и соавт. (1976), годовая сумма осадков в пересчете на все море составляет около 1000 км³. Речной сток оценивается в 430 км³/год. Испарение с поверхности моря равно 1250 мм, или 3130 км³/год. Отсюда следует, что Средиземное море имеет отрицательный пресный баланс — 1700 км³/год.

Циркуляция вод и основные черты гидрологии моря. Система циркуляции вод Средиземного моря формируется под воздействием многих факторов, главными из которых являются превышение испарения над осадками и береговым стоком, ветровой режим, различие термохалинных характеристик в разных районах моря, изрезанность берегов и рельеф дна, водообмен через проливы.

Внешние проливы Средиземного моря имеют двухслойную структуру течений: в поверхностном слое менее соленая вода компенсационным потоком входит в море, в придонном слое

градиентное течение выносит более соленую воду из моря. По расчетам И. М. Овчинникова (1975), приток атлантической воды через Гибралтарский пролив составляет $40\,026\text{ км}^3/\text{год}$, а сток средиземноморской воды в океан — $38\,506\text{ км}^3/\text{год}$. Результирующий перенос распресненной черноморской воды через Босфор—Дарданеллы в Эгейское море оценивается А. К. Богдановой (1972) объемом $183\text{ км}^3/\text{год}$. Приток воды через Суэцкий канал, не превышающий $5\text{ км}^3/\text{год}$, не играет существенной роли в водном балансе моря.

Основной поток атлантических вод из Гибралтарского пролива распространяется вдоль всего Средиземного моря вплоть до восточного берега Левантийского моря, обгибает берега Малой Азии и направляется к югу вдоль Балканского полуострова (рис. 2.24). Ответвления основного течения в северную половину моря создают циклонические круговороты в Испано-Алжирском, Алжиро-Прованском, Тирренском и Ионическом бассейнах. Аналогичные круговороты возникают в Адриатическом, Левантийском, Критском и Эгейском морях. Справа от основного течения возникают антициклонические круговороты Марокканский (море Альборан), Ливийские (заливы Габес и Б. Сирт), Крито-Африканский, а также около о. Сардиния. Наличие многочисленных круговоротов и связанные с ними опускания и поднятия вод имеют большое значение в формировании вертикальной циркуляции.

В промежуточном слое наблюдается генеральное направление движения вод на запад от Левантийского моря к Гибралтарскому проливу. Это движение усложняется вовлечением промежуточных вод в местные круговороты и расчлененностью береговой черты. Глубинные и придонные воды распространяются от очагов формирования в северных районах моря к югу, заполняя все глубоко-водные котловины.

В Средиземном море выделяются три основные водные массы: поверхностная атлантического и черноморского происхождения, промежуточная левантийская, глубинная Западного бассейна и восточной части моря.

Атлантическая водная масса занимает слой толщиной 100—200 м, местами до 250—300 м. Ее ядро летом находится на глубине 75—100 м с температурой $14,8^\circ\text{C}$ и соленостью $36,45\text{‰}$ на выходе из Гибралтарского пролива. Соленость воды поверхностного слоя возрастает на восток до $39,2\text{‰}$ в Левантийском море (рис. 2.25) и уменьшается до $33,0\text{‰}$ в северной части Эгейского моря, где выходят черноморские воды. Температура поверхности воды меняется от $12,5\text{—}17,5^\circ\text{C}$ зимой до $19,0\text{—}27,0^\circ\text{C}$ летом, повышаясь с северо-запада на юго-восток. Толщина верхнего теплого слоя в циклонических круговоротах 15—25 м, в антициклонических 60—80 м.

Промежуточная водная масса образуется в Левантийском море благодаря осолонению воды, зимнему охлаждению и опусканию в циклоническом круговороте. По характерному максимуму со-

лености (39,3—38,4 ‰) левантийская вода распознается в слое 200—600 м (у Гибралтара — до 750 м) практически во всех районах моря. Температура в ядре этой водной массы 16,6—12,7 °C и понижается в западном направлении.

Глубинные воды Средиземного моря возникают в северных районах Алжиро-Прованского бассейна и в южной части Эгейского моря, где при зимнем охлаждении и конвективном перемешивании соленая охлажденная вода может проникать до глубин 1500—2500 м.

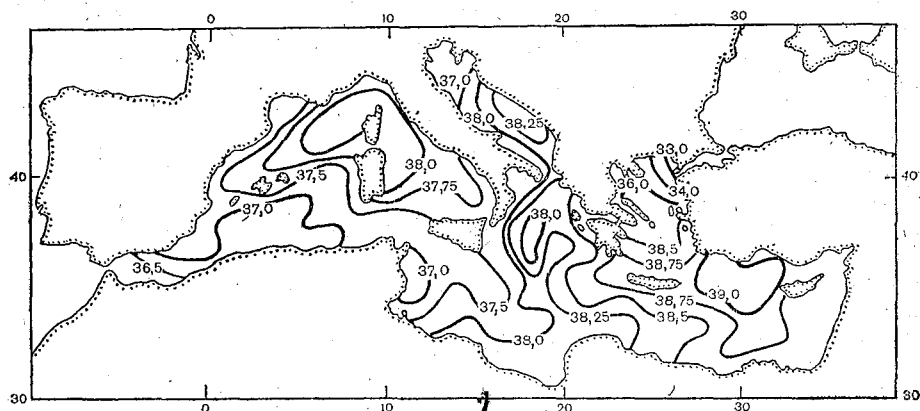


Рис. 2.25. Соленость (‰) в ядре атлантической водной массы Средиземного моря летом, по И. М. Овчинникову и соавт. (1976).

Африкано-Сицилийский порог в Тунисском проливе препятствует обмену глубинных вод западной и восточной половин Средиземного моря, поэтому западные глубинные воды характеризуются соленостью 38,35—38,50 ‰, а восточные 38,6—38,7 ‰. Их температуры соответственно 12,6—12,7 и 13,2—13,3 °C.

Представляет интерес оценка времени обновления основных водных масс (табл. 2.5), сделанная И. М. Овчинниковым (1983) с учетом объемов водных масс и интенсивности факторов обновления. Зная скорость поступления воды через Гибралтарский пролив и Босфор и общий объем воды в Средиземном море, можно определить и время обновления всей водной толщи. Для расчета времени обновления вод в западной и восточной половинах моря принимается, что до 80 % объема атлантических вод проникает через Тунисский пролив. Толщина слоев поверхностных и промежуточных водных масс в каждом бассейне определяется по T , S -кривым, полные объемы водных масс — по гипсометрическим кривым. Расчет времени обновления промежуточных вод осуществляется на основании положения о том, что баланс промежуточного слоя складывается из притока от зимних конвективных процессов и стока через внешние проливы.

Таблица 2.5

Время полного обновления водных масс Средиземного моря, определенное по интенсивности обуславливающих его факторов, по И. М. Овчинникову (1983)

Бассейн или водная масса	Объем воды		Факторы, обуславливающие обновление		Время обновления, лет
	10 ³ км ³	%	факторы	10 ³ км ³ /год	
Море в целом	3842	100	Приток атлантических и черноморских вод	40,4	95,0
Западный бассейн	1424	37,1	Приток атлантических вод	11,3	126,0
Центральный и восточный бассейны ¹	2291	59,6	То же	28,7	80,0
Поверхностная водная масса	343	8,9	Приток атлантических и черноморских вод	40,4	8,5
Промежуточная (левантийская) водная масса	985	25,6	Зимняя конвекция (сток левантийских вод через внешние проливы)	38,7	25,5
Глубинная водная масса:	2514	65,5	Глубинная конвекция и приток глубинных вод из северных районов моря	41,2	61,0
Западного бассейна	838	21,8	Глубинная конвекция	21,2	39,5
Центрального и Восточного бассейнов	1676	43,7	Приток глубинных адриатических и эгейских вод	23,6	71,0

55,25

¹ Без Адриатического и Эгейского морей (3,3 % объема всего моря).

Гидрохимический режим Средиземного моря. Растворенный кислород. Средиземное море хорошо аэрировано. Концентрация кислорода в толще вод разных районов моря меняется от 6,6 до 3,3‰ по объему (115—55 % насыщения). Высокое содержание кислорода создается зимней конвекцией, достигающей в северных районах глубин 1000—2000 м, опусканием вод зимой в циклонической системе течений и сползанием по материковому склону зимних холодных насыщенных кислородом вод.

В вертикальном распределении кислорода на широтном разрезе вдоль всей акватории Средиземного моря (рис. 2.26) выделяются поверхностный, промежуточный и глубинный слои. Поверхностный активный слой располагается до глубин 50—500 м выше границы зимней конвекции. Характеризуется высоким содержанием кислорода, которое на нижней границе слоя составляет 5‰ (90—85 % насыщения). Промежуточный слой охваты-

ваит толщу от нижней границы поверхностного слоя до 500—1700 м. В этом слое содержание кислорода падает до минимальных значений 3,3‰. В глубинном слое от 500—1700 м до дна содержание кислорода возрастает. Глубинный максимум O_2 располагается у дна или на некотором расстоянии от него. В придонном слое разных районов моря на глубинах более 1000 м концентрация кислорода наблюдается в пределах 3,7—5,5‰ по объему. На рис. 2.26 видно, что Алжиро-Прованскому бассейну и морю Альборан свойственно более близкое к поверхности поло-

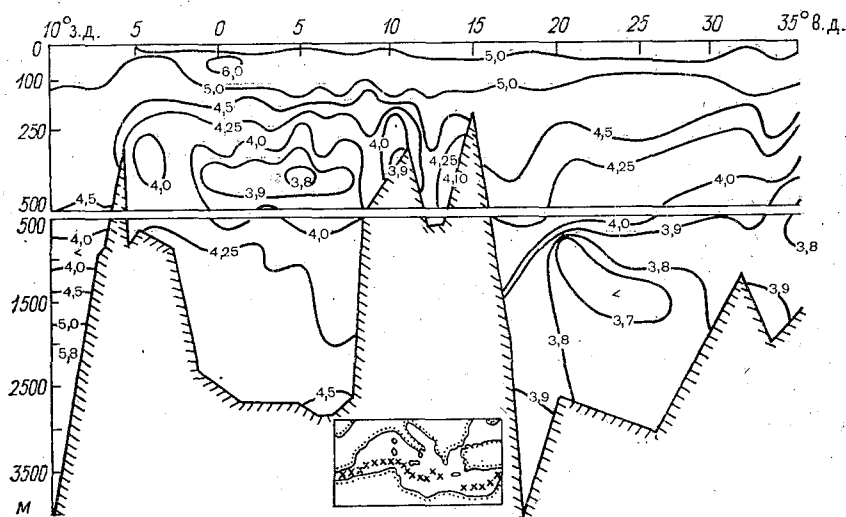


Рис. 2.26. Содержание кислорода (‰ по объему) в водах на осевом разрезе Средиземного моря летом; по В. А. Егоровой (1970).

жение слоя минимума O_2 и более высокое его содержание в глубинном слое, чем в Центральном бассейне и Левантийском море.

В табл. 2.6 приведены средние значения концентраций кислорода на стандартных горизонтах в основных районах Средиземного моря для летнего и зимне-весеннего сезонов. Этими данными иллюстрируются общие тенденции пространственно-временной изменчивости содержания кислорода в море.

Зимние наблюдения подтверждают тезис о том, что формирование и аэрация глубинных вод западной части Средиземного моря происходят на севере Алжиро-Прованского бассейна, а восточной — в глубоководных частях Адриатического и Эгейского морей. Процесс аэрации глубинных вод в результате сползания поверхностных вод по материковому склону можно проследить на разрезе в северо-западной части Алжиро-Прованского бассейна (рис. 2.27).

Глубина расположения минимальных концентраций кислорода зависит от условий формирования водных масс. В Эгейском море

Таблица 2.6

Вертикальное распределение кислорода (‰ по объему) в различных районах Средиземного моря,¹
по В. А. Егоровой (1970)

Горизонт, м	Море Альборан		Алжиро- Прованский бассейн		Лигурийское море		Тирренское море		Адриатическое море		Центральный бассейн		Крито- Африканский район		Левантийское море		Эгейское море	
	VII	III	VII	III	III	VII	VI	I	VIII	IV	VIII	II	VIII	V	V	IX	IX	I
0	4,72	5,60	4,82	5,62	5,61	4,99	4,74	5,49	4,9	5,58	4,44	5,43	4,37	5,35	5,08	4,59	4,87	5,27
25	5,46	5,49	5,48	5,44	4,48	5,95	5,67	5,27	—	5,58	4,96	5,36	4,55	5,20	5,15	4,65	4,84	5,14
50	5,62	5,28	5,78	5,47	4,40	5,81	5,72	5,13	6,2	5,56	5,38	5,29	5,31	5,33	5,28	5,02	5,40	5,06
75	5,33	4,88	5,49	5,41	4,18	5,03	5,27	5,28	—	5,49	4,32	5,20	5,31	5,24	5,26	4,25	5,26	5,14
100	5,15	4,94	5,22	5,19	4,91	4,72	4,81	4,60	5,0	5,44	4,13	4,95	5,02	5,00	5,14	4,11	5,10	5,01
150	4,68	4,56	4,73	4,98	4,93	4,49	4,36	4,52	4,9	5,27	4,83	4,85	4,77	4,87	4,78	4,75	4,95	4,90
200	4,44	4,24	4,26	5,73	4,49	4,11	4,21	3,95	4,8	5,21	4,72	4,75	4,66	4,79	4,77	4,53	5,04	4,98
300	4,02	4,06	4,09	5,21	4,48	4,01	4,15	3,99	4,7	5,16	4,52	4,58	4,41	4,52	4,46	4,29	5,06	5,05
400	3,96	4,00	3,98	3,94	4,00	3,97	4,08	4,09	—	4,88	4,38	4,43	4,28	4,32	4,18	4,06	5,08	4,95
500	4,04	4,01	4,06	3,91	4,00	4,06	4,08	3,62	4,8	5,73	4,22	4,24	4,11	4,17	4,02	3,94	5,04	4,90
750	4,18	4,08	4,14	3,99	4,07	4,15	4,06	3,89	4,9	5,66	4,07	4,03	3,90	4,02	3,91	4,85	4,96	4,67
1000	4,30	4,12	4,20	4,09	4,07	4,25	4,13	4,01	4,9	5,85	4,00	3,89	3,90	3,94	3,89	4,84	4,83	4,62
1500 (1200 м)	4,41	4,28	4,14	4,31	4,19	—	4,10	4,06	—	—	3,94	4,12	3,78	4,01	3,99	4,80	—	4,86
2000	—	4,43	4,22	4,43	4,41	—	3,90	4,25	—	—	4,84	4,19	3,76	4,11	4,04	4,79	—	4,91
2500	—	4,47	4,38	4,42	4,52	—	4,29	4,20	—	—	4,98	—	3,81	—	—	4,86	—	—
3000	—	—	4,47	4,42	—	—	—	4,05	—	—	4,94	—	—	—	—	4,88	—	—
3500	—	—	—	—	—	—	—	4,25	—	—	4,00	—	—	—	—	—	—	—

¹ Средние значения по данным экспедиций на судах «Академик Вавилов», «Михаил Ломоносов».

минимум O_2 выражен очень слабо, совпадая с глубинным минимумом температуры и солености. Кислородный минимум Адриатики связан с левантийской промежуточной водой, но выражен слабее, чем в морях западных бассейнов. В Левантийском море и Центральном бассейне слой пониженного содержания кислорода совмещен с верхней частью глубинных вод адриатического происхождения, где наблюдается глубинный минимум температуры. В Тирренском море минимум кислорода расположен в переход-

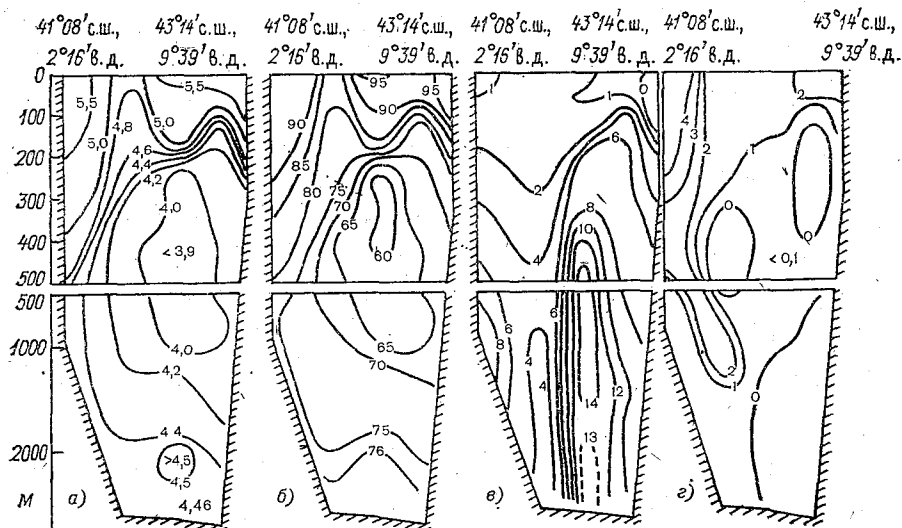


Рис. 2.27. Распределение содержания кислорода (% по объему — а, % насыщения — б), фосфатного фосфора (в) и азота нитритов (мкг/л) (г) в марте 1962 г. на разрезе в северной части Алжиро-Прованского бассейна, по В. А. Егоровой (1970).

ном слое между промежуточной левантийской и глубинной водой алжиро-прованского происхождения. Наконец, в Алжиро-Прованском бассейне и море Альборан положение минимума кислорода совпадает с ядром промежуточной левантийской водной массы. Наиболее высоким содержанием кислорода во всем Средиземном море обладает водная толща Адриатического и Эгейского морей, чему в немалой степени способствуют циклонические круговороты и зимнее охлаждение вод.

Содержание кислорода в левантийской промежуточной воде постепенно уменьшается с востока на запад и особенно резко — западнее Тунисского пролива, глубины в котором не превышают 500 м. Основная масса атлантической воды переносится по оси пролива. У северного берега пролива возникает циклонический круговорот, у южного — антициклонический. Глубже 200 м через пролив проходит левантийская вода с содержанием кислорода 4,0—4,5 ‰, течение которой также имеет сложный характер

из-за неровностей дна. В среднем через Тунисский пролив переносится воды $28\,428\text{ км}^3/\text{год}$ на юго-восток и $27\,108\text{ км}^3/\text{год}$ на северо-запад. Через Гибралтарский пролив (слой $0\text{—}150\text{ м}$) в Средиземное море поступают обогащенные кислородом воды, содержащие в среднем $\text{O}_2\ 4,9\text{ ‰}$ по объему, а в слое $150\text{—}300\text{ м}$ из моря выносятся обедненные O_2 воды (в среднем $4,2\text{ ‰}$). Таким образом, значительную часть дефицита кислорода Средиземное море «сбрасывает» в Атлантику.

Сезонные колебания кислорода в поверхностном слое обусловлены главным образом изменениями температуры. Зимой и ранней весной концентрация кислорода на поверхности по акватории моря меняется от $6,6$ до $4,9\text{ ‰}$ ($108\text{—}90\text{ ‰}$ насыщения), летом — осенью в слое $0\text{—}25\text{ м}$ — от $5,3$ до $4,2\text{ ‰}$ ($108\text{—}95\text{ ‰}$ насыщения). Летом при прогреве под слоем скачка плотности ($10\text{—}75\text{ м}$) возникает максимум кислорода ($5,6\text{—}6,3\text{ ‰}$ по объему, $101\text{—}120\text{ ‰}$ насыщения) как остаток слоя зимней конвекции и результат фотосинтеза.

Органическое вещество и биогенные элементы. Средиземное море относится к бассейнам олиготрофного типа. Его особенностью является низкая первичная продуктивность, сопряженная с относительно малыми концентрациями биогенных элементов и органического вещества в воде. Тем не менее продукция организмов высших трофических уровней довольно значительна, что объясняется интенсивной минерализацией органического вещества и быстрой оборачиваемостью биогенных элементов при хорошей аэрации водной толщи и высокой температуре воды.

Взвешенное ОВ в море представлено фитопланктоном, зоопланктоном и органическим детритом. Фитопланктон составляет $4\text{—}8\text{ ‰}$ сестона, зоопланктон — около 4 ‰ . На долю органического детрита приходится $88\text{—}92\text{ ‰}$ всего сестона. Максимальное количество органического детрита обнаружено в прибрежных участках моря (до 103 тысяч частиц в 1 л воды) и на горизонтах $40\text{—}50\text{ м}$ в Адриатическом море (до 265 тысяч частиц), минимальное — в Левантийском море и в северных районах Ионического и Адриатического морей (около 30 тысяч частиц). На горизонте 100 м обычно наблюдается $20\text{—}70$ тысяч частиц в 1 л воды, а затем число частиц быстро убывает до нескольких тысяч в слое $500\text{—}1000\text{ м}$.

В водах Средиземного моря биохимическое потребление кислорода имеет широкий диапазон изменений, обусловленных присутствием разных концентраций стойкого и быстро окисляемого ОВ. Так, БПК₁₀ заключено в пределах $0,03\text{—}1,23\text{ мг/л}$ (Е. Ф. Шульгина, 1971). Перманганатная окисляемость ($0,03\text{—}0,95\text{ мг/л}$) свидетельствует о неконсервативности преобладающей части ОВ. По заключению Б. А. Скопинцева, природные воды, богатые нестойким ОВ, характеризуются большим БПК по сравнению с окисляемостью. По результатам наблюдений (Е. Ф. Шульгина, 1971), в Средиземном море на поверхности БПК₁₀ в 70 ‰ случаев превышает окисляемость, а БПК_{20, 30, 40} всегда выше окис-

ляемости. За 10 сут в море минерализуется более 50 % ОВ, а к 20-м суткам минерализации подвергается уже 90 % исходного ОВ.

Вертикальное распределение биогенных элементов в объеме моря характеризуется следующими общими чертами.

Поверхностный слой воды атлантического происхождения отличается малым содержанием фосфатов и кремния, причём концентрации этих элементов слабо увеличиваются на восток: от аналитического нуля фосфатов и 1,0 мкмоль/л кремния в море Альборан до соответственно 0,03—0,07 и 2,0 мкмоль/л в Левантийском море. Нижняя граница этого слоя (P—0,1 мкмоль/л, Si—3,0 мкмоль/л) располагается на глубине порядка 75—100 м у Гибралтарского пролива и 400 м на подходах к Тунисскому проливу до Левантийского моря, поднимаясь до 150 м под влиянием рельефа дна в Тунисском и Крито-Африканском проливах.

На промежуточных глубинах наблюдается обратная тенденция. В левантийской водной массе содержание фосфатов нарастает от 0,15—0,16 мкмоль/л (Левантийское море) до 0,3—0,4 мкмоль/л (море Альборан). Аналогично накапливается в воде и растворенный кремний: от 5—7 до 9—10 мкмоль/л. Содержание нитратов на промежуточных глубинах моря Альборан 8,0 мкмоль/л.

Различия между поверхностными и промежуточными водами по содержанию биогенных элементов не слишком значительны, однако они говорят о том, что, несмотря на малую первичную продуктивность, промежуточная водная масса аккумулирует биогенные вещества.

Из сопоставления распределения концентраций биогенных элементов в море Альборан и Кадисском заливе (см. рис. 2.30) видно, что на уровне Гибралтарского порога вода Средиземного моря содержит фосфатов, силикатов и нитратов больше, чем прилегающая вода Атлантики. Следовательно, даже свой небольшой запас биогенных солей Средиземное море частично отдает Атлантическому океану.

В глубинном слое моря отмечается уменьшение концентраций фосфатов и кремния (менее 0,3 и 9,0 мкмоль/л) в западной части и увеличение (более 0,2 и 9,0 мкмоль/л) в восточной части моря.

Вертикальное распределение фосфатов и нитратов в северной части Алжиро-Прованского бассейна (рис. 2.27) отражает динамику и движения водных масс. Здесь на глубинах концентрации биогенных солей также невелики: фосфатов — менее 0,5 мкмоль/л, нитритов — близко к аналитическому нулю. Последнее свидетельствует о нормальном протекании процесса нитрификации органического вещества.

Элементы карбонатной системы. Воды Средиземного моря отличаются высокими значениями рН, обусловленными повышенными по сравнению с открытым океаном значениями общей щелочности и гидрологическими факторами. Так, по наблюдениям НИС «Витязь» (1988), в восточной половине бассейна и Леван-

тийском море pH_B от поверхности до самых больших глубин меняется всего лишь в пределах 8,18—8,24. «Старение» промежуточной левантийской водной массы приводит к уменьшению pH_B на глубинах 200—300 м до 8,14. Значения pH_B в глубинах и придонном слое повсеместно превышают 8,20. Воды поверхностного слоя имеют значения pH_B 8,20—8,25 в западной половине бассейна и 8,17—8,20 в восточной его части при сильном летнем прогреве. Подповерхностный слой 30—80 м при развитом фотосинтезе приобретает значения pH_B более 8,25. Распределение значений pH , приведенных к температуре 25 °С, по вертикали в море

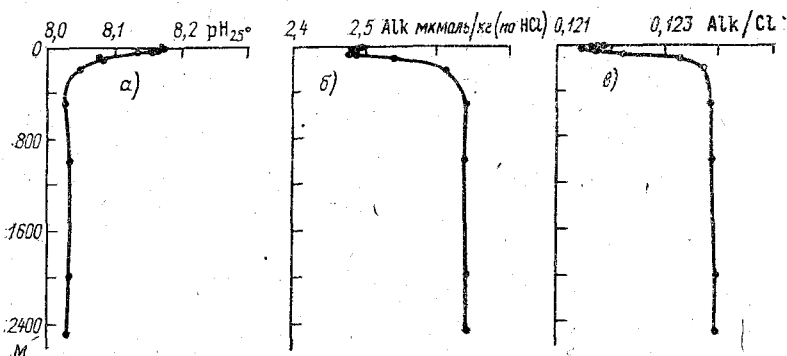


Рис. 2.28. Вертикальное распределение значений pH_{25} (а), общей щелочности (б) и щелочно-хлорного коэффициента (в) в море Альборан, по Миллеро, Морзе и Чену (1979).

Альборан показано на рис. 2.28, подчеркивающим слабую изменчивость pH в объеме моря.

Водам Средиземного моря свойственны также повышенные по сравнению с океаном значения общей щелочности. В поверхностном слое по мере распространения атлантических вод от Гибралтарского пролива, их испарения и осолонения общая щелочность постепенно увеличивается. Этому же способствуют речной сток и приток вод из Черного моря (табл. 2.7).

Глубже поверхностного слоя значения общей и удельной щелочности резко нарастают (рис. 2.28). Последнее связано с формированием промежуточных и глубинных вод в тех районах, где поверхностная вода имеет высокие значения солёности и общей щелочности. Значения щелочно-хлорного коэффициента, однако, не слишком отличаются от океанских значений. Кроме того, отношение Alk/Cl проявляет тенденцию к некоторому уменьшению с возрастанием солёности вообще и в западном направлении в промежуточных и глубинных слоях. Подобная тенденция говорит о наличии процесса извлечения $CaCO_3$ из воды биогенным и хемогенным путем и перехода его в донные отложения. Благодаря этому при возрастании солёности темпы прироста щелоч-

Таблица 2.7

Значения общей (ммоль/л, по HCl) и удельной щелочности ($\frac{Alk}{Cl} \cdot 10^3$) на поверхности в отдельных районах Средиземного моря, по Е. Ф. Шульгиной (1971)

Район	Щелочность		Удельная щелочность	
	пределы изменений	средние	пределы изменений	средние
Прибосфорский район Черного моря	3,21—3,30	3,27	326—349	339
Мраморное море	3,02—3,11	3,07	195—250	215
Эгейское море	2,71—2,74	2,73	127—128	128
Ионическое море	2,69—2,70	2,70	127	127
Тунисский пролив	2,47—2,58	2,54	122—126	123
о. Сардиния — Африка	2,56—2,67	2,60	124—127	125
о-ва Сардиния — Сицилия	2,64—2,67	2,66	125—129	127

ности не соответствуют линейной связи $Alk - S\%$. Как показали исследования О. А. Алекина и Д. Е. Морачевского (1971) и Миллеро с соавт. (1979), вся водная толща Средиземного моря от поверхности до дна находится в состоянии значительного пере-

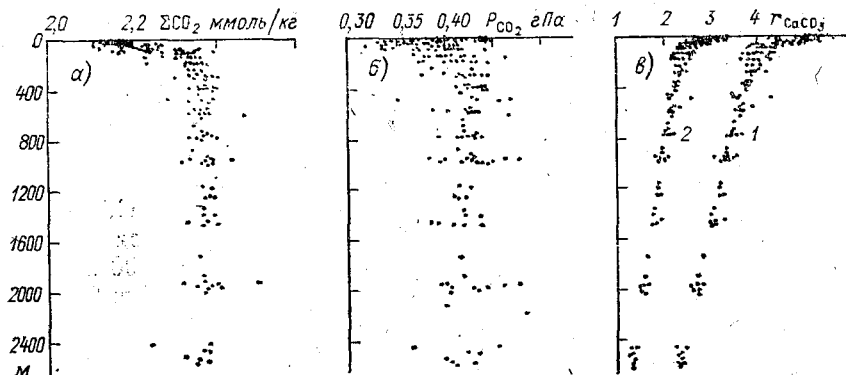


Рис. 2.29. Вертикальное распределение содержания суммарной углекислоты (а), значений парциального давления CO_2 (б) и относительной насыщенности карбонатом кальция (в) (арагонитом — 2 и кальцитом — 1) в море Альборан, по Миллеро, Морзе и Чену (1979).

насыщения кальцитом и арагонитом карбоната кальция (рис. 2.29). Таким образом, гидрохимические условия в Средиземном море благоприятствуют садке $CaCO_3$.

Распределение значений суммарной углекислоты и парциального давления CO_2 по вертикали (рис. 2.29) проявляет черты, общие распределению всех гидрохимических элементов. Следует

только отметить, что, несмотря на хорошую аэрацию водной толщи и наличие небольших концентраций органического вещества в ней, парциальное давление CO_2 в воде благодаря относительно повышенным температурам поддерживается на уровне, превышающем атмосферный.

Микроэлементы-металлы. Исследования 1980-х годов позволили выявить наиболее характерные концентрации некоторых тяжелых металлов в открытых и прибрежных районах Средиземного моря (табл. 2.8). Наблюдается общая тенденция возра-

Таблица 2.8

Уровни содержания тяжелых металлов (мкг/л) в открытых и прибрежных водах Средиземного моря, по сводке Зафирупулоса (1985)

Элемент	Открытые районы, пределы изменчивости	Прибрежные районы, средние значения
Ртуть	0,0005—0,02	0,19
Кадмий	0,004—0,01	1,4
Медь	0,11—0,21	7,4
Свинец	0,018—0,14	1,0
Цинк	0,4—2,7	16,0

стания концентраций в направлении к берегам, но предельно допустимые значения еще не достигнуты, несмотря на явное влияние речного стока и антропогенных факторов.

В открытом море большая часть присутствующего в воде металла приходится на долю растворенной фракции. С приближением к берегам возрастает доля взвешенной фракции. Так, в прибрежной полосе северо-восточных районов Лигурийского и Тирренского морей (Бредер, 1987) осенью 1980 г. концентрации растворенных фракций составляли (млрд⁻¹ по массе): Cd — 10—107, Pb — 70—490, Cu — 240—1010. Концентрации взвешенных фракций были равны соответственно 3—17, 65—1500 и 58—1110 млрд⁻¹. Концентрации суммарной ртути составляли 18—64 растворенной 0,8—1,5 млрд⁻¹. Воды рек, впадающих в Лигурийское море, содержали растворенных металлов (млрд⁻¹): Cd — 6—20, Pb — 38—111, Cu — 110—390 и Hg — 0,7—3,0 (суммарная ртуть 4—15).

Для формирования баланса тяжелых металлов в Средиземном море большое значение имеет процесс обмена с Атлантическим океаном через Гибралтарский пролив. Сравнение вертикальных профилей, построенных по наблюдениям в Кадисском заливе и центре моря Альборан (рис. 2.30), показывает, что в поверхностной атлантической воде слева от пролива содержание металлов существенно меньше, чем в море Альборан. Таким образом, по мере распространения на восток атлантическая вода постепенно обогащается тяжелыми металлами от внутренних средиземноморских источников. Наоборот, промежуточная левантий-

ская водная масса на уровне порога Гибралтарского пролива (320 м) имеет концентрации металлов, повышенные по сравнению с поверхностным слоем. Следовательно, избыток накопленных металлов, подобно дефициту кислорода, Средиземное море «сбрасывает» в прилежащую часть Атлантического океана.

Химический состав рассола впадины Тиро. Впадина Тиро (координаты центра: 33°53' с. ш., 25°47' в. д.) расположена в Эллинском желобе южнее восточной части о. Крит. Ее придонная

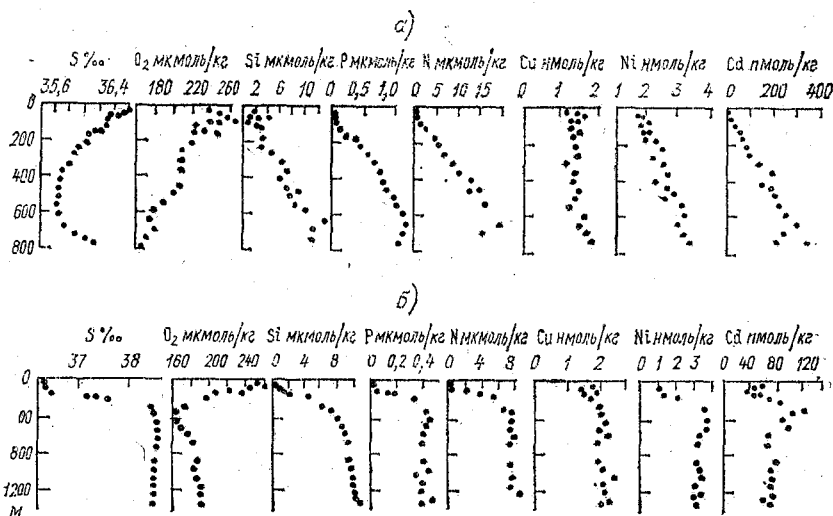


Рис. 2.30. Профили вертикального распределения солености, кислорода, силикатов, фосфатов, нитратов, меди, никеля и кадмия, по Бойлу, Чепнику и соавт. (1985).

а — станция в Кадисском заливе (36°00' с. ш., 7°00' з. д.); б — станция в море Альборан (35°50' с. ш., 4°30' з. д.).

часть заполнена рассолом, состав которого (табл. 2.9) сильно отличается от среднего состава воды Средиземного моря. По ориентировочным расчетам объем рассола составляет около $3 \cdot 10^5 \text{ м}^3$.

Высокая плотность рассола препятствует вертикальному обмену, поэтому в придонном слое рассола создается stagnирующая среда. При биодеградаций органического вещества детрита в растворе накапливаются фосфаты и аммоний. Последний диффундирующим сверху кислородом лишь частично окисляется до нитритов. Можно полагать, что на этом процесс нитрификации останавливается, поскольку нитраты в растворе отсутствуют.

Возникновение рассолов связывают с тем, что в склонах впадины находятся обнажения мессинских эвапоритов, включающих ряд солей и минералов, которые постепенно растворяются морской водой. Источниками главных ионов здесь являются галиты,

Таблица 2.9

**Химический состав рассола впадины Тиро и типичной морской воды,
по Ло-Тэн-Хавену и соавт. (1985)**

Образец	d г/мл	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	SO ₄ ²⁻
		г/л						
Рассол	1,199	202,85	121,85	0,66	1,85	1,0	0,025	4,13
Морская вода	1,025	18,79	10,58	0,39	1,26	0,4	0,008	2,65

Образец	d г/мл	Br ⁻	Σ	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	O ₂ ‰ (по объему)
		г/л		мкмоль/л				
Рассол	1,199	0,13	331,7	50	40	0	16	0
Морская вода	1,025	0,06	34,1	4	0,1	1,8	0,5	4—5

типсы и доломиты. По расчетам, раствор недонасыщен по отношению к галиту и пересыщен по отношению к доломиту. Как следствие содержание магния и кальция в растворе возрастает сравнительно немного. Концентрация сульфатных ионов также лимитируется умеренной растворимостью гипсов. Присутствие нитритов и следов кислорода не вынуждает бактериальную флору использовать сульфаты в качестве источника кислорода. Процесс сульфатредукции идет только в донных отложениях, где в иловых водах с углублением от поверхности отложений до 300 см содержание сульфатов уменьшается вдвое (от 43 до 34 ммоль/л).

Недостаточное обогащение рассола калием объясняется отсутствием калийных солей в эвапоритах. Что касается стронция и брома, то они лишь играют роль элементов включения соответственно в гипсах и галитах.

Открытие высокоминерализованных рассолов во впадине Тиро следует оценить как уникальное явление для Средиземного моря.

Донные отложения. Химический состав донных отложений в полной мере отражает особенности гидрохимии моря.

При хорошей аэрации, сравнительно высоких температурах, соленостях и pH (8,4—8,2 на поверхности и 8,1—8,2 у дна) вся водная толща находится в состоянии пересыщения карбонатом кальция. Отсутствие карбонатной агрессивности воды позволяет всей массе биогенного, терригенного и хемогенного карбонатного материала аккумулироваться в донных отложениях.

Содержание CaCO₃ во взвесах составляет (мкг/л): 3—220 (0,5—32 ‰ массы взвеси) в поверхностной воде и в среднем 76,

60 и 97 на глубинах 40—50, 100 и 900 м. Органогенная карбонатная взвесь представляет собой зерна раковинного детрита размерами 5—50 мкм, хемогенная — кристаллы CaCO_3 и их сростки.

Практически все донные отложения Средиземного моря карбонатные (рис. 2.31). По генетическим признакам выделяются терригенные ($<30\% \text{CaCO}_3$), биогенные карбонатные ($>30\% \text{CaCO}_3$), хемогенные ($>50\% \text{CaCO}_3$) и вулканогенные ($>10\%$ вулканического материала, $<30\% \text{CaCO}_3$) отложения. Среди терригенных отложений выделяются бескарбонатные ($<10\% \text{CaCO}_3$) и слабоизвестковые ($10\text{—}30\% \text{CaCO}_3$), а среди биогенных карбонатных — известковые ($30\text{—}50\% \text{CaCO}_3$) и сильноизвестковые ($>50\% \text{CaCO}_3$). По частоте встречаемости и занимаемой площади дна резко преобладают биогенные известковые и сильноизвестковые отложения (54 и 24 % площади). Терригенные отложения покрывают около 20 % площади (бескарбонатные — 2 %, слабоизвестковые — около 18 %). Доля вулканогенных и хемогенных отложений вместе с выходами коренных пород составляет всего около 2 % площади дна моря.

Из карбонатов наиболее распространены в отложениях кальциты низкомагнезиальные (до 4 % MgCO_3) и высокомагнезиальные (4—11 % MgCO_3). Первые преобладают среди карбонатов центральных и западных районов моря, вторые — в восточных районах. Арагонит составляет 0—82 % суммы карбонатов и присутствует постоянно в раковинных песках на глубинах до 150 м, глубже его практически нет.

Повышенная температура воды и избыток растворенного кислорода в водной толще ускоряют минерализацию органического вещества, поэтому не подвергается полному разложению и достигает дна не более 0,06—0,02 % исходного органического вещества. Отсюда в донных отложениях наблюдается низкое содержание органических веществ. Концентрация $C_{\text{орг}}$ в верхней слое отложений (0—5 см) колеблется от 0,2 до 1,6 %, а ее средние значения для различных генетических типов отложений — от 0,45 до 0,63 %. Это в 3—6 раз меньше, чем в других морях Атлантического океана. Повышенное содержание $C_{\text{орг}}$ отмечается в устьевых участках, а также на материковом склоне и его подножии. Наиболее обеднены органическим углеродом донные отложения центральных районов моря.

Малые концентрации кремния в воде обеспечивают бедность взвешенного материала аморфным и аутигенным кремнеземом (валовая концентрация взвешенного кремнезема 0—207 мкг/л). Аморфный кремнезем составляет раковинки диатомей, радиолярий, флагаеллат и их обломки. В донных отложениях кремния тоже очень мало — обычно менее 1 %, со средним содержанием 0,86 %. Минимальным содержанием кремния отличаются высококарбонатные мелководные отложения аридной зоны. Прослеживается общая закономерность: образование кремнистого материала в водной толще и его накопление в отложениях прямо противоположны накоплению CaCO_3 .

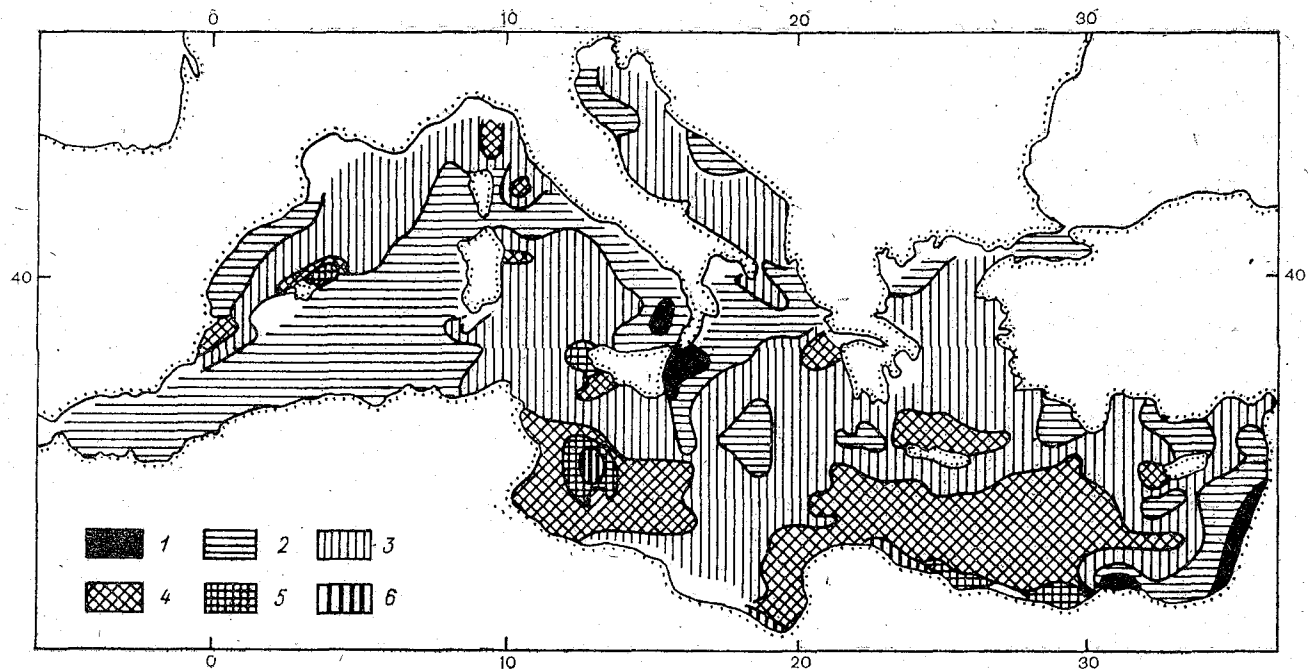


Рис. 2.31. Содержание CaCO_3 (%) в верхнем слое донных отложений Средиземного моря, по Е. М. Емельянову, А. Ю. Митропольскому и А. М. Мусса (1979).

1) <10; 2) 10–30; 3) 30–50; 4) 50–70; 5) 70–90; 6) >90.

Запас биогенных веществ в море лимитируется выносом промежуточной воды в Атлантику через Гибралтарский пролив. Вследствие этого Средиземное море обеднено фосфатами. Аналогично и верхний слой донных отложений имеет малое содержание органического фосфора: от 0,03 до 0,06 %. Максимальные концентрации обнаружены в терригенных бескарбонатных отложениях, минимальные — в известковых кокколито-фораминиферовых пелитовых илах.

Распределение основных металлов (Fe, Mn, Ti) в верхнем слое отложений связано с характером седиментации и с веществом-генетическими типами осадков.

Абсолютная концентрация железа во взвесах меняется в пределах 1,5—43,2 мкг/л (относительная 0,1—14,7 %). Относительное содержание взвешенного железа в толще вод увеличивается. Так же во взвесах ведут себя марганец (0,001—0,072 % на поверхности, в глубинных водах 0,003—0,163 %) и титан (0,005—0,50 % на поверхности моря, на глубинах 0,01—0,88 %). Абсолютные концентрации $Ti_{взв}$ 0,02—1,10 мкг/л. Это больше, чем в океане, но меньше, чем в Балтийском море.

В открытых районах морях основная часть марганца представлена различными гелями и гидроокислами, образованными в самом водоеме. В глубинных водах взвеси обогащаются марганцем по сравнению с железом за счет поглощения растворенного и коллоидного марганца гидроокисями железа и глинистыми минералами. Это особенно заметно в слое 50—500 м, где идет интенсивное разложение органического вещества.

Минимальное (<1 %) и пониженное (1—3 %) содержание железа наблюдается в высококарбонатных или кварцевых отложениях северных областей. Повышенное содержание (>4 %) отмечается в терригенных пелитовых илах наиболее глубоких центральных участков впадин. В отложениях остальных районов содержание железа 3—4 %.

Наибольшие площади дна покрыты отложениями, содержащими от 0,05 до 0,10 % Mn и от 0,2 до 0,4 % Ti. Максимальные концентрации марганца и титана относятся к самым глубоким районам моря и к устьевым участкам, где отлагаются тончайшие частицы речных выносов. Минимальные концентрации приближены к периферийным участкам бассейна и бессточным аридным областям с биогенными карбонатными песками.

Данные о среднем содержании некоторых других макро- и микроэлементов в верхнем слое отложений моря приведены в табл. 2.10.

Загрязнение морской среды. Средиземноморье характеризуется наличием практически всех видов хозяйственной деятельности и соответствующего воздействия на экологические системы. В последние годы в связи с обострением и усложнением проблем окружающей среды многие экологически опасные производства (химическое, нефте-химическое, целлюлозно-бумажное, черная и цветная металлургия) постепенно перемещаются к морским

Таблица 2.10

Среднее содержание К, Na, Al (%) и микроэлементов ($n \cdot 10^{-4} \%$) в верхнем слое отложений Средиземного моря (без авандельты Нила), по обобщениям Е. М. Емельянова, А. Ю. Митропольского, К. М. Шимкуса и А. М. Мусса (1979)

Тип отложений	К	Na	Al	Ni	Cr	Co	Zn	Cu
Терригенные слабоизвестковые (10–30 % CaCO_3)								
Мелкоалевритовый	2,11	1,98	10,89	—	—	—	—	—
Алевритово-пелитовый	1,55	1,37	5,59	43	118	—	89	22
Пелитовый ил	2,0	1,86	6,61	54	117	25	97	31
Среднее	1,91	1,76	7,15	52	117	25	95	30
Биогенные карбонатные (30–50 % CaCO_3)								
Пески	1,21	0,94	—	19	45	—	48	11
Крупные алевриты	1,04	0,96	2,47	25	46	—	68	14
Мелкоалевритовый	1,50	1,13	—	39	50	—	80	17
Алевритово-пелитовый	1,40	1,44	5,44	54	81	24	76	39
Пелитовый ил	1,66	1,54	5,81	53	84	23	83	37
Среднее	1,50	1,42	5,31	51	79	24	77	35
Биогенные сильноизвестковые (>50 % CaCO_3)								
Пески	0,37	0,83	—	14	30	—	28	11
Крупные алевриты	1,32	1,02	—	15	63	—	58	13
Мелкоалевритовый	1,08	1,17	3,33	38	65	32	54	40
Алевритово-пелитовый	1,24	1,27	2,59	45	60	23	70	42
Пелитовый ил	1,08	1,47	4,32	40	76	—	55	44
Среднее	0,93	1,14	3,43	37	54	25	58	36

по бережьям. Большая часть загрязнений попадает в морскую среду из источников на побережье и со стоком сильно загрязненных рек.

Средиземноморью свойственны резкие контрасты в уровнях концентрации источников загрязнения на побережье. Так, очень высока концентрация промышленности Израиля по сравнению со странами Северной Африки и Ближнего Востока. Различные районы побережья сильно различаются между собой по характеру производства. В странах западной части моря добываются сера и серный колчедан (Италия, Испания), ртуть (Испания), фосфориты (Атласские горы). В восточном Средиземноморье находятся крупный нефтеносный район и область сложной рудной минерализации со скоплениями сурьмы, мышьяка и многих металлов. Добывающая промышленность создает пылевое загрязнение и проблему сточных вод вследствие дренирования наземных и подземных разработок. Загрязнение моря токсичными веществами в местах сброса сточных вод стало обычным явлением. Сброс токсичного красного ила при переработке бокситов осуществляется вдоль береговой линии Франции и северного побережья

Адриатического моря. Предприятия черной металлургии загрязняют море нефтепродуктами, фенолами, смолами, кислотами. Наблюдаются утечки нефти с нефтяных платформ, а также с отходами нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности. Эксплуатация скважин ведется на материковом шельфе Испании, Мальты, Туниса, на побережье Сицилии и Адриатики, у берегов Ливии. Большие объемы загрязняющих веществ дают сельскохозяйственное производство (удобрения, пестициды) и коммунальные отходы. Наиболее сильно загрязнены бытовыми стоками Испанское побережье, участок береговой линии от Барселоны до Генуи, практически все побережье Италии, северная часть Адриатического моря, район Стамбула, побережья Ливана и Израиля.

В конце 1970-х годов выпадающие реки выносили более 20 млрд м³/год сточных и балластных вод, из которых лишь 10 % подвергались очистке. К 2000 г. объем сбросов грозит достичь 37 млрд м³/год. Со сточными водами в море попадает более 500 млн т загрязняющих примесей, в том числе до 60 тыс. т детергентов, 120 тыс. т минеральных масел, 90 тыс. т пестицидов, 360 тыс. т фосфора и свыше 1 млн т азота. При этом удельное загрязнение (на единицу площади) значительно превышает средние показатели для Мирового океана. Загрязняющие вещества под воздействием динамических факторов распределяются в объеме моря.

Так, поверхностное загрязнение нефтяными углеводородами (НУ) восточной части моря в конце 1970-х годов выражалось значительными концентрациями. Экстрагирование НУ из большого количества проб с глубины 1 м четыреххлористым углеродом с концевкой на флуоресцентном спектрометре (Рэвид, Орен и соавт., 1985) показало, что в Левантийском море, особенно между островами Крит и Кипр, содержание диспергированных НУ может достигать 20 мкг/л, а растворенных 25—40 мкг/л. Другими исследованиями (В. И. Михайлов, 1979), выполненными методом ИК-спектрометрии на акватории от моря Альборан до о. Крит, было установлено преобладающее тяготение НУ к поверхностному микрослою (ПМС) (табл. 2.11). На глубине 1 м растворенные НУ, как правило, не обнаруживались, а взвешенная форма не превышала 0,1 мг/л. В ПМС (0,2 мм) содержание растворенных НУ составляет 0,1—2,05 мг/л с повышением к шель-

Таблица 2.11

Средние концентрации нефтяных углеводородов в поверхностных слоях Средиземного моря (мг/л), по В. И. Михайлову (1979)

Слой, мм	Сумма	Взвешенная часть	Растворенная часть
0,2	1,64±0,05	0,65±0,03	0,99±0,05
1000	0,02±0,001	0,02±0,001	0,00

фовым районам и к югу от Сицилии. Взвешенные НУ наблюдались в пределах 0,12—1,40 мг/л с максимумом вблизи Гибралтарского пролива.

Более поздние данные, полученные при реализации ряда программ мониторинга, легли в основу расчета баланса НУ для Средиземного моря. Общая масса НУ, поступающих в море от всех источников, оценивается в $883 \cdot 10^3$ т/год. Распределение этого количества по составным частям экосистемы и расходным статьям дано в табл. 2.12 и 2.13.

Таблица 2.12

Распределение годового притока нефтяных углеводородов в экосистеме Средиземного моря, по Бернсу и Салиоту (1966)

Части экосистемы	10^3 т/год	Накопление
Атмосфера (испарение и поступление НУ и ПАС с осадками от береговых источников)	191	—
Выброс тяжелых НУ на берег	180	—
Плавающие нефтяные комочки	9	—
Поверхностные пленки	5	—
Поверхностный микрослой	Незначительно	—
Сорочия взвесями:	225	—
прибрежные донные отложения	—	$234 \cdot 10^3$
глубоководные донные отложения	—	$117 \cdot 10^3$
Биомасса	1	—
Морская вода:		
поверхностный слой	125	—
глубинный слой	147	$2,5 \cdot 10^6$
Сумма	883	$2,85 \cdot 10^6$

Таблица

Статьи расхода нефтяных углеводородов в Средиземном море, по Бернсу и Салиоту (1986)

Расход	10^3 т/год
Улетучивание с последующей деградацией в атмосфере	180
Выброс комочков (тяжелых НУ) на берег с последующей деградацией	180
Седиментация:	
с деградацией лабильных фракций	193,5
с захоронением остаточных фракций	31,5
Биодеградация в водной толще	256
Аккумуляция в глубинных водах	42
Обмен с другими морями	Незначительный
Годовая сумма	883

Несмотря на высокие концентрации НУ в ПМС, общее содержание НУ в этом слое по сравнению с другими резервуарами вы-

глядит незначительным, хотя экологическая роль ПМС очень важна. Общее содержание НУ в глубинных водах выведено, исходя из средней концентрации 0,7 мкг/л. Общий запас накопленных к настоящему времени остаточных НУ в донных отложениях и глубинных водных массах моря составляет $2,85 \cdot 10^6$ т. Из соотношений приходных и расходных статей баланса получается, что ежегодно в море аккумулируется $73,5 \cdot 10^3$ т НУ, а $810 \cdot 10^3$ т подвергается биодеградации.

Присутствие хлорированных углеводородов также повсеместно отмечается в Средиземном море. Подобно НУ, хлорорганические пестициды (ХОП) тяготеют к ПМС. По наблюдениям 1977 г. с применением газовой хроматографии (В. И. Михайлов, 1979), вдоль пелагиали моря в ПМС пределы изменчивости концентраций ДДТ, ДДД, ДДЕ и γ -ГХЦГ составляли соответственно 10—89, 2—32, 4—23 и 2—68 нг/л с максимумом южнее Сицилии. На долю ДДТ приходится до 64 % его суммы с метаболитами, что говорит о сравнительно «недавнем» загрязнении. Концентрирование ХОП в ПМС сопряжено с концентрированием НУ. Между растворенной частью НУ и ДДТ существует линейная связь с коэффициентом корреляции $0,72 \pm 0,08$. Между взвешенной частью НУ и суммой метаболитов ДДТ коэффициент линейной корреляции $0,68 \pm 0,08$.

Сумма хлорированных углеводородов, растворенных в водной толще моря, меняется по вертикали в пределах 0,03—1,1 нг/л. Сведения о содержании отдельных веществ этого класса во взвесах, донных отложениях и поверхностном планктоне приведены в табл. 2.14.

Исследования 1980—1983 гг. дают представление об уровнях концентраций сурфактантов и анионоактивных детергентов в западной части Средиземного моря и в северном конце Адриатики (Косович, Зутик и соавт., 1985). Эти районы различаются интенсивностью антропогенных воздействий, поэтому пределы изменчивости концентраций сурфактантов в поверхностном слое составляют на западе Средиземноморья 0,02—1,5 мг/л, а на севере Адриатического моря 0,04—5,5 мг/л. Содержание анионоактивных детергентов в Адриатике менялось в пределах 6—200 мкг/л с максимумом зимой.

Охрана морской среды. По уровню загрязнения в 1960—1970-х годах Средиземное море находилось на одном из первых мест среди морей Мирового океана. В Лондонской конвенции 1973 г. по предотвращению загрязнения моря с судов (МАРПОЛ-73) Средиземное море фигурирует как «особый» район, для которого требования конвенции ужесточаются и все возможные виды сбросов строго регламентируются.

Первым шагом регионального сотрудничества в деле охраны среды Средиземноморья было проведение в январе—феврале 1975 г. в Барселоне Межправительственной встречи 16 прибрежных государств Средиземноморья, на которой с участием ЮНЕП, органов и учреждений ООН был принят Средиземноморский

Концентрации некоторых хлорированных углеводородов во взвесах, донных отложениях и поверхностном зоопланктоне северо-западной части Средиземного моря в 1982—1983 гг., по Берису и Вильяневу (1986)

Объект	ПХБ	ГХБ ¹	γ-ГХГ ²	ДДЕ	ДДД	ДДТ	Токсафен
Взвеси, нг/л	—	0,09—0,90	0,006—0,02	0,04—0,25	—	0,005—0,016	0,3—0,6
Отложения, нг/л	0,1—1,0	0,005—0,1	0,007—0,65	0,02—0,54	0,02—0,07	0,013—0,28	0,3—1,6
Зоопланктон ³ , млн ⁻¹ (по массе):							
смешанный	13—20	1,0	2—3	2—4	2	—	—
эуфаузииды	21—130	—	—	27	8—14	—	—
копеподы	—	—	3	6	5	—	—
Медузы	3	—	—	2	—	—	130

¹ Гексахлорбензен. ² γ-гексахлоргексан (линдан). ³ Сухого вещества.

план действий, охватывающий весь комплекс экологических проблем Средиземноморья.

Одним из важнейших направлений реализации плана действий являлось осуществление координированной программы научных исследований, мониторинга, обмена информацией, оценки состояния загрязненности и мер по защите окружающей среды. В этой работе приняли участие 84 исследовательских учреждения из 16 средиземноморских стран.

Первый этап исследований и мониторинга (МЕДПОЛ-I) охватывал период с 1975 по 1981 г. и осуществлялся по следующим опытным проектам:

- 1) базовые исследования и мониторинг нефти и НУ в морской воде;
- 2) базовые исследования и мониторинг металлов, ДДТ, ПХБ и других хлорированных углеводородов в морских организмах;
- 3) влияние загрязняющих веществ на морские организмы и их популяции;
- 4) влияние загрязняющих веществ на морские сообщества и экосистемы;
- 5) проблемы прибрежного распространения загрязняющих веществ;
- 6) контроль качества прибрежных вод.

В 1981 г. средиземноморские страны одобрили долгосрочную (1981—1991 гг.) программу исследования и мониторинга загрязнений Средиземного моря (МЕДПОЛ-II), включающую четыре взаимодополняющих вида мониторинга: источников загрязнения, прибрежных районов с эстуариями, отдельных районов открытого моря, переноса загрязняющих веществ через атмосферу. В МЕДПОЛ-II вошли 12 проектов, посвященных разработке методов сопоставления и критериев качества окружающей среды, исследованию токсичности и поведения канцерогенных веществ в морской среде, эпидемиологии отдельных загрязняющих веществ.

Следующим важным направлением в реализации Средиземноморского плана действий выступило интеграционное планирование социально-экономического развития и управления ресурсами региона. В 1977 г. на совещании представителей прибрежных государств в Сплите (Югославия) были одобрены совместные мероприятия правительств и спецучреждений ООН, предусматривающие координацию исследований по перспективному социально-экономическому развитию Средиземноморья («Голубой план»). Интегрирующее планирование охватывало ряд специальных программ деятельности:

- 1) разработка и внедрение технологий, приемлемых с точки зрения экономики, экологии и здоровья человека в таких областях, как безопасное размещение и утилизация бытовых и промышленных отходов, восстановление нарушенных экосистем, защита и стабилизация почв, рациональное использование и рециркуляция пресных вод и т. д.;

2) изучение затрат, а также экологических и социальных преимуществ, возникающих при учете экологического фактора в проектах развития;

3) анализ последствий развития экономики, промышленности и туризма для состояния окружающей среды региона с учетом национального суверенитета и особенностей экономической политики каждой страны;

4) изучение и разработка системы профессиональной подготовки на всех уровнях.

Для проведения организационных мероприятий и финансирования проектов в 1979 г. прибрежными государствами создан целевой фонд, управление которым доверено ЮНЕП.

Средиземноморский план действий уникален как по охвату объектов деятельности, так и по кругу участников и исполнителей.

2.4. Восточно-тропические районы Атлантического океана

Общие черты гидрохимического режима. В восточно-тропических районах Атлантического океана гидрохимический режим вод формируется прежде всего под воздействием крупномасштабной циркуляции поверхностных и промежуточных водных масс. Северный и южный субтропические антициклонические круговороты, Северное и Южное Пассатные течения, а также Межпассатное противотечение служат причиной возникновения сложной системы окраинных и прибрежных течений, вергенция которых создает зоны мощных апвеллингов вдоль побережья Африки.

При отклонении от берега потока Канарского течения и встречных ему вод течения Зеленого Мыса возникает прибрежный Канарский апвеллинг, усиливаемый подъемом вод в восточном северо-тропическом циклоническом круговороте. Южнее экватора из последовательности: Межпассатное противотечение — Гвинейское и Ангольское течения, после отклонения от материка вод Ангольского течения и приходящего с юга Бенгельского течения также рождаются прибрежный Бенгельско-Ангольский апвеллинг и восточный южно-тропический циклонический круговорот.

Основные макроциркуляционные системы сохраняются в течение всего года. Сезонная изменчивость циркуляции вод выражается сравнительно небольшим смещением систем в меридиональном направлении и усилением интенсивности циркуляции зимой за счет увеличения температурных контрастов между низкими и высокими широтами.

Макроциркуляционные системы формируются в процессе взаимодействия океана с атмосферой и наибольшее развитие получают в поверхностном слое толщиной до 200 м. Преобладание зональной циркуляции прослеживается главным образом до ядра промежуточных вод на глубинах от 300—400 до 800—1000 м, ниже все более усиливается меридиональная составляющая пере-

носа вод. Отсюда следует, что экстремальные значения гидрохимических характеристик, появляющиеся в водах прибрежных апвеллингов на шельфах, должны распространяться от материка на запад, нивелируясь по мере перемешивания подповерхностных и промежуточных вод с окружающими водными массами. Этому положению соответствует распределение солёности воды на поверхности океана для зимнего и летнего сезонов (рис. 2.32). Бенгельское течение несет вдоль берегов южной Африки воду с соле-

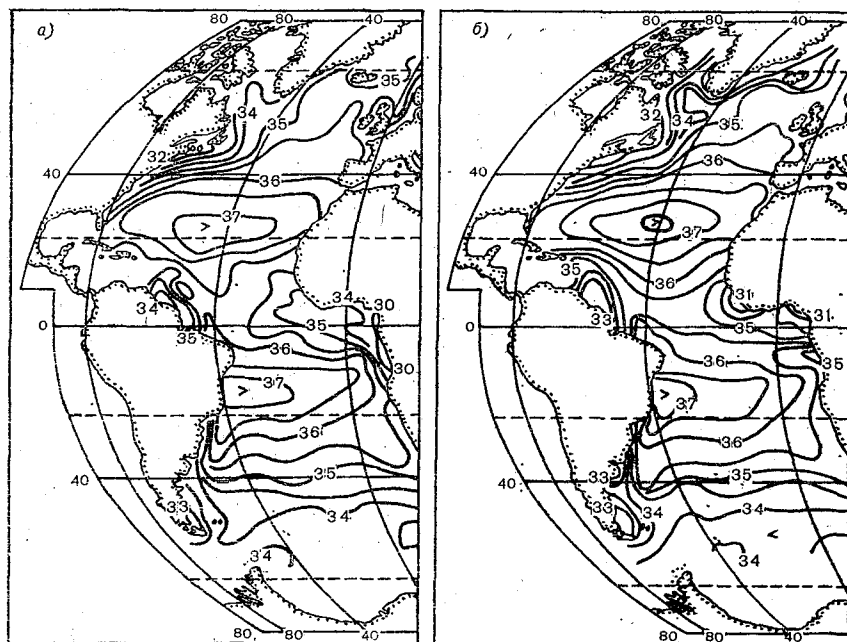


Рис. 2.32. Солёность воды (‰) на поверхности океана зимой (а) и летом (б).

ностью менее 35,5 ‰ из умеренных южных широт, а в экваториальном районе солёность становится ниже 30 ‰ по направлению к берегу, где велико влияние речного стока и атмосферных осадков.

Канарский и Бенгельский апвеллинги служат для подповерхностного и промежуточного слоев очагами минимальных концентраций кислорода и максимальных концентраций CO_2 , фосфатов, нитратов и других биогенных веществ. Выход насыщенных биогенными веществами подповерхностных и промежуточных вод в эвфотическую зону по материковому склону и шельфу обеспечивает исключительно высокий уровень первичной продукции и других видов биологической продукции. Опускаясь из эвфотической зоны в подстилающие слои воды и донные отложения, отмершее органическое вещество в процессе окисления и минерализа-

ции обостряет дефицит растворенного кислорода и увеличивает запас биогенных веществ в воде.

Распределение растворенного кислорода в поверхностной воде океана (рис. 2.33) имеет в основном зональный характер с нарушениями зональности в приафриканских районах, где содержание O_2 увеличивается за счет мощного фотосинтеза и действия холодных течений. В воде продуктивных районов содержание кислорода может достигать 110—120 % насыщения. В подповерхностном и промежуточном слоях (горизонты 200 и 500 м) между северным и южным тропиками от западно-африканских берегов два языка вод с минимальными концентрациями кислорода — северный и южный — распространяются на запад под воздействием пассатных и экваториальных течений. Глубина ядра основного минимума кислорода увеличивается в этом же направлении. О большой напряженности процессов продукции и деструкции органического вещества в апвеллингах свидетельствуют высокие значения годового биохимического потребления кислорода, составляющие, по В. Н. Иваненкову (1979), до 23,1 мг/л в слое 0—100 м и до 1,7 мг/л в слое 100—200 м.

Аналогичные языки вод с повышенными концентрациями от районов апвеллингов наблюдаются и в распределении биогенных веществ — нитратов и фосфатов (рис. 2.34, 2.35). На поверхности океана содержание биогенных веществ минимально и при интенсивном фотосинтезе достигает аналитического нуля. Ниже слоя фотосинтеза начинается зона аккумуляции биогенных веществ. Их накопление будет соответствовать дефициту кислорода, поскольку при новообразовании и минерализации органического комплекса O_2 , CO_2 и биогенные элементы связаны между собой стехиометрическими соотношениями. С удалением от берегов глубина расположения промежуточных максимумов биогенных элементов также увеличивается, однако отличается от глубины ядра минимума кислорода. Если в тропической пелагиали глубина ядра минимума кислорода не превышает 400 м, то максимум фосфатов располагается на глубинах 600—800 м, а максимум нитратов — около 800 м.

Распределение концентраций CO_2 и показателя состояния карбонатной системы рН (рис. 2.36) находится в полном соответствии с распределением растворенного кислорода, поскольку расход кислорода на окисление органического вещества сопряжен с выделением эквивалентного количества CO_2 и понижением рН.

Район, прилежащий к северо-западной Африке. Океанографические наблюдения в районах, примыкающих к побережью северо-западной Африки в полосе от 30 до 12° с. ш., свидетельствуют о наличии здесь интенсивных восходящих движений вод. Вынос питательных солей в эвфотическую зону приводит к бурному развитию фито- и зоопланктона, обеспечивая размножение и нагул промысловых видов рыб. Однако области повышенной биологической продуктивности располагаются не непрерывно вдоль

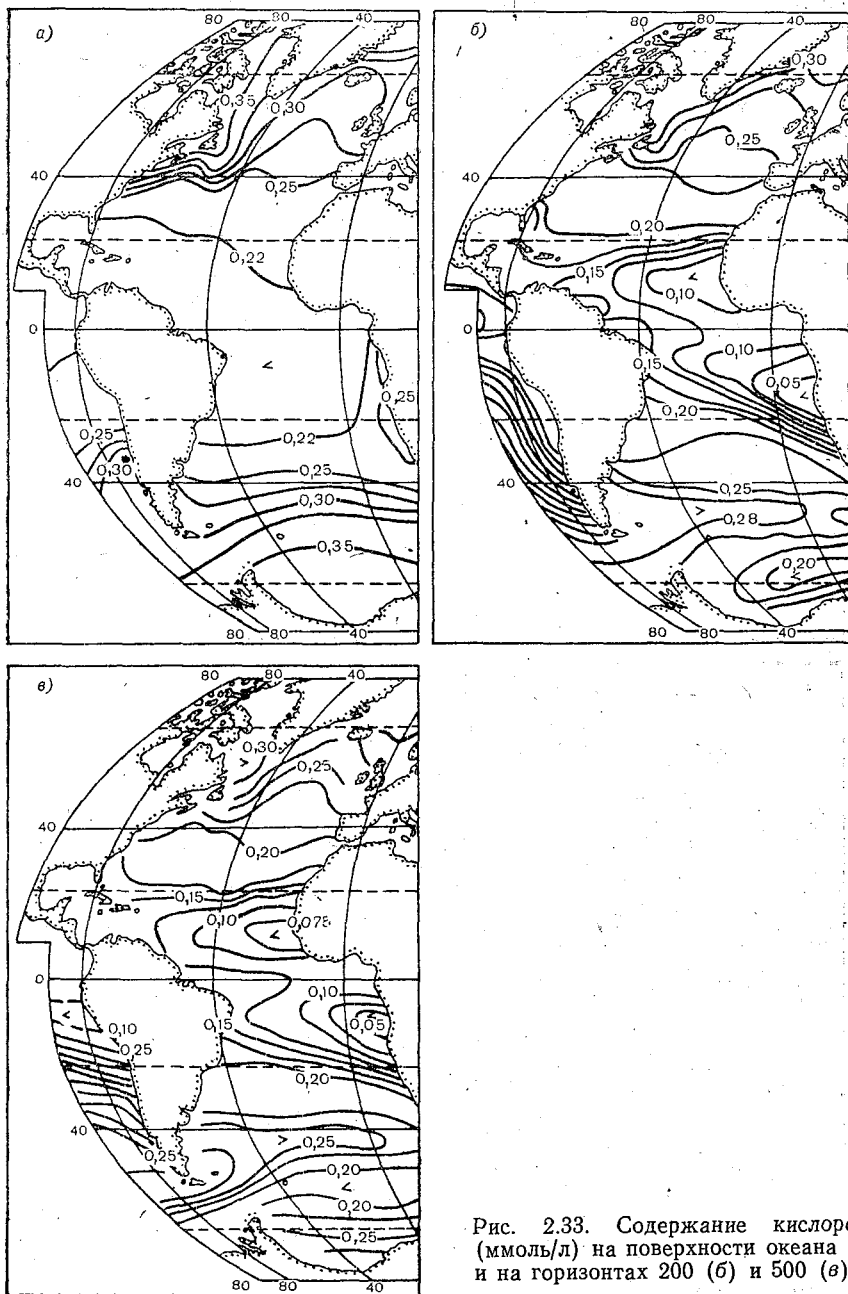


Рис. 2.33. Содержание кислорода (ммоль/л) на поверхности океана (а) и на горизонтах 200 (б) и 500 (в) м.

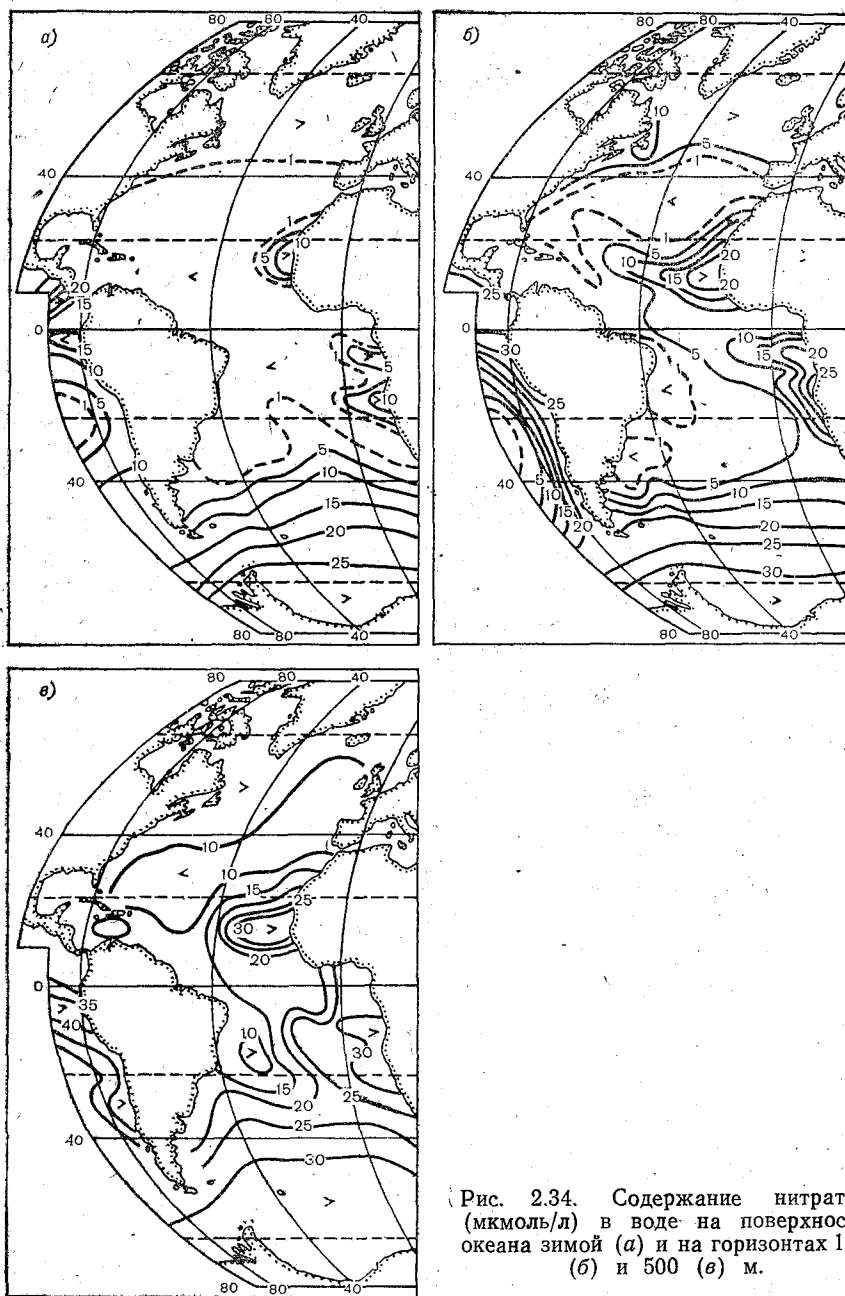


Рис. 2.34. Содержание нитратов ($\mu\text{моль/л}$) в воде на поверхности океана зимой (а) и на горизонтах 100 (б) и 500 (в) м.

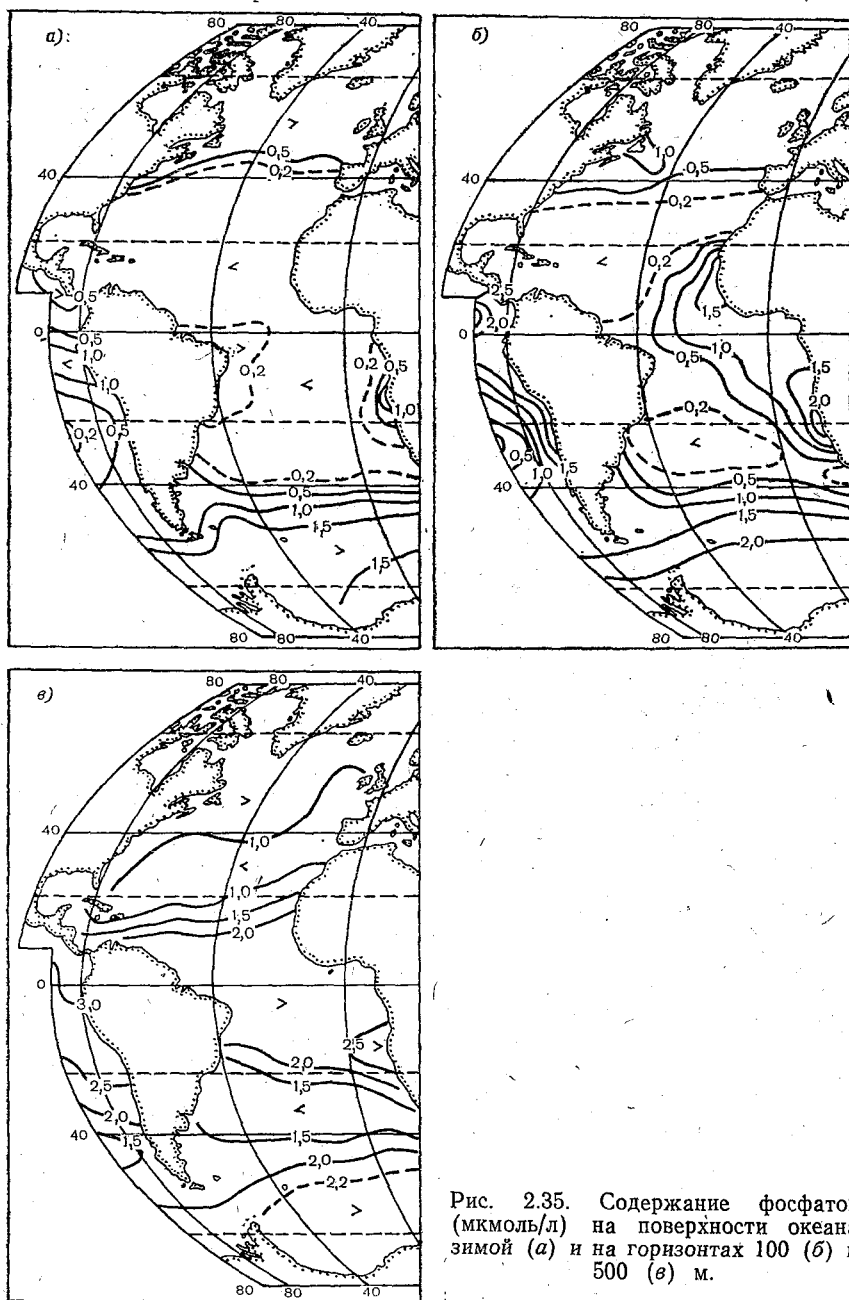


Рис. 2.35. Содержание фосфатов ($\mu\text{моль/л}$) на поверхности океана зимой (а) и на горизонтах 100 (б) и 500 (в) м.

побережья, а локализованы в виде больших отдельных пятен, формирование которых зависит прежде всего от структуры полей приземного ветра и поверхностных течений.

Поздней зимой (февраль—март) апвеллинг охватывает всю прибрежную полосу от 30 до 12° с. ш. (рис. 2.37). Южнее располагается тропическая фронтальная зона, отделяющая теплую (более 21 °С) и низкосоленную (менее 35 ‰) тропическую при-

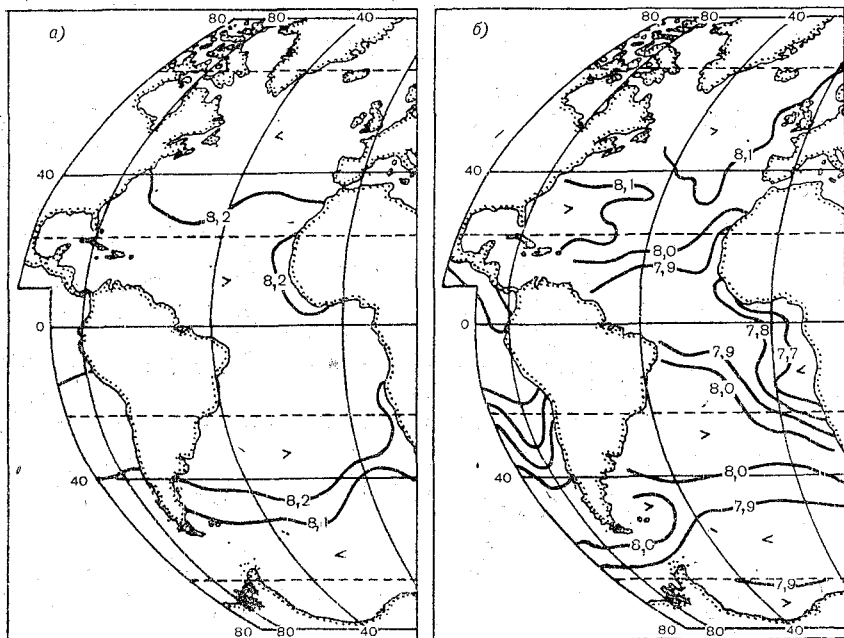


Рис. 2.36. Значения рН воды на поверхности океана зимой Северного полушария (а) и на горизонте 500 м (б).

брежную воду от холодной и более соленой воды апвеллинга. В это время можно наблюдать два хорошо выраженных ядра апвеллинга: северное м. Кап-Блан с температурой воды на поверхности ниже 15 °С и южнее с температурой около 16 °С. Эти различия связаны с выходом на шельф двух разнородных подповерхностных водных масс. Северное м. Кап-Блан апвеллинг создается подъемом североатлантической центральной воды (36,1—36,4 ‰) из слоя 200—300 м, в южной части прибрежной полосы по шельфу поднимается южно-атлантическая центральная вода (35,6—35,9 ‰) из слоя 100—200 м. Поэтому северное ядро апвеллинга выглядит более мощным.

Летом (август) тропический фронт перемещается к северу до 20—21° с. ш. (рис. 2.37 б). В южной половине района апвел-

линг практически отсутствует, а в северной по-прежнему сохраняется.

Определенный интерес представляет количественная оценка интенсивности прибрежного апвеллинга, выполненная А. Д. Киричеком и В. И. Сухоруком (1975) на основе осенних (октябрь—

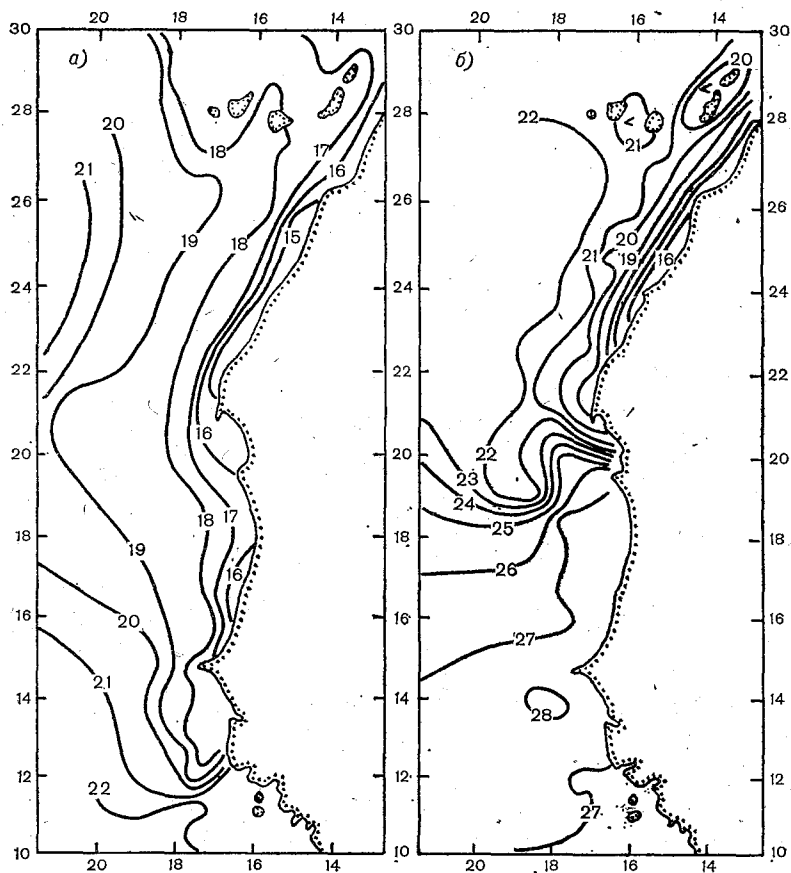


Рис. 2.37. Температура воды (°C) на поверхности океана в феврале—марте (а) и августе (б) 1973 г., по Миттельштадту (1983).

ноябрь) гидрометеорологических наблюдений и модели Экмана—Свердрупса. Сущность модели сводится к следующему. При наличии ветрового потока вдоль западного побережья материка к экватору возникает перенос вод, направленный перпендикулярно берегу в океан и численно равный

$$M_x = \tau_y / f,$$

где M_x — зональный экмановский перенос; τ_y — меридиональный

компонент тангенциального напряжения ветра; f — параметр Кориолиса.

В стационарных условиях этот перенос должен компенсироваться восходящими движениями воды со средней скоростью W_h :

$$W_h = M_x/L,$$

где L — ширина зоны прибрежного апвеллинга.

Ширина зоны, охваченной апвеллингом, приближенно измеряется расстоянием между береговой чертой и областью, где горизонтальные градиенты температуры воды имеют максимальные значения.

Если известны скорости прибрежного апвеллинга и вертикальные градиенты концентраций биогенных веществ в пределах слоя трения, то можно рассчитать вынос K биогенов к поверхности:

$$K = W_h(P_D - P_0),$$

где P_D — концентрация фосфатов на нижней границе слоя трения; P_0 — у поверхности океана.

Прибрежный район северо-западной Африки находится под влиянием пассатных ветров, имеющих сложную пространственную структуру. Северная и южная части района мадоветренны, а у мысов Кап-Блан, Нуакшот и Зеленый на расстоянии 40—60 миль от берега под краем материковой отмели наблюдаются экстремальные значения средней скорости ветра до 10 м/с. Соответственно в этих местах хорошо выражен прибрежный подъем вод с наибольшими скоростями между мысами Кап-Блан и Зеленый (табл. 2.15). Здесь в слое 0—200 м и обнаруживаются повышенные концентрации фосфатов (рис. 2.38 и 2.39), более 1,5 и 2,0 мкмоль/л, и пониженные, менее 2,0‰ по объему, содержания растворенного кислорода (рис. 2.38).

Таблица 2.15

Оценка скорости прибрежного апвеллинга и выноса фосфатов в поверхностный слой, по расчетам А. Д. Киричека и В. И. Сухорука (1975)

Пункт побережья	Скорость ветра, м/с	Ширина зоны апвеллинга, км	Скорость апвеллинга, 10^{-2} см/с	Градиент Р, мкмоль/л на 100 м	Вынос фосфатов, мкмоль/(м ² × сут)
Левен-Ход	0	—	0	0,6	0
м. Кап-Блан	10,0	50	1,1	0,6	60
Нуакшот	8,8	40	1,3	0,8	90
м. Зеленый	8,5	60	0,8	1,0	69
Кайо	4,1	100	0,1	1,7	14

Распределение фосфатов на горизонте 200 м сильно отличается от распределения в поверхностном слое. Изолинии фосфатов

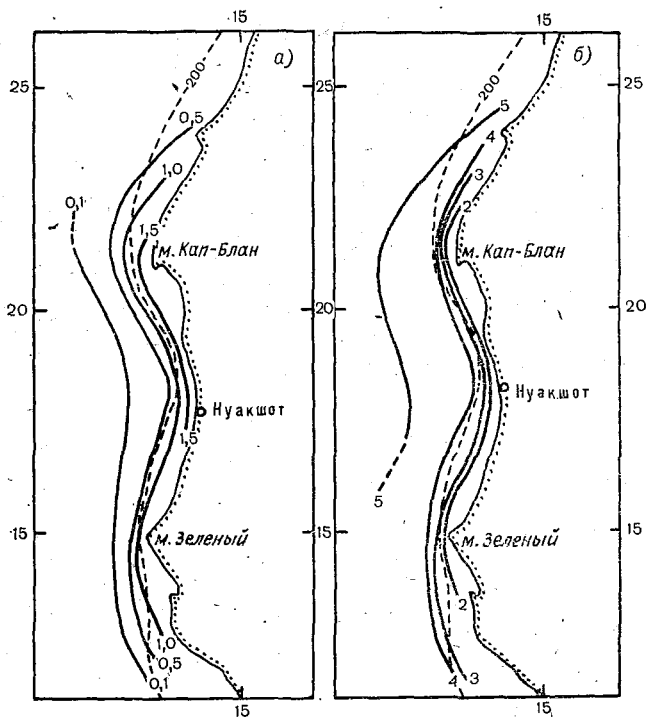


Рис. 2.38. Распределение фосфатов ($\mu\text{моль/л}$) (а) и растворенного кислорода (‰ по объему) (б) на горизонте 20 м, по А. Д. Киричеку и В. И. Сухоруку (1975).

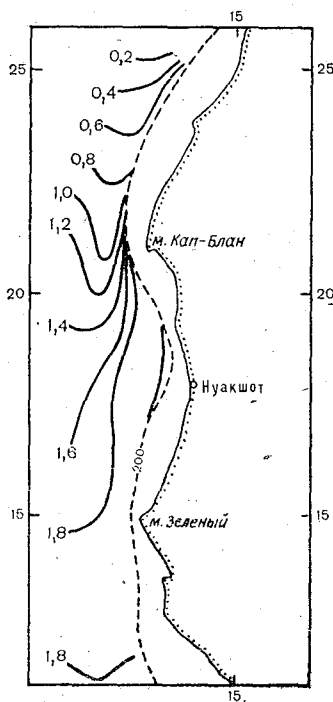


Рис. 2.39. Содержание фосфатов ($\mu\text{моль/л}$) в воде на горизонте 200 м, по А. Д. Киричеку и В. И. Сухоруку (1975).

в северной и южной частях района расположены зонально, а в центральной части принимают меридиональное направление, образуя сгущение вблизи м. Кап-Блан. Последнее свидетельствует о существовании на этой глубине прибрежного течения, направленного на север противоположно Канарскому течению. Южнее м. Зеленый по конфигурации изолиний 1,8 мкмоль/л можно указать на отток обогащенной фосфатами воды с края материковой отмели в западном направлении.

Гвинейский сектор восточной Атлантики. Гидрохимическая структура деятельного слоя вод Гвинейского сектора тропической Атлантики (11—8° с. ш.) формируется под влиянием крупномасштабной системы циркуляции, главными элементами которой являются Северное и Южное Пассатные течения, Канарское течение, Межпассатное противотечение. Интенсивностью взаимодействия Канарского течения и Межпассатного противотечения обусловлены образование Гвинейского фронта и его сезонная изменчивость.

Межпассатное противотечение (МПТ) и Канарское течение (КТ) имеют источником периферию северосубтропического антициклонического круговорота. Воды верхнего слоя круговорота содержат малые концентрации биогенных веществ, обеднены органическим веществом вследствие слабого развития фотосинтеза, поэтому продуцируемый кислород мало расходуется на окислительные процессы и накапливается в воде. Следовательно, в районах формирования воды двух течений очень мало различаются по гидрохимическим показателям.

По мере продвижения на восток и прогрева в Межпассатном противотечении уменьшается содержание кислорода, однако подповерхностный максимум O_2 сохраняется, поскольку основная часть первичной продукции в тропиках образуется именно в подповерхностном слое. Здесь же наблюдается максимум рН. Межпассатное противотечение не поддерживается адвективными источниками биогенных элементов, концентрации которых сохраняются близкими к нулю.

При интенсивном развитии Канарского течения его воды не успевают прогреваться, поэтому содержание кислорода в поверхностном слое (10 м) остается высоким, чему способствует и фотосинтез. Подповерхностный слой Канарского течения подпитывается холодными водами прибрежного апвеллинга, что приводит к накоплению биогенных веществ и уменьшению содержания кислорода и рН в подповерхностных водах.

Различие гидрохимических признаков вод Межпассатного противотечения и Канарского течения должно проявляться достаточно четко в зоне Гвинейского фронта.

Во время сухого сезона (январь—май) Канарское течение достигает наибольшего развития. Наблюдается зона высоких градиентов кислорода и фосфатов над изобатой 100 м, расположенной параллельно береговой черте. Содержание кислорода на поверхности увеличивается с запада на восток, а на горизонте

20 м, наоборот, уменьшается. Содержание фосфатов в слое 0—20 м нарастает в направлении к берегу. Подповерхностный максимум фосфатов и минимум кислорода восточнее фронтальной зоны имеют причиной подъем глубинных вод к поверхности между изобатами 30 и 50 м. В подповерхностном слое область повышенных концентраций биогенных элементов и пониженных концентраций кислорода отделена от прибрежных вод также фронтальной зоной, проходящей примерно по изобате 30 м. Градиенты концентраций здесь меньше, чем со стороны Межпассатного противотечения.

К началу сухого сезона (январь), когда Канарское течение еще не достигает максимального развития, оно проявляется в поверхностном слое только повышенным содержанием кислорода. Насыщенность вод двух основных течений биогенными веществами практически одинакова. В подповерхностном слое Канарское течение проявляется и по биогенным элементам.

Влажный сезон (июль—октябрь) отличается сильными атмосферными осадками и наибольшим объемом речного стока. Возникает значительное распреснение поверхностных вод всего района. В это время соленость на поверхности вплоть до 19° з. д. не превышает 34,9 ‰. Изогалина 33 ‰ проходит по 17° з. д. между 10° и 11° с. ш. и по 16° з. д. между 9° и 10° с. ш.

Распределение кислорода, фосфатов и кремния на поверхности довольно равномерно. Однако абсолютные значения концентраций отличаются от наблюдаемых в переходный период. Западнее изогалины 33 ‰ содержание кислорода составляет 4,55—4,75 ‰ (по объему), фосфатов — близко к аналитическому нулю, а кремния не превышает 1 мкмоль/л. Восточнее 33 ‰ содержание кислорода возрастает до 4,70—4,95 ‰ (по объему), концентрация фосфатов меняется в пределах 0,25—0,6 мкмоль/л, присутствие растворенного кремния постепенно возрастает к берегу от 1 до 4 мкмоль/л.

На горизонтах 20—50 м весь склон охвачен подъемом глубинных вод, что вызывает неоднородности в распределении гидрохимических характеристик. В районе Межпассатного противотечения наблюдается подповерхностный максимум кислорода и рН, соответствующий максимуму солености и минимуму CO_2 . Подъем глубинных вод по материковому склону обусловлен дивергенцией Межпассатного противотечения, круговоротами его струй и прибрежными вихрями с горизонтальной осью. Подъем вод во влажном сезоне более интенсивен, чем в переходное время (ноябрь—январь), но выражен слабее, чем в зимне-весенний период.

Переходному сезону (ноябрь—январь) свойственно монотонное с малыми горизонтальными градиентами распределение гидрохимических параметров в слое 0—20 м. Содержание кислорода на поверхности меняется в узком диапазоне 4,59—4,66 ‰ (102—104 ‰ насыщения). Концентрация фосфатов близка к аналитическому нулю, лишь восточнее изобаты 20 м она возрастает до

0,15—0,25 мкмоль/л, там же концентрация кремния увеличивается до 2,5—3,3 мкмоль/л. Распределение кислорода и биогенных веществ позволяет предположить присутствие в районе только вод

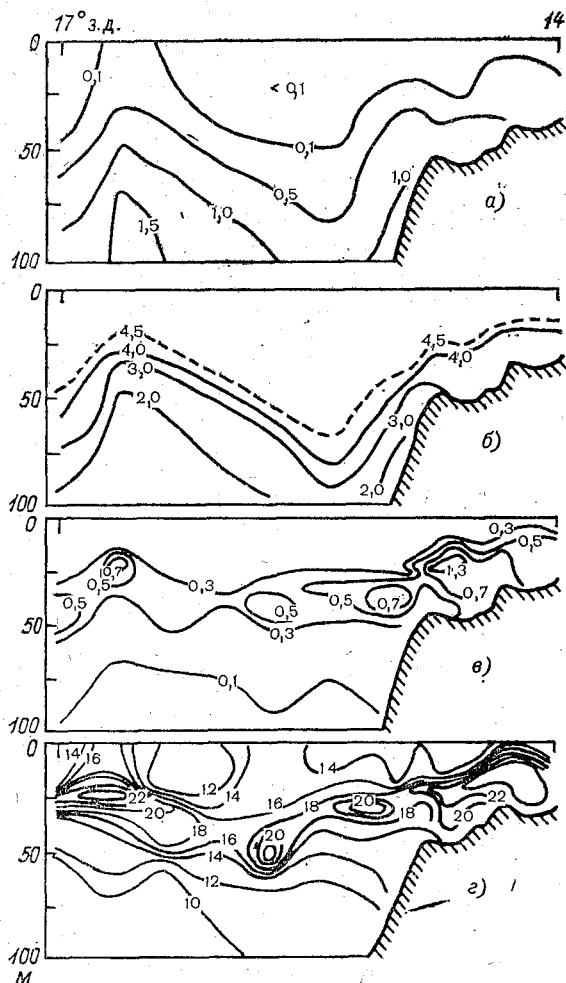


Рис. 2.40. Распределение фосфатов (мкмоль/л) (а) растворенного кислорода (‰ по объему), (б), хлорофилла (мкг/л) (в) и показателя ослабления света (усл. ед.) (г) в воде на разрезе по 9°30' с. ш. в переходном сезоне, по Г. Г. Неуймину и соавт. (1984).

Межпассатного противотечения. На горизонте 50 м обнаруживается чередование нескольких зон подъема и опускания. В центрах зон подъема содержание кислорода менее 2,5 ‰, а фосфатов 0,8—1,2 мкмоль/л.

В переходном сезоне прибрежный апвеллинг ослаблен, вследствие чего глубинные воды не выходят на поверхность, а поступают лишь в подповерхностные горизонты. Вертикальная структура вод имеет трехслойный характер: верхний перемешанный квазиоднородный слой, слой сезонного термоклина и глубинные воды. Распределение гидрохимических показателей на широтном разрезе (рис. 2.40) в полной мере соответствует вертикальной структуре водной толщи.

В верхнем перемешанном слое, образованном водами Межпасатного противотечения и трансформированными канарскими, распределение кислорода и фосфатов относительно однородно. Здесь высокое содержание кислорода и минимальное содержание фосфатов. В слое 20—40 м наблюдается подповерхностный максимум кислорода, связанный с развитием фотосинтеза. На этих же глубинах отмечается слой высоких концентраций хлорофилла. Нижней границей верхнего слоя является слой скачка физических и гидрохимических параметров на глубинах 30—50 м, где содержание кислорода резко уменьшается с глубиной до 1,75—2,0 ‰, а содержание фосфатов возрастает до 1,0—1,5 мкмоль/л за счет регенерации биогенных элементов и вертикальной циркуляции. На разрезе по 9°30' с. ш. хорошо видно чередование зон подъема и опускания вод. Резкое увеличение концентрации фосфатов в сочетании с достаточным уровнем освещенности создает благоприятные условия для развития фитопланктона, что приводит в слое 25—50 м к возникновению максимума (0,5—1,3 мкг/л) на вертикальном профиле распределения хлорофилла. Максимальные концентрации хлорофилла расположены несколько ниже верхней границы термоклина, заглубляясь в местах опускания вод и поднимаясь в зонах подъема. Структура поля хлорофилла хорошо коррелирует с картиной распределения суммарного взвешенного фосфора (рис. 2.41), откуда видно, что фитопланктон и продукты его распада составляют существенную долю взвешенного вещества. Высокие концентрации суммарного фосфора во взвеси обусловлены также поступлением его с водами материкового стока и взмучиванием донных отложений на шельфе. Сравнение распределения коэффициента ослабления света (рис. 2.40 г), концентрации хлорофилла и суммарного фосфора во взвеси показывает сходные закономерности в пространственном изменении этих элементов и свидетельствует о существовании единого механизма формирования их полей. Действительно, ядра повышенных концентраций хлорофилла и взвеси, как правило, прилегают к областям подъема вод, установленных по гидрологическим и гидрохимическим показателям. Появление ядра повышенной концентрации хлорофилла в центральной части разреза, где найдено опускание вод, может быть объяснено на основе гипотезы о возникновении топогенного вихря с горизонтальной осью над краем материкового склона. Обогащенные биогенами глубинные воды прибрежного апвеллинга достигают на шельфе подповерхностных горизонтов, затем поворачивают в сторону открытого океана и,

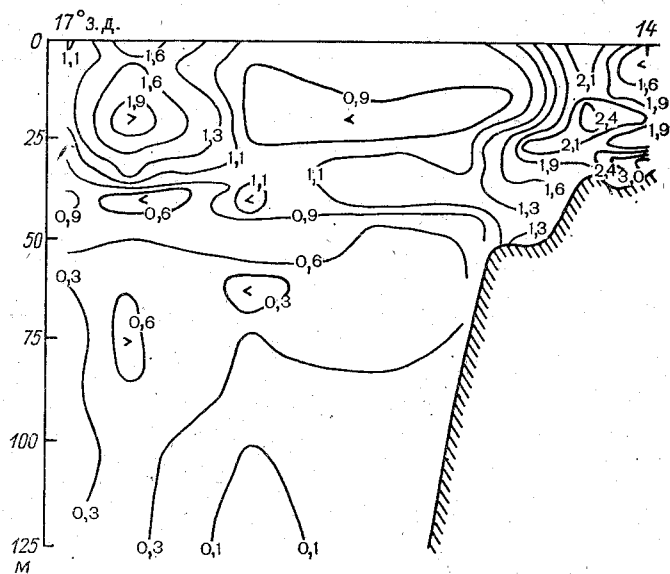


Рис. 2.41. Распределение общего фосфора взвеси (мкмоль/л) на разрезе по $9^{\circ}30'$ с. ш. в переходном сезоне, по Г. Г. Неумину и соавт. (1984).

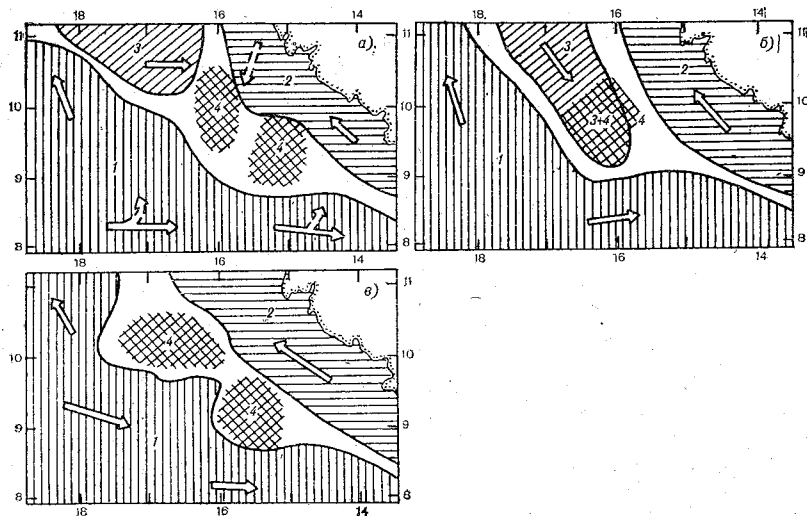


Рис. 2.42. Гипотетическая схема расположения водных масс во время влажного (а), сухого (б) и переходного (в) сезонов, по А. А. Безбокову и соавт. (1985).

1 — Межпассатное противотечение; 2 — прибрежные воды; 3 — Канарское течение; 4 — подъем вод.

участвуя в вихревом движении, заглубляются. За время этого движения в них активно развивается фитопланктон, который и образует ядро максимума хлорофилла в центральной части разреза. По распределению суммарного фосфора (рис. 2.41) можно видеть, что обогащенные взвесью воды стекают с порога шельфа и распространяются в сторону открытого океана между горизонтами 30 и 40 м, образуя слой максимума хлорофилла и пониженной прозрачности вод.

Гидрохимическая индексация вод Гвинейского сектора Атлантики позволяет обобщить сведения о гидрохимическом режиме водных масс в зависимости от их происхождения. Примерная схема движения водных масс поверхностного слоя показана на рис. 2.42. Подъем глубинных вод по склону (прибрежный апвеллинг) развит постоянно в течение всего года и наиболее интенсивно, с выходом к поверхности, с января по май, когда в Гвинейском секторе распространяется Канарское течение. В это время возрастает динамическая активность вихрей с горизонтальной осью, а также усиливается система вихревых образований с вертикальной осью, возникающих при усилении северо-восточного пассата, взаимодействии Канарского течения, Межпассатного противотечения и прибрежных вод.

Во влажном сезоне апвеллинг развит слабее и не достигает поверхности, поскольку возникновение вихрей с горизонтальной осью связано с мощным речным стоком, а северо-восточный пассат ослаблен.

В переходном сезоне речной сток резко уменьшается. Северо-восточный пассат еще ослаблен. Канарское течение не достигает района Гвиней. В результате апвеллинг слаб.

Действие перечисленных факторов приводит к заметной изменчивости значений гидрохимических показателей поверхностных вод в течение года (табл. 2.16). Толщина поверхностного слоя уменьшается от океанической области (40—50 м) к шельфу (5—15 м). Она максимальна осенью и вдвое уменьшается в зимне-весенний период.

У нижней границы поверхностной структурной зоны наблюдается промежуточный минимум кислорода, хорошо заметный на всех глубоководных станциях. Он формируется на глубинах 100—300 м при взаимодействии центральных южно-атлантической и североатлантической промежуточных водных масс. Кроме того, он пополняется движением вод из зон апвеллинга в сторону океана. Глубина залегания и мощность слоя минимума кислорода меняются от сезона к сезону, но средняя концентрация кислорода в нем практически постоянна (табл. 2.17).

Глубже ядра промежуточного минимума содержание кислорода несколько повышается (на 0,1—0,3 ‰), затем постепенно уменьшается до 0,1—1,1 ‰ в ядре основного слоя минимума кислорода на глубине около 400 м. Толщина этого слоя достигает 500 м, а насыщенность воды кислородом в нем не превышает 25 %.

Таблица 2.16

**Гидрохимическая индексация поверхностных вод Гвинейского сектора,
по А. А. Безбородову и соавт. (1985)**

Сезон	Тип вод	Гори- зонт, м	O ₂ ‰ по объему	Фосфаты, мкмоль/л	Кремний, мкмоль/л
Влажный (сентябрь— октябрь)	Межпассатное противотечение	0	4,6—4,7	0,0—0,1	0,8—1,0
		20	4,7—4,9	0,0—0,1	0,8—1,0
		50	3,7—4,3	0,1—0,2	2,0—4,0
	Прибрежные	0	4,7—4,9	0,2—0,4	2,0—3,0
		20	4,0—4,5	0,3—0,5	3,0—5,0
	Апвеллинг	0	4,7—4,8	0,1—0,2	1,5—2,5
		20	3,0—4,0	0,4—0,6	4,0—6,0
		50	1,7—2,3	0,8—1,2	6,0—8,0
Сухой (январь)	Межпассатное противотечение	0	4,6—4,7	0,0—0,1	0,6—1,3
		20	4,7—4,8	0,0—0,1	0,8—1,5
	Канарское тече- ние	0	5,0—5,3	0,1—0,3	0,9—1,6
		20	4,5—4,6	0,3—0,5	2,5—3,5
	Прибрежные	0	4,5—4,7	0,2—0,4	2,5—4,5
		20	4,2—4,6	0,3—0,5	2,0—3,0
	Апвеллинг	0	4,8—4,9	0,3—0,5	1,4—1,7
		20	2,5—3,5	0,8—1,1	2,5—4,0
Переходный (ноябрь— декабрь)	Межпассатное противотечение	0	4,6—4,7	0,0—0,1	0,8—1,2
		20	4,7—4,9	0,0—0,1	0,8—1,2
		50	3,5—4,0	0,2—0,4	2,5—3,5
	Прибрежные	0	4,6—4,7	0,1—0,2	1,2—2,2
		20	4,0—4,4	0,1—0,3	1,8—3,5
	Апвеллинг	0	4,6—4,7	0,0—0,1	0,8—1,2
		20	4,3—4,5	0,2—0,3	1,0—1,4
		50	2,0—3,0	0,8—1,2	3,6—5,1
Сухой (март—май)	Межпассатное противотечение	0	4,6—4,8	0,0—0,1	0,5—1,0
		20	4,7—4,9	0,0—0,1	0,5—1,0
	Канарское тече- ние	0	5,0—5,3	0,4—0,5	1,5—3,0
		20	2,5—3,5	0,8—1,2	3,0—5,5
	Прибрежные	0	4,5—4,7	0,2—0,3	1,5—2,5
		20	3,7—3,9	0,3—0,5	2,0—3,5
	Апвеллинг	0	4,9—5,0	0,4—0,5	2,5—4,5
		20	3,0—3,5	0,6—0,9	4,0—6,5

Таблица 2.17

**Средние характеристики ядра промежуточного минимума кислорода
в различные сезоны года, по А. А. Безбородову и соавт. (1985)**

Сезон	Содержание O ₂ (‰ по объему) в ядре минимума	Глубина залегания, м
Осень (ноябрь)	1,68—1,71	120—133
Зима (январь)	1,71—1,75	91—108
Весна (апрель)	1,68—1,71	80—84

Положение основного минимума кислорода не совпадает с максимумом фосфатов, который наблюдается на глубине 800 м. Данное различие объясняется высоким содержанием фосфатов в субантарктических промежуточных водах, пополняемым фосфатами местного окислительного происхождения.

Глубже 800 м содержание кислорода в воде ускоренно возрастает, достигая 3,0—5,0‰ на горизонтах 1000—1200 м и 5,0‰ на горизонте 1500 м. Одновременно резко уменьшается концентрация фосфатов до 1,8 мкмоль/л на глубине 1500 м. Эти изменения связаны с переходом от субантарктических вод к глубинным североатлантическим на границе около 1200 м.

Отмеченные особенности вертикальной структуры кислорода и фосфатов дают основу для гидрохимической индексации водных масс, присутствующих в океанической части Гвинейского сектора Атлантики (табл. 2.18).

Таблица 2.18

Гидрохимическая индексация водных масс океанической части Гвинейского сектора, по А. А. Безбородову и соавт. (1985)

Водная масса	Температура, °C	O ₂ ‰ по объему	Фосфаты, мкмоль/л	Глубина залегания ядра слоя, м	Положение границ, м
Центральная южно-атлантическая	11,0—12,0	1,7—2,0	1,4—1,7	200	100—550
Центральная североатлантическая	10,0—11,0	1,0—1,3	1,9—2,2	350	250—450
Промежуточная субантарктическая	5,6—6,0	1,6—2,0	2,4—2,6	800	550—1200
Глубинная североатлантическая	3,8	4,8	1,8	—	1200 и глубже

Приафриканский тропический район. В пределах 200-мильной прибрежной полосы данный район условно делится на три зоны: 1) небольшие области близ устьев рек Конго и Нигер с речным выносом биогенных элементов и интенсивным развитием планктона; 2) юго-западное побережье Африки, где сгонный эффект пассатных ветров выражается в подъеме глубинных вод. Значительная часть питательных солей, не вовлеченных в продукционные процессы на месте, уносится Бенгельским течением, способствуя развитию планктона; 3) экваториальная область, где в результате поперечной циркуляции зональных течений почти постоянно наблюдается океанический апвеллинг. Область океанического апвеллинга обширна, хотя и не имеет резко очерченных границ.

Район юго-восточной Атлантики к югу от 17° ю. ш. представляет собой область формирования устойчивого во все сезоны подъема глубинных вод и выхода их на шельф. К северу от 17° ю. ш. до зал. Биафра в интенсивности апвеллинга наблюдается сезонная изменчивость. Изучение особенностей термохалинной структуры вод (О. И. Мамаев, 1970) позволило наметить северную океаноло-

гическую границу юго-восточной Атлантики между 1 и 2° ю. ш. Залив Биафра рассматривается как восточная часть Гвинейского залива.

Для юго-восточной Атлантики характерны два основных гидрологических сезона: холодный (июль—сентябрь), сопровождающийся увеличением солености и содержания биогенных веществ в воде, и теплый (октябрь—июнь), сопровождающийся их понижением.

Теплый сезон. В январе—апреле наблюдается ослабление вертикальной циркуляции, интенсивный прогрев верхних слоев, сильное развитие слоя скачка плотности и слабое снабжение эвфотической зоны биогенными веществами. Биомасса флоры и фауны мала. В теплый сезон холодные воды апвеллинга отсутствуют на большей части шельфа, но сохраняются почти вдоль всего склона Африканского побережья.

На распределение океанологических характеристик влияет Южное экваториальное противотечение (вдоль 5° ю. ш.), которое является северной составляющей максимально развитого тропического обращения вод (Ангольский купол). За счет этого интенсивное развитие Ангольского течения на юг и опускание вод на шельфе становятся доминирующими факторами. Слабое развитие получает прибрежная ветвь холодного Бенгельского течения на север, а градиентная зона между Ангольским и Бенгельским течениями смещается к югу до устья р. Кунене на границе Анголы.

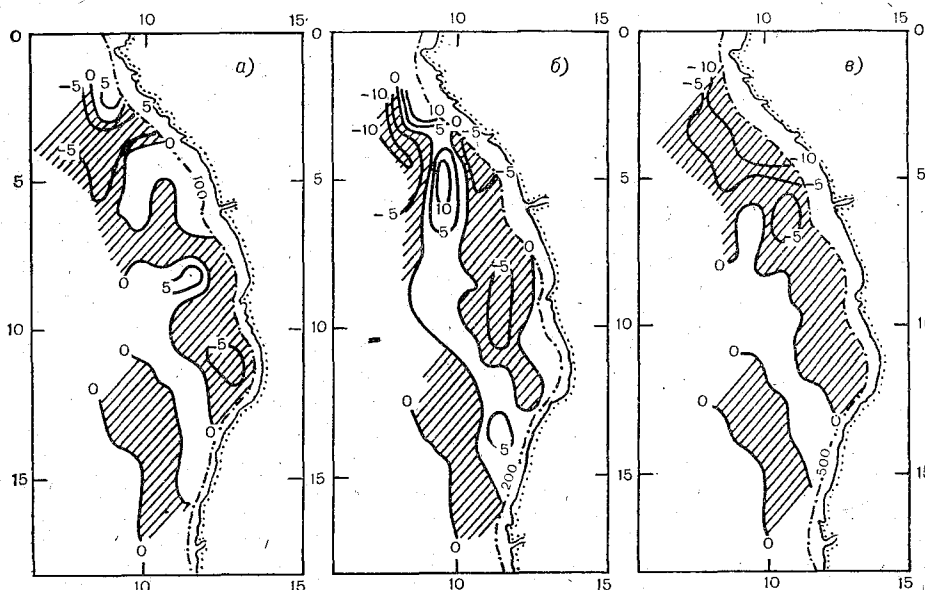


Рис. 2.43. Скорости вертикальных движений вод на горизонтах 100 м (10^{-3} см/с) (а), 200 м (10^{-3} см/с) (б) и 500 м (10^{-2} см/с) (в), по Д. Н. Северову и А. С. Поддубному (1982).

Таким образом, в летний период океанологические условия не благоприятствуют образованию зон повышенной биологической продуктивности. Приток глубинных вод к поверхностному слою возможен лишь в отдельных участках шельфа и материкового склона.

На рис. 2.43 представлены результаты расчета вертикальной составляющей скоростей градиентных течений на горизонтах 100,

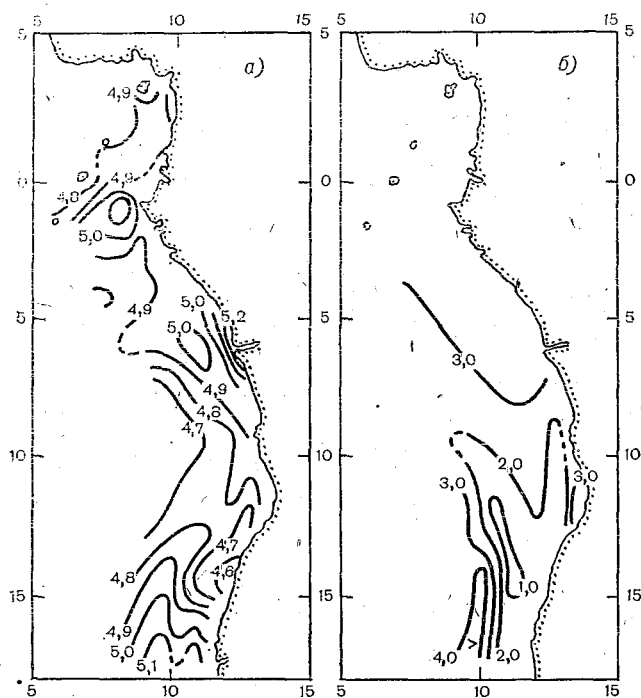


Рис. 2.44. Содержание кислорода (‰ по объему) в воде на поверхности океана (а) и на горизонте 50 м (б), по С. С. Владимирскому (1982).

200 и 500 м, выполненного по методу Хидака (1972). На горизонте 500 м вдоль всего материкового склона, исключая участок 13—15° ю. ш., выделяется сплошная зона подъема глубинных вод. Высокие скорости подъема свидетельствуют о том, что апвеллинг сохраняется во все сезоны года. На горизонте 200 м заметно уменьшение скоростей и площадей восходящих движений. С приближением к нижней границе эвфотического слоя (100 м) порядок вертикальных скоростей сохраняется, но зона подъема вод разбивается на отдельные участки (2—3 и 7—12° ю. ш.).

Содержание кислорода в поверхностной воде океана меняется от 4,6 до 5,2 ‰ по объему (100—110 % насыщения), но с приближением к горизонту 50 м резко уменьшается (рис. 2.44). Толщина слоя, перенасыщенного кислородом, во всем районе составляет

20—30 м. Минимальное содержание кислорода наблюдается в слое 200—500 м у экватора (менее 30 % насыщения) и от 100—150 до 500 м на разрезе вдоль 17° ю. ш. (менее 20 %), причем толщина слоя минимума кислорода увеличивается в южном направлении, а дефицит кислорода в нем растет (рис. 2.45).

Содержание фосфатов в поверхностной воде близко к аналитическому нулю, за исключением прибрежного и мористого участков южнее 10° ю. ш. (до 0,5 и более 0,1 мкмоль/л соответственно), где

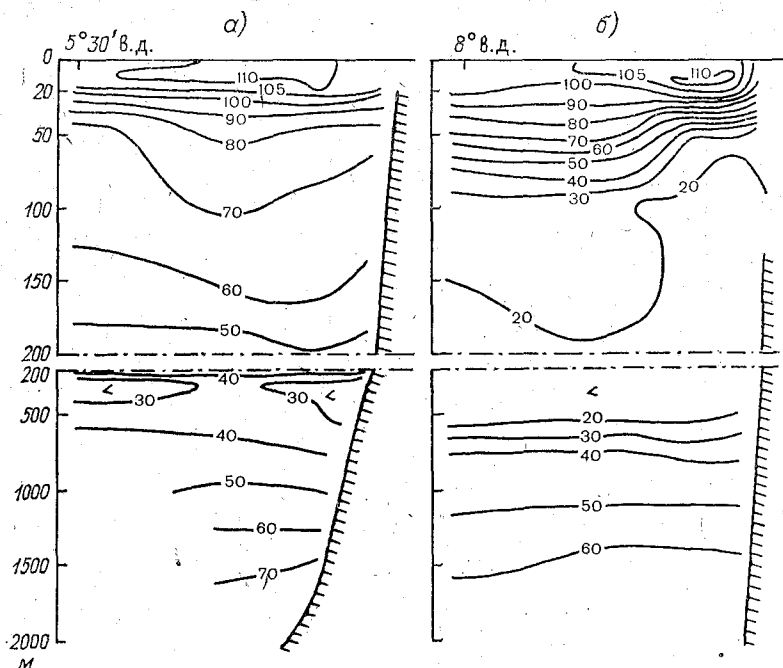


Рис. 2.45. Состояние насыщения воды кислородом (%) на разрезах вдоль 1° ю. ш. (а) и 17° ю. ш. (б), по С. С. Владимирскому (1982).

отмечены подъемы глубинных вод. На глубинах 50 и 100 м концентрации фосфатов резко возрастают до 0,5—0,75 и 1,25—1,5 мкмоль/л. С приближением к слою 800—1000 м, несколько ниже расположения минимума O_2 , они достигают максимальных значений (более 2,0—2,5 мкмоль/л). Увеличение концентраций фосфатов с глубиной имеет плавный характер на севере района и резкий — в южной части (рис. 2.46). С дальнейшим увеличением глубины содержание фосфатов уменьшается до 1,25—1,75 мкмоль/л. Во всей толще вод отмечается общая тенденция нарастания концентраций фосфатов с севера на юг.

Максимальные концентрации растворенного кремния в поверхностном слое относятся к районам наибольшего распреснения вод: севернее экватора (более 25 мкмоль/л) и близ устья р. Конго (до

85 мкмоль/л). В зоне действия Бенгельского течения содержание кремния становится очень малым (до 3 мкмоль/л) вследствие массового развития диатомовых водорослей (рис. 2.47 а). Ниже слоя влияния материкового стока содержание кремния в воде плавно нарастает до максимума около 1000 м (35—45 мкмоль/л).

Нитраты в поверхностном слое практически отсутствуют, за исключением районов, прилежащих к устьям рек. В толще вод обнаруживается подповерхностный максимум нитритов (0,1—

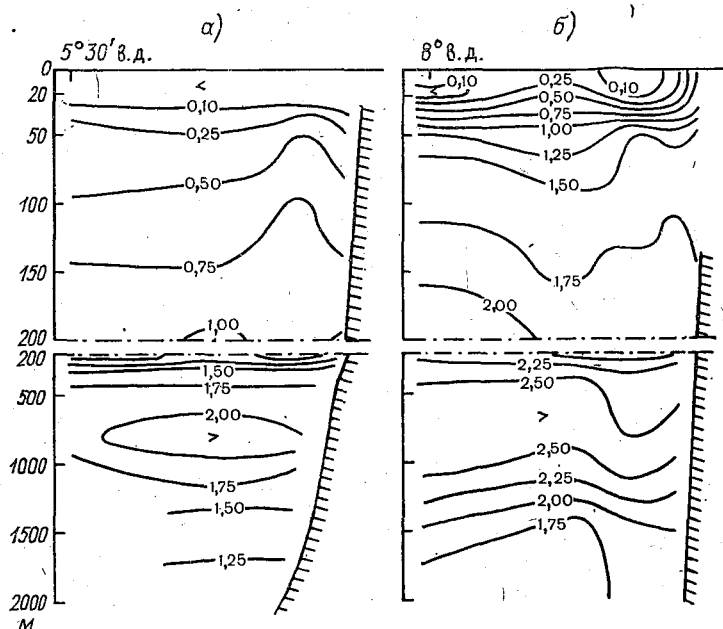
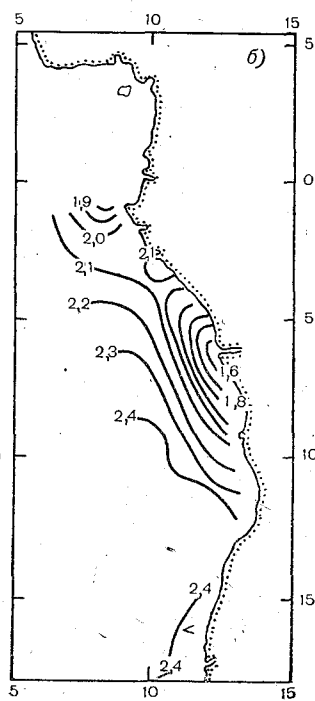
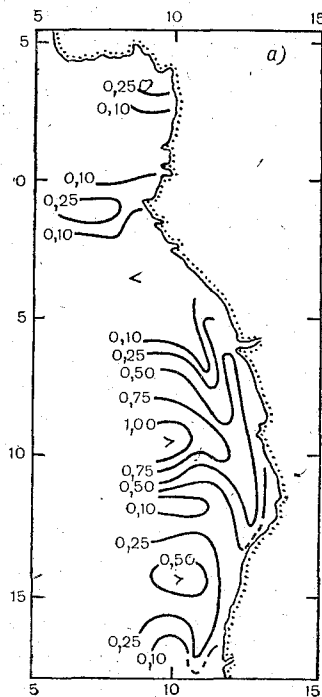
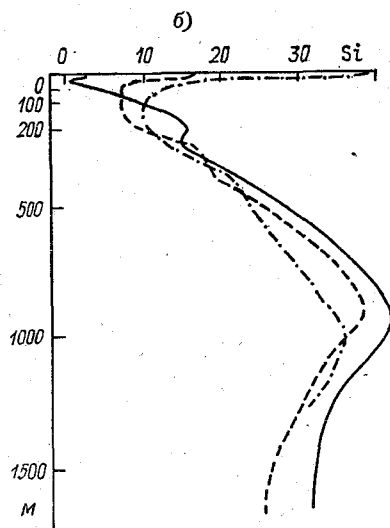
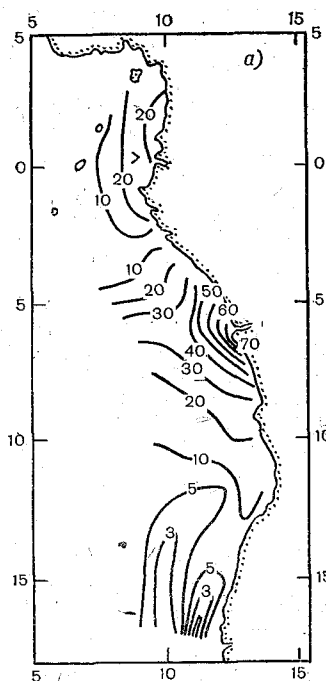


Рис. 2.46. Содержание фосфатов (мкмоль/л) в воде на разрезах вдоль 1° ю. ш. (а) и 17° ю. ш. (б), по С. С. Владимировскому (1982).

1,35 мкмоль/л) между горизонтами 20 и 70 м с тяготением к глубине 50 м (рис. 2.48 а) и глубинный максимум около 1000 м (до 0,46 мкмоль/л). Подповерхностный максимум наблюдается по всей акватории, а глубинный только в полосе 2—10° ю. ш. Неоднородность распределения нитритов объясняется различной интенсивностью создания и распада органического вещества в поверхностном слое по акватории океана.

Значения рН выше 8,20 севернее 4° ю. ш., в узкой полосе прибрежных вод до 12° ю. ш. и на юге в Бенгельском течении. В поверхностной воде остальной части акватории значения рН распределяются равномерно в пределах 8,15—8,20. Слой минимума кислорода характеризуется значениями 7,8—7,9 на севере района и 7,70—7,75 на юге.



Распределение общей щелочности (рис. 2.48) показывает явно выраженное присутствие вод речного стока. Щелочность возрастает от 1,54 близ устья р. Конго до типично океанических значений 2,40 на расстоянии 2,5° от береговой черты. Глубже поверхностного слоя 0—40 м колебания щелочности малы (2,35—2,40).

Холодный сезон. В период холодного сезона гидрохимические исследования были выполнены вдоль побережья Анголы. Зимой (июль—август) усиливается Бенгельское течение, под влиянием которого находится весь приангольский район. Температура воды понижается на 7—9 °С по сравнению с теплым сезоном.

Подъем воды прослеживается к югу от 7° ю. ш., но зона апвеллинга неоднородна из-за прерывистой структуры течений: между 16 и 17° ю. ш. — подъем; между 14 и 16° ю. ш. — опускание, севернее 13° ю. ш. — вновь подъем вод. Распределение акватории сильно уменьшилось за счет значительного ослабления стока р. Конго и прижатости пресных вод к берегу севернее устья.

Заметно меняется и распределение гидрохимических элементов. В водах прибрежного Ангольского течения интенсивно развивается фитопланктон, вследствие чего повышается содержание растворенного кислорода (рис. 2.49 а). При существенном понижении температуры появляются значительные площади вод, недонасыщенных кислородом (рис. 2.49 б). Толщина слоя кислородного минимума увеличивается, а обедненные кислородом воды располагаются ближе к поверхностному слою, чем летом.

Содержание фосфатов в поверхностном слое резко возрастает, причем по акватории максимальные значения концентраций находятся в прибрежной части на 17° ю. ш. (рис. 2.50 а). Из распределения средневзвешенных концентраций фосфатов в слое 0—50 м видно, что в холодный сезон поверхностный слой обеспечен фосфатами более чем в два раза больше по сравнению с теплым сезоном (рис. 2.51). Кардинально изменилось распределение растворенного кремния (рис. 2.50 б). Его концентрации уменьшились в северной половине района и увеличились в южной, где подходит Бенгельское течение. Зато в глубинных слоях, начиная с горизонта 50 м, содержание кремния возрастает повсеместно.

Значительно уменьшилось содержание нитритов в ангольских водах. Зимой они встречаются лишь на горизонте 75 м в южной части района (0,1—0,4 мкмоль/л).

Сопоставление гидрохимических показателей в ангольских водах для теплого и холодного сезонов дано в табл. 2.19.

Рис. 2.47. Распределение растворенного кремния (мкмоль/л) на поверхности океана (а) и по вертикали (б) в различных районах акватории, по С. С. Владимирскому (1982).

Рис. 2.48. Распределение концентраций нитритов (мкмоль/л) (а) на горизонте 50 м и общей щелочности (ммоль/л по НСl) (б) на поверхности океана, по С. С. Владимирскому (1982).

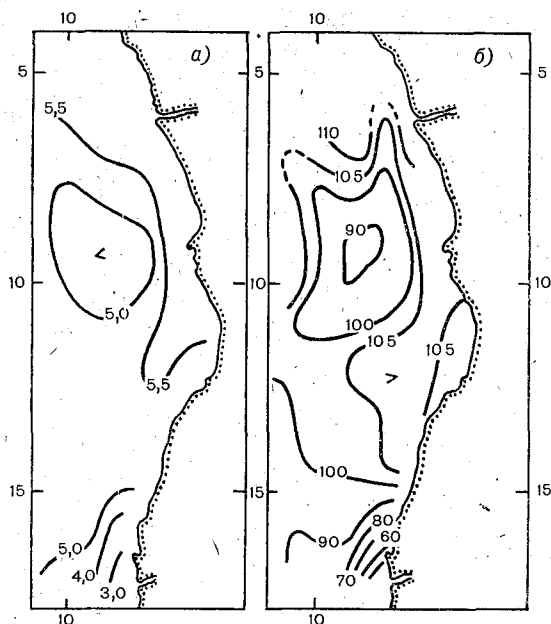


Рис. 2.49. Содержание кислорода в воде на поверхности океана (‰ по объему — а, % насыщения — б), по С. С. Владимирскому (1982).

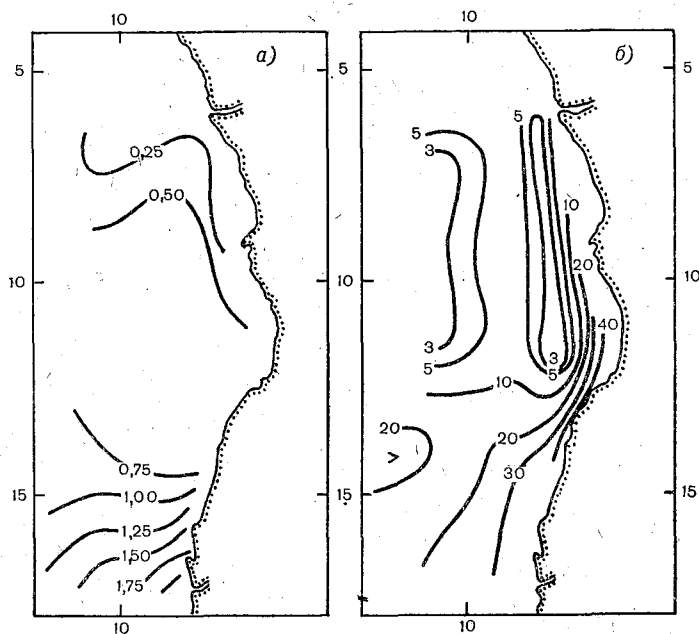


Рис. 2.50. Содержание фосфатов (а) и растворенного кремния (б) (мкмоль/л) на поверхности океана, по С. С. Владимирскому (1982).

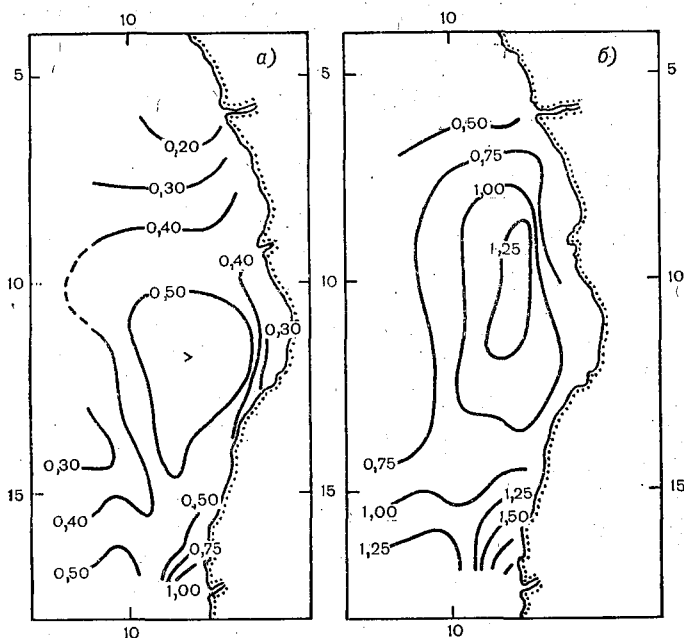


Рис. 2.51. Средневзвешенные концентрации фосфатов (мкмоль/л) в слое 0—50 м во время теплого (а) и холодного (б) сезонов, по С. С. Владимирскому (1982).

Таблица 2.19

Изменение содержания гидрохимических элементов в водах Анголы по сезонам (числитель — теплый, знаменатель — холодный), по С. С. Владимирскому (1982)

Показатели	Горизонт, м		
	0	50	100
Кислород:			
абсолютное содержание, ‰	4,88	2,66	1,45
по объему	5,17	2,27	1,52
относительное содержание, %	104,38	48,53	25,29
	99,18	40,92	26,26
Фосфаты, мкмоль/л	0,09	1,16	1,44
	0,73	1,30	1,45
Силикаты, мкмоль/л	16,57	8,11	9,54
	14,35	20,36	20,06

Биомасса кормового для рыб планктона, определяемая развитием фитопланктона, выше 300 мг/м^3 наблюдается летом только на небольшом участке у побережья южной Анголы, зимой же она превышает 300 мг/м^3 на большей части акватории.

Прибрежный Ангольско-Намибийский район Атлантики известен как очаг формирования минимальных концентраций кислорода и других гидрохимических экстремумов в подповерхностном и промежуточном слоях океана. Еще Ваттенберг (1938) продемонстрировал существование клинообразного языка обедненной кислородом воды с ядром в слое $300\text{—}400 \text{ м}$, который распространяется зонально между экватором и 20° ю. ш. от Африканского материка через тропическую Атлантику. Наиболее низкие концентрации (менее $0,5\text{‰}$ по объему) были зарегистрированы восточнее 0° д. около 15° ю. ш. Дальнейшие исследования показали, что минимальные концентрации кислорода в большей мере свойственны шельфу Намибии.

В. А. Бубнов (1972) выделил три основных типа вертикального распределения кислорода в Ангольском и Бенгельском районах: 1) шельфовый тип, где содержание кислорода уменьшается с глубиной до минимума у дна; 2) тип открытого океана, где существует единственный минимум кислорода (около 1‰ по объему) на промежуточных глубинах $300\text{—}600 \text{ м}$, и 3) тип двойного минимума кислорода, когда подповерхностный минимум ($1\text{—}2\text{‰}$) находится в слое $100\text{—}200 \text{ м}$, располагаясь над главным минимумом кислорода.

В. А. Бубнов пришел к выводу, что источником подповерхностного минимума O_2 является анаэробная вода, которая образуется на Намибийском шельфе, тогда как главный минимум генерируется в прибрежном районе Анголы восточнее 10° в. д. между 7 и 18° ю. ш. (главная зона формирования) и в большом циклоническом круговороте с центром около 13° ю. ш., 4° в. д. Район внешней границы шельфа Намибии также может вносить свой вклад в генерацию главного минимума кислорода.

Вдоль края шельфа в южном направлении спускается подповерхностное противотечение, которое переносит обедненную кислородом воду вплоть до южной оконечности Африки. Отроги этого течения, поднимаясь по шельфу, усугубляют дефицит кислорода в окрестностях устья р. Оранжевой и бухты Сент-Хелина, где интенсивное потребление кислорода обусловлено биохимическими причинами. Полагают также, что в районе Намибии определенное воздействие на обострение недостатка кислорода оказывает и частичная адвекция антарктической промежуточной воды по материковому склону на шельф. Эта вода приносит сюда существенный дефицит кислорода.

Концептуальная модель районов формирования и адвекции обедненных кислородом вод вдоль побережья юго-западной Африки показана на рис. 2.52.

Район, прилежащий к юго-западной Африке. Гидрохимический режим этого района определяется взаимодействием водных масс

разного происхождения. В поверхностном слое выделяются три основные зоны смешения со значительным перепадом концентраций кислорода, фосфатов, кремния и нитритов: *А* — зона смешения вод Ангольского и Бенгельского течений (23—27° ю. ш., 5—10° в. д.); *Б* — зона конвергенции субантарктических и субтропических вод к северу от банки Дискавери (39—40° ю. ш., 0° д.); *В* — зона смешения субантарктических и центральных южно-атлантических вод с водами течения Мыса Игольного, поступающими из Индийского океана близ южной оконечности Африки (35—41° ю. ш., 8—16° в. д.).

Распределение кислорода и фосфатов в поверхностном слое показано на рис. 2.53.

В зоне *А* отмечается переход от повышенных концентраций кислорода (более 5,5‰ по объему) и фосфатов (выше 1,0 мкмоль/л), свойственных ветвям Бенгельского течения, к пониженным в ангольских водах. Бенгельские воды подпитываются фосфа-

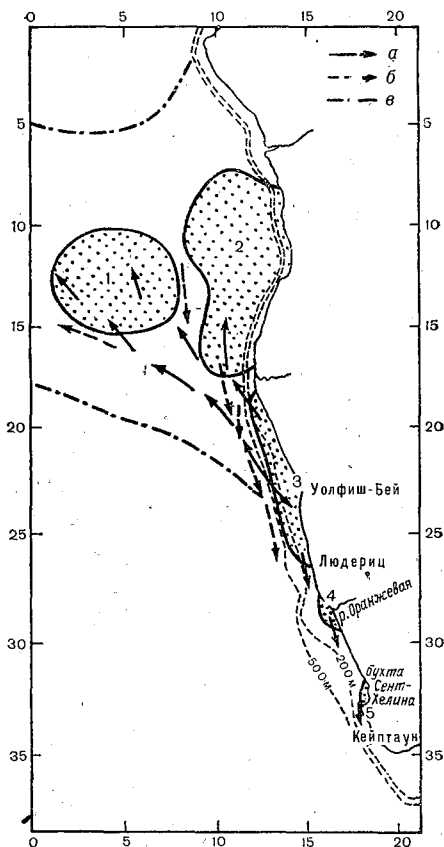
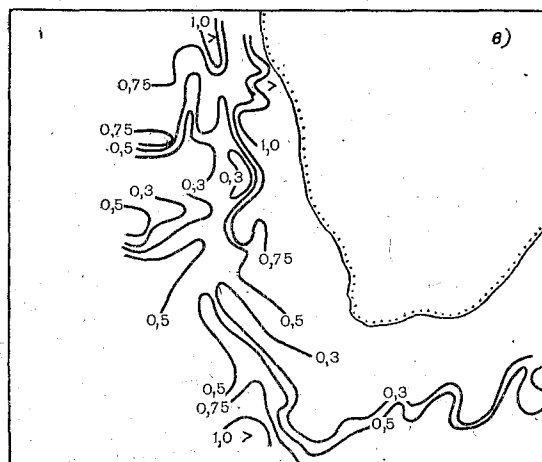
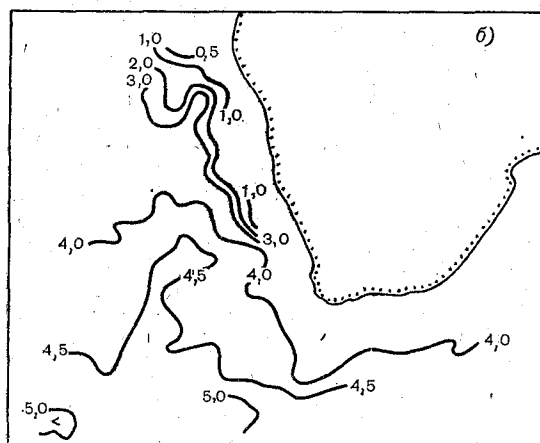
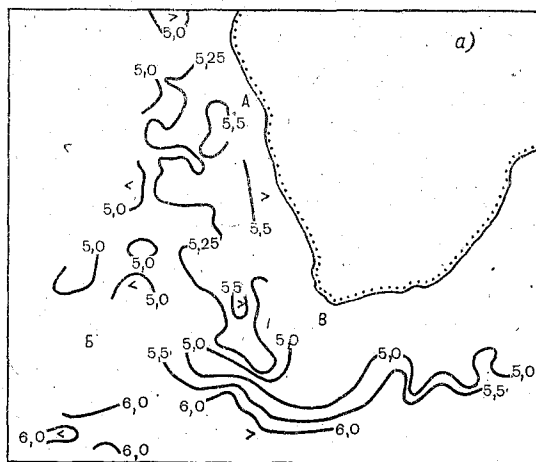


Рис. 2.52. Схема районов формирования и распространения обедненных кислородом вод в юго-восточной Атлантике, по Чепману, Шениону (1985) и В. А. Бубнову (1972).

1, 2 — формирование главного минимума O_2 ; 3—5 — формирование главного и подповерхностного минимума O_2 ; *а* — движение шельфовых вод; *б* — движение вод слоя главного минимума O_2 ; *в* — изолинии 1,5‰ по объему в слое главного минимума O_2 .

тами благодаря подъему подповерхностных вод с содержанием фосфатов и нитритов более 1,0 мкмоль/л. Здесь создаются условия, благоприятные для развития фотосинтеза, поэтому степень насыщенности воды кислородом достигает 104 %. Севернее 25° ю. ш. поверхностные субтропические воды обеднены кремнием до концентраций менее 6 мкмоль/л, что уже лимитирует развитие фитопланктона. Однако по мере приближения к берегу содержание кремния растет, достигая 10—15 мкмоль/л.

Субантарктический участок зоны *Б* (банка Дискавери) отличается максимальными для всего района концентрациями кислорода (более 6,0‰), фосфатов (0,75—1,0 мкмоль/л) и кремния



(около 15 мкмоль/л) с неравномерным распределением нитритов. С переходом к субтропическому участку значения гидрохимических показателей существенно уменьшаются: кислород до 5,0 ‰, фосфаты до 0,3, кремний до 10,0 и нитриты до 0,2—0,3 мкмоль/л.

Зона В, где происходит смешение трех типов поверхностных вод, характеризуется на своей южной границе резкими градиентами концентраций кислорода, фосфатов и кремния. Течение Мыса Игольного несет в южную Атлантику индоокеанские воды с относительно малым содержанием кислорода (менее 5,0 ‰), фосфатов (менее 0,3 мкмоль/л) и кремния (менее 10 мкмоль/л). Проникающие сюда субантарктические воды, наоборот, обогащены этими веществами.

Толщина поверхностного слоя составляет на севере района около 75 м, на юге достигает 200 м. В полосе между широтами 25 и 30° ю. ш. нитриты накапливаются на глубинах 75—100 м, образуя подповерхностный максимум, а севернее и южнее они равномерно распределяются по вертикали в поверхностной водной массе.

По всему региону выделяется слой минимума кислорода, концентрации и глубина залегания которого значительно меняются по мере продвижения с севера на юг (рис. 2.53). Наиболее ярко он выражен к северу от 23° ю. ш., где резкое падение содержания кислорода начинается с глубин 50—75 м и минимальные концентрации (до 0,5 ‰) отмечаются на глубине около 300 м. В центральной части акватории над Капской котловиной слой минимума выражен слабо, концентрация кислорода в нем около 4,0 ‰, глубина залегания 300—500 м. К югу мощность слоя кислородного минимума уменьшается, а количество кислорода в нем нарастает. Южнее 34° ю. ш., в том числе и над банкой Дискавери, куда вторгаются холодные субантарктические воды, этот слой вырождается, а содержание кислорода в толще 0—600 м превышает 5,0 ‰ по объему.

Закономерности вертикального распределения гидрохимических элементов тесно связаны с расположением и динамикой водных масс, что хорошо видно на меридиональном разрезе вдоль границы 200-мильной зоны (рис. 2.54). Севернее и южнее Китового хребта в подповерхностном слое выделяются океанические апвеллинги, разделенные полосой опускания вод. Восходящие движения обеспечивают приток фосфатов и кремния в эвфотическую зону, где усиливается процесс фотосинтеза и содержание кислорода превышает 5,5 ‰ по объему. Аналогичная картина наблюдается и в южной части разреза над Капским поднятием. По ходу изолиний фосфатов и кремния здесь также выявляются чередующиеся зоны восходящих и нисходящих движений вод.

Рис. 2.53. Распределение содержания кислорода (а) на поверхности океана, абсолютных минимальных концентраций кислорода (б) в слое 0—500 м (‰ по объему) и фосфатов (мкмоль/л) (в) на поверхности океана, по Н. В. Мордасовой (1982).

Обобщение особенностей гидрохимического режима данного района позволяет указать участки акватории, перспективные на биопродуктивность. Это зона адвекции субантарктических вод с юга, места океанических и прибрежных апвеллингов, а также местные круговороты над банками Китового хребта и Дискавери.

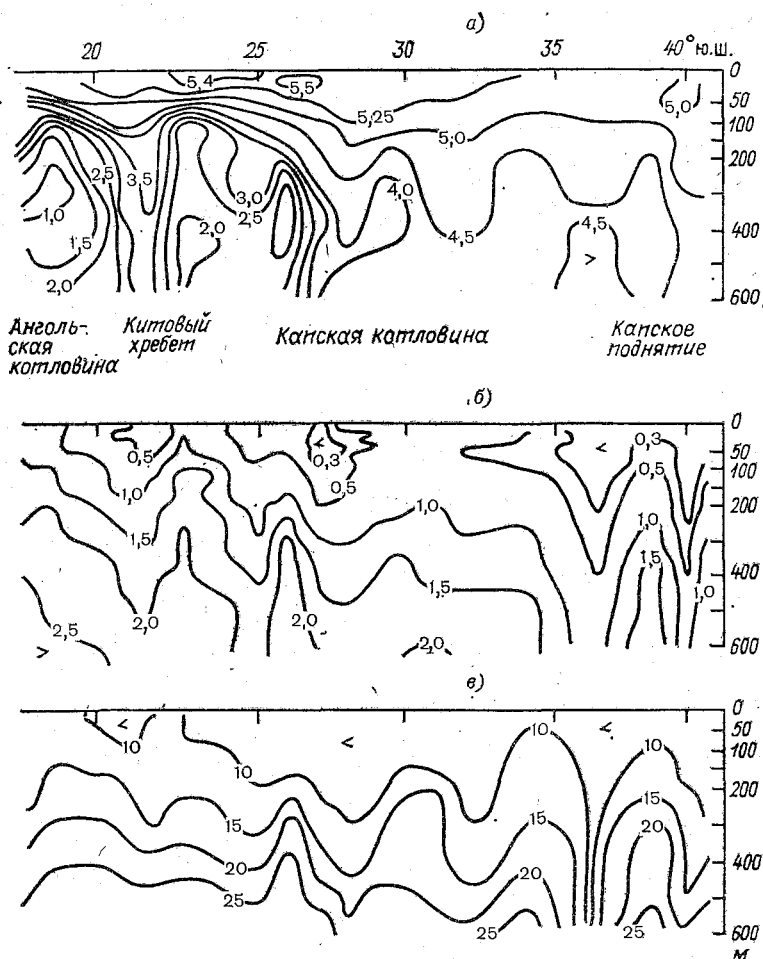


Рис. 2.54. Распределение кислорода (‰ по объему). (а), фосфатов (б) и растворенного кремния (в) (μмоль/л) на разрезе вдоль 200-мильной зоны, по Н. В Мордасовой (1982).

Прибрежный район 33—34° ю.ш. восточнее 17°30' в.д. отличается высокой первичной продукцией (ПП) и изменчивостью ее от сезона к сезону. Измерения ПП были выполнены Брауном и Генри (1985) радиоуглеродным методом с инкубированием проб воды на поверхности океана и на горизонтах с освещенностью 50,

Таблица 2.20

Содержание хлорофилла «а» и первичная продукция в эвфотической зоне прибрежного района (33—34° ю. ш.) юго-западной Африки по наблюдениям 1977—1980 гг., по Брауну и Генри (1985)

Сезон	Хлорофилл „а“, мг/м ²		ПП, мг/(м ² ·ч)		D м		Светлое время, ч	ПП, мг/(м ² ·сут), средн.
	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.		
Сентябрь—ноябрь	20—236	117	22—832	367	9—35	18	12,9	4332
Декабрь—февраль	6—253	95	3—839	307	7—43	19	12,9	3962
Март—май	41—203	108	65—754	316	8—37	18	11,3	3169
Июль—август	43—131	83	145—437	276	18—29	27	10,3	2465

25, 10 и 1 % поверхностной. Дневная продукция рассчитывалась по формуле

$$ПП_{\text{сут}} = ПП_{\text{час}} (d - 0,1n),$$

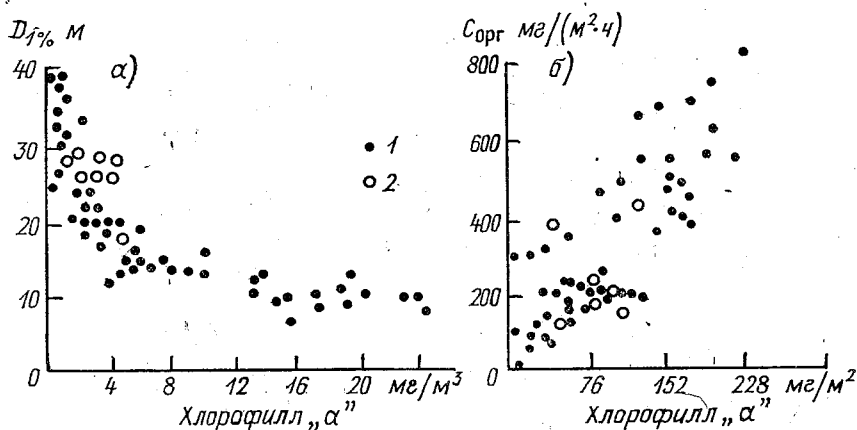


Рис. 2.55. Связи средней в эвфотическом слое концентрации хлорофилла «а» с глубиной горизонта 1 %-ной освещенности (а) и суммарной концентрации хлорофилла «а» с первичной продукцией в эвфотической зоне (б), по Брауну и Генри (1985).

1 — сезон апвеллинга; 2 — зимний сезон.

где ПП — первичная продукция, просуммированная до нижней границы эвфотической зоны (глубина D горизонта 1 %-ной освещенности); d — число часов светлого времени суток (от восхода до заката Солнца); n — число часов темного времени (от заката до восхода).

Одновременно проводились и определения хлорофилла «а». Результаты, сгруппированные и осредненные по сезонам, представлены в табл. 2.20.

Прибрежный апвеллинг сильнее выражен с сентября по май. Зимой (июль—август) ослаблен. Поэтому весной—осенью дневная продукция почти вдвое выше зимней, хотя часовая продукция лишь слегка превышает зимнюю. Однако световой период летних дней гораздо длиннее. Летом действует также эффект самозатемнения водорослей и происходит быстрое истощение запаса биогенных веществ, несмотря на непрерывное пополнение его апвеллингом. Зимой при охлаждении и развитой вертикальной конвекции толщина эвфотической зоны увеличивается, а это способствует поддержанию фотосинтеза во всем поверхностном слое.

Выявлены прогностические связи среднего по слою содержания хлорофилла «а» с глубиной горизонта 1 %-ной освещенности и первичной продукцией (рис. 2.55). Коэффициент корреляции связей превышает 0,7. Установление подобных соотношений полезно для практических целей. Это позволяет оценивать продуктивность вод океана по определениям хлорофилла «а» в судовых лабораториях или дистанционно, например с борта космических аппаратов.

БАССЕЙН ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

3.1. Аравийское море

Физико-географические условия. Условная южная граница Аравийского моря проходит от м. Рас-Хафун (самая восточная точка Африки на п-ове Сомали) через Лаккадивские острова до побережья Индостана в точке $14^{\circ}48'$ с. ш., $74^{\circ}07'$ в. д. Площадь моря около 3,68 млн км², объем воды 10 млн км³, средняя глубина 2734 м, наибольшая глубина 5803 м.

Аравийское море имеет слабо изрезанные берега и сложный рельеф дна. Ширина шельфа вдоль берегов Аравии изменяется от 8—10 до 20—40 км, у северо-восточной части полуострова увеличиваясь до 70—80 км. Вдоль северного берега моря ширина шельфа около 35 км, а вдоль п-ова Индостан с севера на юг возрастает от 185 км у Карачи до 350 км у Бомбейского залива. Материковый склон Аравии отличается крутизной (20 — 30° с высотой 3000—3500 м). Склон северной части моря общей высотой около 3300 м образован сочетанием крутых уступов, горизонтальных ступеней и резких поднятий дна. Вдоль п-ова Индостан материковый склон выражен уступом высотой 600—800 м. Глубоководное ложе Аравийского моря разделено на отдельные котловины подводными хребтами и поднятиями. От района Карачи на юго-запад проходит хребет Меррей, разграничивающий небольшую Оманскую (глубины более 3000 м) и Аравийскую котловины. Последняя с глубинами более 4000 м целиком лежит в пределах моря и на юге Аравийско-Индийским хребтом (глубины 1800—3000 м) отделяется от Сомалийской котловины.

Донные отложения в пределах шельфа представлены терригенным материалом с примесью коралловых и ракушечных песков. Материковый склон покрыт фораминиферовым и терригенным илами. На дне Аравийской котловины, где глубины более 4000 м, отлагаются глубоководные глины, на остальной части дна — глобигериновые илы.

Аравийское море находится в зоне тропического муссонного климата. Зимой над морем устанавливается северо-восточный муссон, а летом ветер меняет направление на юго-западное. Температура воздуха зимой вблизи южной границы моря достигает 25°C , у северных берегов понижается до 20°C . Летом она везде превышает 29°C .

Годовое количество атмосферных осадков увеличивается с запада на восток: от менее 1000 мм/год около Аравийского полу-

острова до 2000—3500 мм/год вдоль побережья Индостана. Материковый сток (р. Инд) дает только 120—122 км³ пресной воды в год (3—4 см/год). Испарение же по акватории моря составляет 180 см/год. Следовательно, в целом для моря пресный баланс отрицательный: испарение превышает сумму осадков и речного стока более чем на 1 м. Это приводит к осолонению вод поверхностного слоя. Пресный баланс положителен только у берегов Индостана за счет интенсивных дождей в период юго-западного муссона.

Циркуляция вод и основные черты гидрологии моря. Муссонный характер циркуляции прослеживается во всем регионе севернее 10° ю. ш., охватывая западнее 60° в. д. слой до глубины около 400 м, восточнее — только до 100 м. По сезонным изменениям скорости ветра и поверхностных течений в муссонной области выделяются два основных периода — летний, или период юго-западного муссона (май—сентябрь), и зимний, или период северо-восточного муссона (декабрь—февраль), с двумя переходными периодами между ними (октябрь—ноябрь и март—апрель). Во время переходных периодов происходит полная смена направлений переноса приповерхностных воздушных и водных масс.

Схемы сезонной климатической циркуляции вод Индийского океана, рассчитанные А. Л. Бреховских и соавт. (1986) на основе квазигеострофической модели А. С. Саркисяна, показывают, что при юго-западном муссоне в Аравийском море циркуляция вод представляет собой систему антициклонического обращения. Основной поток вод огибает море по часовой стрелке. На правой его периферии возникает цепь антициклонических круговоротов. В центре моря обнаруживаются два циклонических круговорота. Вдоль восточного побережья Африканского рога появляется несколько антициклонических круговоротов среднего масштаба, а Сомалийское течение отрывается от побережья на 4 и 10° с. ш. В период зимнего муссона создается циклоническое обращение вод в открытой части моря и антициклоническое — в западных и восточных пограничных районах. У западного побережья Индостана прослеживается зона подъема вод.

Смена направленности циркуляции, чередование зон подъема и опускания вод, периодическое оживление прибрежных апвеллингов — все это влечет за собой благоприятные условия для развития высокой биологической продуктивности Аравийского моря. Особенно важна роль Сомалийского течения, в районе поворота которого от африканских берегов образуется мощный высокопродуктивный апвеллинг.

Глубже 250 м, за пределами непосредственного воздействия ветра, основные крупномасштабные черты циркуляции зимой и летом существенно совпадают.

Температура воды поверхностного слоя летом в центральной и восточной частях моря достигает 28°C, в Оманском заливе 29—30°C. В районах Сомалийского и Аравийского апвеллингов температура понижается до 20°C, вдоль Индостанского побережья она также на 1—1,5°C ниже, чем в центральной части моря. Зи-

мой распределение температуры воды на поверхности почти зонально: уменьшение от 25—27 °С вблизи южной границы моря до 23 °С в северной части моря и 21—22 °С в Оманском заливе.

Распределение температуры и солености вдоль разреза по 65—67° в. д. показано на рис. 3.1.

В вертикальной структуре Аравийского моря можно выделить шесть основных водных масс, различающихся по происхождению и характеристикам:

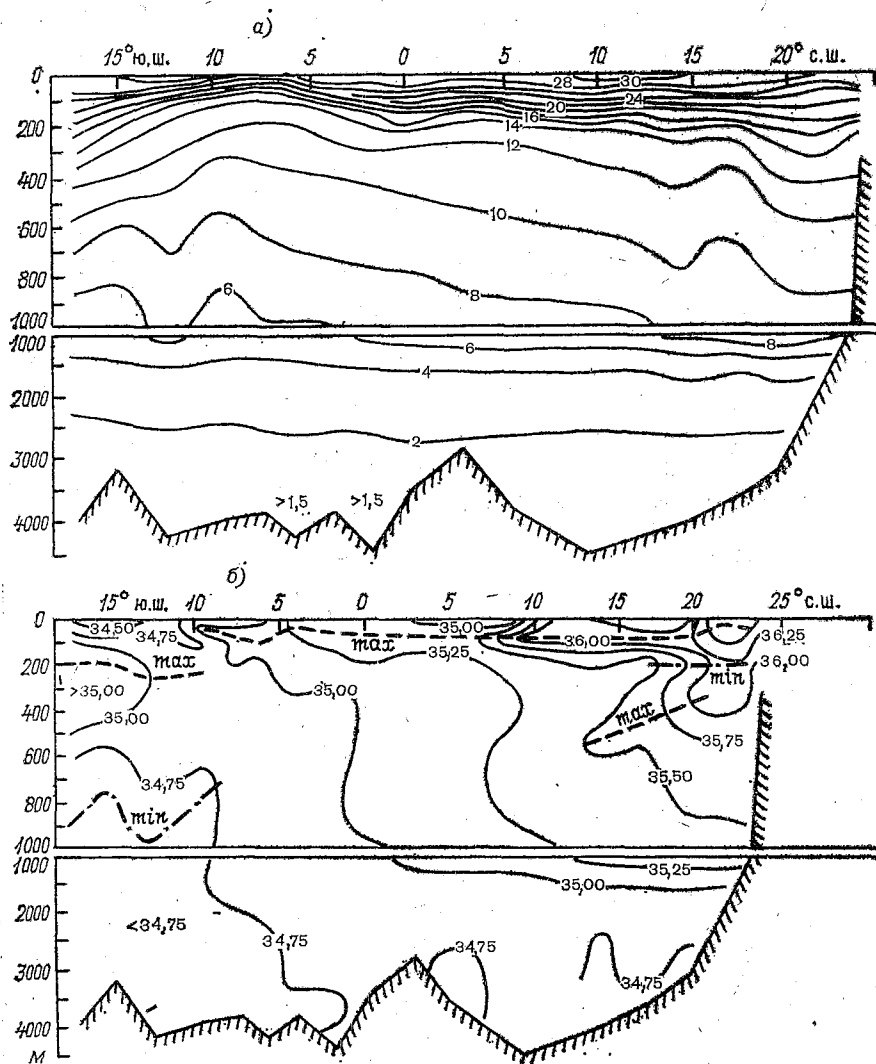


Рис. 3.1. Температура (°С) (а) и соленость (‰) (б) воды на субмеридиональном разрезе по 65—67° в. д. весной 1976 г., по В. Г. Нейману и А. Д. Щербинину (1981).

1) поверхностная аравийская. Формируется при интенсивном испарении. Ее соленость летом и зимой в северных районах моря превышает 36,5 ‰, к южной границе моря уменьшается до 35,5—35,4 ‰. В юго-восточной части моря, куда поступают распресненные воды из Бенгальского залива, соленость становится менее 35 ‰;

2) подповерхностная аравийская. Образуется на севере моря зимой при повышенном испарении и охлаждении. Отсюда она распространяется в слое 100—200 м на юг за пределы моря. Соленость этой водной массы выше 36,5 ‰ в районе формирования и около 35,4 ‰ вблизи южной границы моря;

3) промежуточная водная масса Персидского залива. Перемещается в слое 300—400 м из Оманского залива в южном направлении. Соленость этой воды уменьшается от 36,1 до 35,5 ‰ на юге моря;

4) промежуточная красноморская. Выходит из Аденского залива в слое 600—900 м. Ее соленость уменьшается с запада на восток от 36,3 до 35,2 ‰ вблизи южной оконечности Индостана. Промежуточный слой питается также опусканием вод на периферии циклонической циркуляционной системы Аравийского моря;

5) глубинная водная масса субантарктического происхождения. По изогалине 34,8 ‰ прослеживается до глубин 2500—3000 м. Ее соленость увеличивается в северном направлении до 35,0—35,2 ‰ за счет смешения с местной промежуточной водой;

6) придонная водная масса антарктического происхождения. Имеет соленость около 34,75 ‰ и температуру 1,4—1,7 °С.

Некоторые главные компоненты солевого состава и элементы карбонатной системы. Из главных солевых компонентов в Аравийском море довольно подробно изучено распределение фтора, кальция и магния. Их средние концентрации и хлорные отношения приведены в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Осредненные значения концентраций и хлорных отношений некоторых главных солевых компонентов в водах Аравийского моря, по обобщениям Сен-Гупта и Накви (1984)

Элемент	Концентрация	Хлорное отношение (по массе)	Источник
Фтор, мг/л	$1,36 \pm 0,01$	$(6,97 \pm 0,01) \cdot 10^{-5}$	Сен-Гупта (1978)
Кальций, млн ⁻¹ (по массе):	$1,35 \pm 0,004$	$(6,65 \pm 0,07) \cdot 10^{-5}$	Де-Соуза (1982)
Аравийское море	432 ± 5	$0,02229 \pm 0,000005$	Сен-Гупта (1978)
Северо-западная часть Индийского океана	421	$0,02164 \pm 0,000009$	Накви, Найк (1983)
Магний (Аравийское море и Бенгальский залив), млн ⁻¹ (по массе)		0,06631	Сен-Гупта (1978)

Концентрация фтора и отношение F/Cl в Аравийском море обычно выше на всех глубинах, чем в Бенгальском заливе. Некоторый максимум F/Cl был найден в слое 100—1000 м, где присутствуют воды Красного моря и Персидского залива. Отношение F/Cl не связано с минимальными концентрациями кислорода. Для интервала хлорностей 0—20 ‰ Куленберг и Сен-Гупта (1973) вывели следующие уравнения связи с фтором (F мг/л):

$$F = 0,166 + Cl^2 / (36,7 + 0,755 Cl^2).$$

Отношение Ca/Cl , установленное для Аравийского моря (0,02229), намного превышает среднее для Мирового океана 0,02128 (Крумгальц, 1982) и существенно выше наблюдаемого в северо-западной части Индийского океана (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Отношение Ca/Cl (по массе), средние значения по слоям в северо-западной части Индийского океана (5° ю. ш.—5° с. ш., 55—65° в. д.), по Накви и Найку (1983)

Слой, м	Ca/Cl	Слой, м	Ca/Cl
0—200	0,02158	1501—2000	0,02169
201—400	0,02162	2001—2500	0,02171
401—600	0,02170	2501—3000	0,02169
601—800	0,02168	3001—3500	0,02168
801—1000	0,02170	3501—4000	0,02171
1001—1500	0,02168	глубже 4000	0,02169

В Аравийском море поверхностный слой также характеризуется уменьшенными значениями Ca/Cl за счет потребления организмами, но глубже 200 м идет устойчивое нарастание Ca/Cl при растворении карбонатного детрита под воздействием избытка CO_2 .

Вертикальный профиль Mg/Cl , подобно Ca/Cl , претерпевает некоторые изменения с глубиной. Аккумуляция взвесей в термоклине на глубине около 150 м сопряжена с максимумом Mg/Cl . Минимум концентрации магния в промежуточном слое на глубине 800 м объясняется присутствием красноморской воды.

Состояние карбонатной системы и соотношение между ее производными в водной толще моря определяются интенсивностью процессов деструкции органического вещества. Деструкция сопровождается потреблением кислорода, возникновением дефицита кислорода и увеличением суммарной углекислоты в воде.

По данным наблюдений в центральной части Аравийского моря (15—20° с. ш., 58—71° в. д.) значение pH , приведенное к 25 °С при атмосферном давлении, находится в обратной линейной связи с нормализованным дефицитом кислорода (рис. 3.2), который представляет собой разность между растворимостью и фактическим содержанием кислорода при солености 35 ‰. Распределение

по вертикали средних значений солёности, температуры, pH_{25° и общей щёлочности (рис. 3.3) имеет вид, характерный для бассейнов с затрудненным водообменом в промежуточном слое. По этим

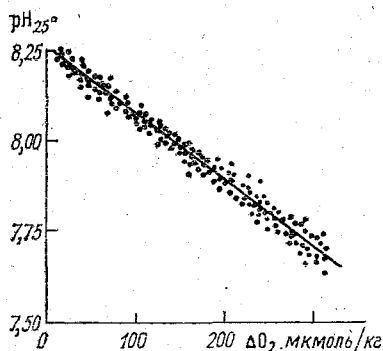


Рис. 3.2. Соотношение между значениями pH воды, приведенными к 25°C , и дефицитом кислорода ($\mu\text{моль/кг}$) в Аравийском море, по Кумару (1985).

исходным данным рассчитаны значения P_{CO_2} и ΣCO_2 (рис. 3.4). Окисление больших масс органического детрита создает в промежуточном слое минимальные значения pH (около 7,7) и максимальные значения P_{CO_2} (до 1200 млн^{-1}), экстремальные для всего

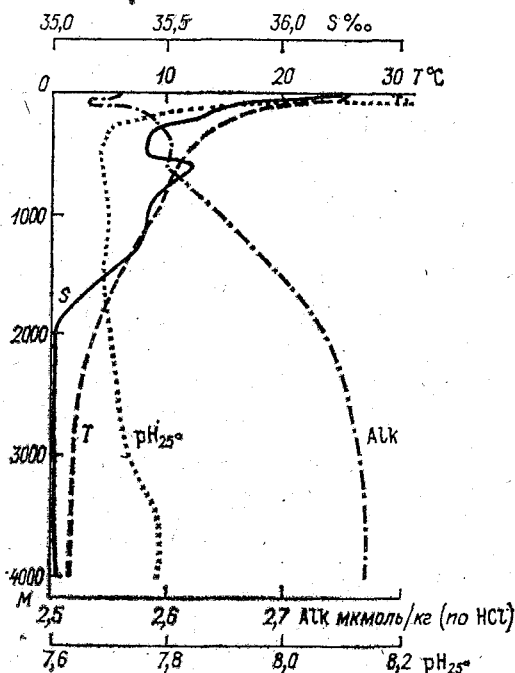


Рис. 3.3. Вертикальные профили солёности, температуры, pH_{25° и общей щёлочности в центральной части Аравийского моря, по Кумару и Сингдболу (1984).

Индийского океана. Общая щелочность и ΣCO_2 резко нарастают до горизонта 200 м, глубже меняются очень мало. Причиной подобного прироста служит не только окисление органического вещества, но и растворение карбонатного материала из взвесей. Последнему способствует явно выраженное недонасыщение кальцием CaCO_3 всей водной толщи от глубины 300—400 м до дна.

Растворенный кислород. По характеру вертикального распределения кислорода (рис. 3.5) вся толща Аравийского моря делится на три зоны: верхнюю (от 0 до 75—100 м), богатую кислородом, слой дефицита кислорода до глубин 1300—1600 м и глубинную.

Содержание кислорода в поверхностном слое составляет 4,5—5,1‰ (по объему) (100—114 % насыщения) и подвержено сезонным изменениям. Как правило, хорошо выражен эвфотический максимум на глубине около 50 м (до 106—114 % насыщения).

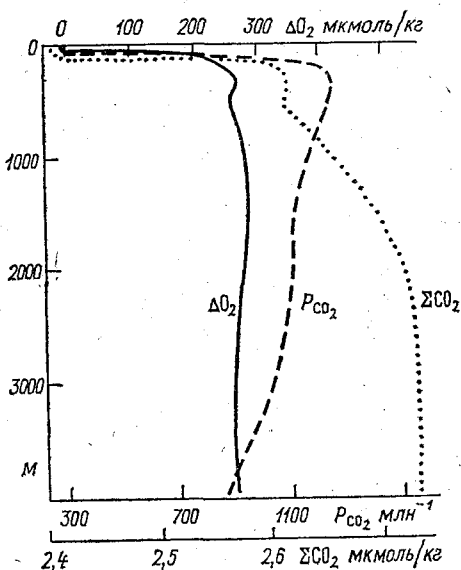


Рис. 3.4. Вертикальные профили дефицита кислорода, парциального давления CO_2 и суммарной CO_2 в центральной части Аравийского моря, по Кумару и Сингбалу (1984).

Наиболее насыщен кислородом поверхностный слой (5,6—8,8‰) вдоль Аравии и Сомали, где происходит подъем подповерхностных вод и развивается фотосинтез.

Сразу под нижней границей эвфотической зоны начинается резкое уменьшение концентраций кислорода. Уже с глубины 100—150 м летом и 150—200 м зимой под слоем скачка плотности содержание кислорода быстро падает ниже 0,5‰ (по объему). На глубинах 250—450 м прослеживается слой, содержащий кислорода на 0,15—0,20‰ (по объему) больше, чем нижележащая вода. Его генезис связывают с опусканием воды из поверхностного слоя в северной части Аравийского моря и проникновением в южную часть моря субтропической подповерхностной воды с восточной ветвью Сомалийского течения.

Глубина залегания верхней границы слоя минимума O_2 (0,5‰, как было принято А. В. Поляковой) подвержена сезонным колебаниям по причине муссонных изменений горизонтальной циркуляции и вертикальных движений вод (рис. 3.6). В период северо-восточного муссона верхняя граница поднимается до 120—150 м.

в циклоническом круговороте центральной части моря и к северу от Лаккадивских островов. На севере и северо-востоке она заглубляется до 200 м при охлаждении и опускании поверхностных вод. Погружение до 250 м наблюдается у входа в Аденский залив и

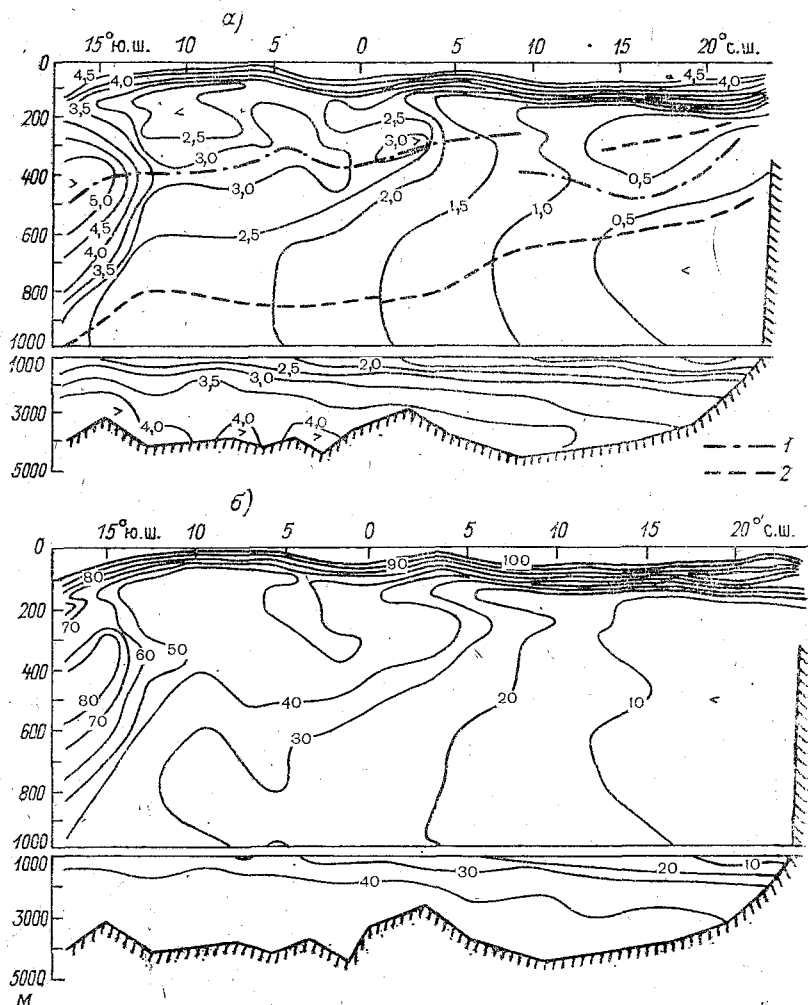


Рис. 3.5. Содержание растворенного кислорода (% по объему — а, % насыщения — б) на субмеридиональном разрезе по 65—67° в. д. весной 1976 г., по О. К. Бордовскому и соавт. (1981).

1 — максимум кислорода; 2 — минимум кислорода.

до 500—600 м у о. Сокотра. Летом в центре мощного антициклонического круговорота образуется зона конвергенции, в которой верхняя граница слоя минимума O_2 опускается до 240—300 м. В прибрежных районах Аравии и Индостана благодаря условиям цир-

куляции поднимаются подповерхностные воды, поэтому концентрация O_2 , равная 0,5 ‰, наблюдается там на глубинах 50—80 м. Юго-западный район моря, где проходит Сомалийское течение, отличается заглублением слоя дефицита O_2 до 400—500 м. Положение нижней границы слоя минимума O_2 в течение года меняется сравнительно мало (рис. 3.6). Лишь в северо-восточной части моря зимой нижняя граница слоя опускается с 1300

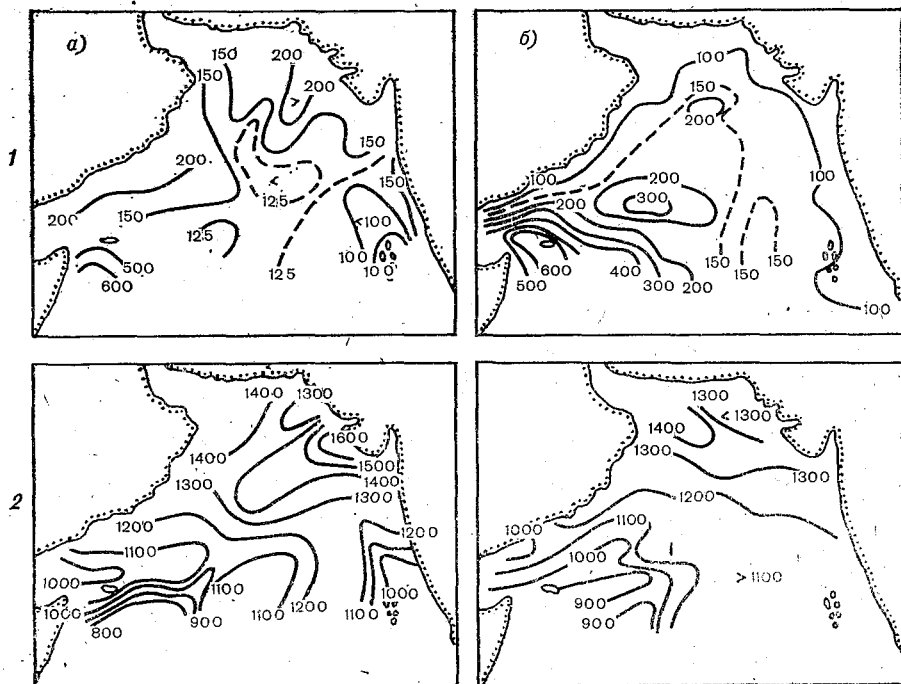


Рис. 3.6. Глубины положения (м) верхней границы (1) и нижней границы (2) слоя с дефицитом кислорода в Аравийском море, по А. В. Поляковой (1979).

а — зимой; б — летом.

до 1500—1600 м. В открытом районе моря она весь год располагается на глубинах 1100—1200 м.

Слой кислородного минимума охватывает всю акваторию Аравийского моря. Наибольшая его толщина (до 1200 м) свойственна северной части моря, на южной окраине толщина слоя уменьшается до 700—800 м.

При юго-западном муссоне, когда вдоль побережья Индостана развивается сильный подъем подповерхностных вод, холодная вода с содержанием кислорода 0,2—0,5 ‰ выходит на шельф, что приводит к регулярным заморным явлениям и исчезновению донных рыб, для которых концентрация O_2 менее 0,5 ‰ является

критической. Зимой воды на шельфе Индостана хорошо перемешаны и аэрированы. Они содержат кислорода 4,2—4,5 ‰ от поверхности до дна.

Концентрации кислорода в ядре слоя дефицита (500—700 м) постепенно понижаются в направлении на север и северо-восток, достигая очень малых значений (менее 0,1 ‰ по объему) у окраин моря. Влияние промежуточных водных масс из Красного моря и Персидского залива незначительно, поскольку уже в прилежащих Аденском и Оманском заливах существенная часть выносимого кислорода расходуется на окисление автохтонного органического вещества.

Слой резкого дефицита кислорода формируется в самом Аравийском море. Этому способствует ряд особенностей гидрологиче-

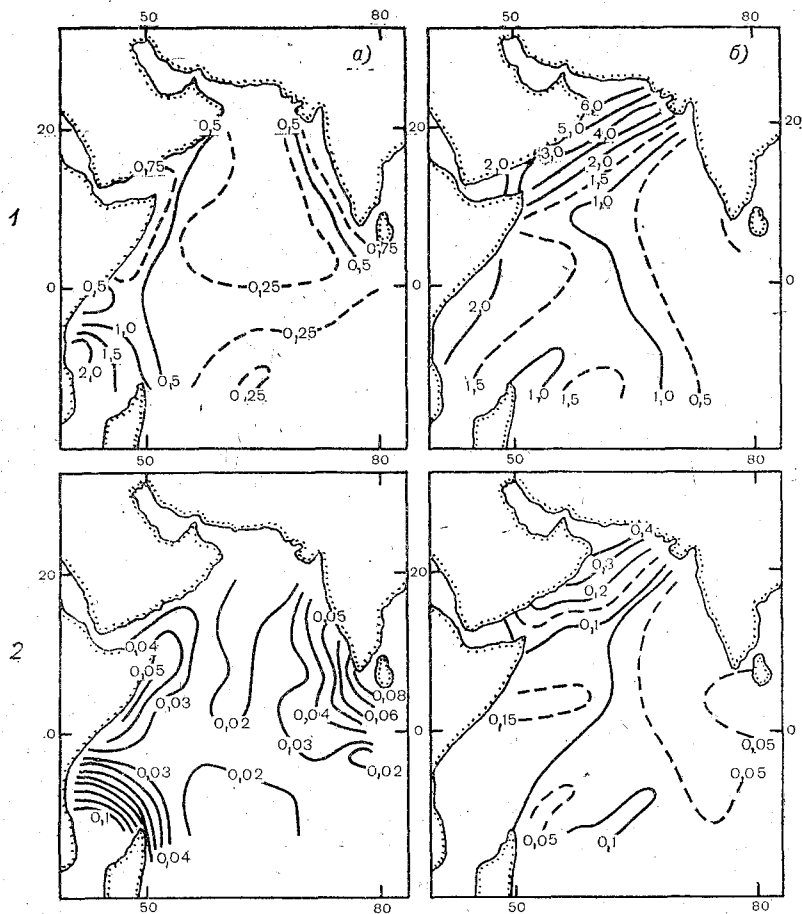


Рис. 3.7. Биохимическое потребление кислорода (‰ по объему за сезон) зимой (а) и летом (б) в слоях 0—100 м (1) и 100—200 м (2), по оценкам А. М. Черняковой и Ю. Р. Налбандова (1981).

ского и биологического режима. Хорошо выраженный слой скачка плотности под эвфотической зоной препятствует проникновению кислорода в подстилающие слои. Муссонная циркуляция вод Аравийского моря носит полузамкнутый характер, поэтому поступление вод из других районов океана минимально, за исключением района развитого Сомалийского течения. Котловина водоема отделена от океана Аравийско-Индийским хребтом, который служит заметным препятствием для проникновения антарктических вод в море. Периодически повторяющиеся дивергенции в открытом море и апвеллинги на шельфах Аравии и Индостана, а также мощный биогенный сток р. Инда способствуют высокой первичной продуктивности, особенно в северо-западной и северо-восточной частях моря. Отсюда — масса органического детрита и соответственно большие расходы кислорода на биохимическое окисление органического вещества в водной толще (табл. 3.3, 3.4, рис. 3.7).

Таблица 3.3

Месячное БПК (O_2 ‰ по объему) по вертикали на входе в Аденский залив ($13^{\circ}58'$ с. ш., $52^{\circ}45'$ в. д.), зима, по Б. А. Химице (1968)

Горизонт, м	БПК	Температура воды, °C
0	1,40	29,0
100	2,20	22,0
200	0,95	16,3
500	0,41	12,4
750	0,32	12,0

Таблица 3.4

Средние в слое 0—25 м значения суточного БПК и окисляемости воды (O_2 ‰ по объему) на разрезах у западного побережья Индии, зима, по В. А. Химице (1968)

Разрез	БПК	Окисляемость
От зал. Кач	0,3	0,64
От Бомбея	0,2	0,52
От м. Реди	0,1	0,94

В слое от 100—150 до 1500 м средняя температура воды на $2^{\circ}C$ выше и как следствие окислительные процессы ускорены в 2—3 раза по сравнению с открытыми районами Индийского океана.

Глубже промежуточного слоя, в глубинных и придонных водах, содержание кислорода нарастает до $4,0—4,5$ ‰, но благодаря

повышенному БПК и затрудненности водообмена остается на 1,0—1,5‰ (по объему) меньше, чем на соответствующих глубинах Индийского океана.

Биогенные вещества. Концентрации биогенных веществ в поверхностном слое моря подвержены сезонным колебаниям. Особенно это касается прибрежных районов, где имеют место апвеллинги. В период юго-западного муссона над Сомалийским апвеллингом содержание биогенных веществ велико: нитратов — до 20 мкмоль/л, фосфатов и силикатов — соответственно 1,5 и 15 мкмоль/л. Примерно такие же высокие концентрации наблюдаются вдоль Аравийского побережья и к юго-западу от Индии. Поверхностный слой открытых районов моря, за исключением дивергентных зон, обычно располагает малыми количествами биогенных солей. Восходящие движения подповерхностных вод во время зимнего и летнего муссонов чрезвычайно важны для поддержания очень высоких уровней первичного продуцирования. В межмуссонные периоды, при максимальной вертикальной устойчивости вод, концентрации биогенных солей достигают минимума. Это связано с массовым цветением сине-зеленых водорослей *Trichodesmium*, проявляющих способность фиксировать молекулярный азот и поддерживать фотосинтез при практически полном исчерпании нитратов.

Высокие скорости продуцирования органического вещества в эвфотической зоне и минерализации его под термоклином, а также замедленная циркуляция промежуточных вод способствуют накоплению биогенных солей в водной толще Аравийского моря. Даже водные массы Красного моря и Персидского залива, изначально обедненные биогенными веществами, поступая в Аравийское море, быстро теряют растворенный в них кислород и обогащаются биогенами.

Вертикальное распределение фосфатов (рис. 3.8) показывает увеличение концентраций от поверхностного слоя до максимума (более 2,75 мкмоль/л) между горизонтами 800 и 2000 м. Максимум фосфатов располагается ниже ядра минимума кислорода. Концентрации растворенного кремния (рис. 3.8) возрастают равномерно от 5 мкмоль/л у поверхности до максимума (более 140 мкмоль/л) у дна. Концентрации нитратов также нарастают с глубиной (рис. 3.9) до максимума (более 30 мкмоль/л) в слое 1000—2000 м, однако вертикальные градиенты нитратов в Аравийском море выражены менее четко, чем в Индийском океане. Как показал Ю. Ф. Лукашев (1980), это объясняется своеобразием процессов нитрификации и денитрификации.

На всем протяжении меридионального разреза (рис. 3.9) прослеживается подповерхностный максимум нитритов с концентрациями до 0,3—0,5 мкмоль/л на горизонтах 50—150 м. Происхождение этого слоя связано с окислением отмершего органического вещества в высокопродуктивных районах, когда под зоной фотосинтеза скорость окисления нитритов уступает скорости их образования из аммиака.

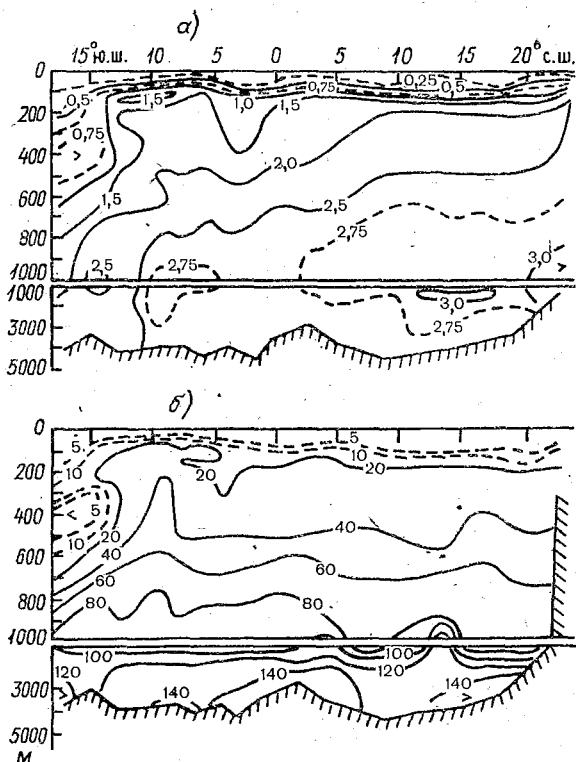


Рис. 3.8. Концентрации фосфатов (а) и кремнекислоты (б) ($\mu\text{моль/л}$) на субмеридиональном разрезе по $65\text{--}67^\circ$ в. д. весной 1976 г., по О. А. Бордовскому и соавт. (1981).

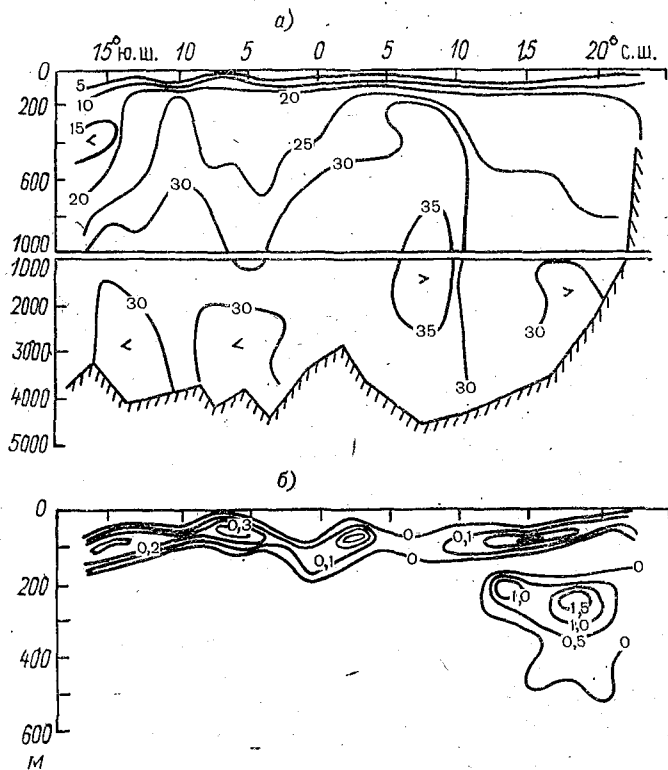


Рис. 3.9. Концентрации азота нитратов (а) и нитритов (б) (μкмоль/л) на субмеридиональном разрезе по 65—67° в. д.² весной 1976 г., по Ю. Ф. Лукашеву (1981).

Наиболее характерно для Аравийского моря появление второго максимума нитритов на глубинах 200—400 м с концентрациями до 3,0—7,0 мкмоль/л. Промежуточный максимум нитритов возникает в условиях дефицита кислорода (0,3—0,5‰ по объему), и здесь на окисление непрерывного потока органического вещества расходуется кислород нитратов. Понижение концентрации нитратов может достигать 5,0—15,0 мкмоль/л. В нитриты конвертируется, таким образом, 50—70 % общей потери нитратов. Остальная часть нитратов, участвуя в процессах денитрификации, восстанавливается до N_2O . Микробиологические исследования показали повышенную численность бактерий денитрификаторов в слое 200—

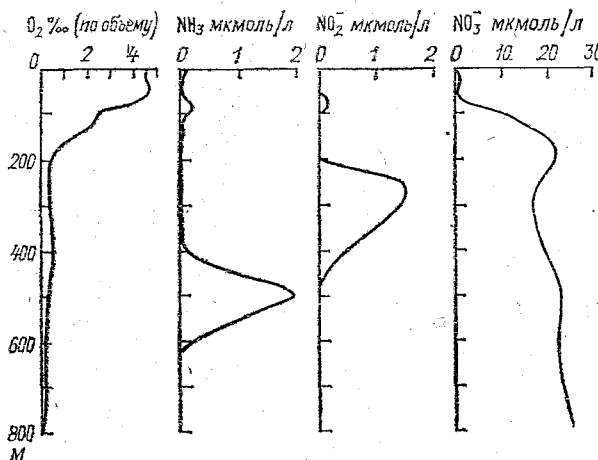


Рис. 3.10. Вертикальное распределение содержания кислорода, аммиака, нитритов и нитратов в воде северной части Аравийского моря на 19° с. ш., 67° в. д., по Ю. Ф. Лукашеву (1980).

400 м. Следовательно, второй максимум нитритов имеет восстановительное происхождение.

Аммонийный азот присутствует в верхнем слое 0—150 м (до 0,5—1,0 мкмоль/л) благодаря ускоренному процессу аммонификации при высоких температурах. Одновременно на глубинах 200—600 м появляется промежуточный максимум аммония (до 1,5—2,0 мкмоль/л), генезис которого связывают с накоплением продуктов метаболизма микроорганизмов и аммонификацией органических остатков при дефиците кислорода. Восстановление нитратов в этом случае не происходит, поскольку максимум аммония не сопровождается минимумом нитратов (рис. 3.10).

По поводу происхождения промежуточного максимума нитритов ранее существовало мнение о выносе нитритов из Красного моря и Персидского залива. Однако специальные исследования (Ю. Ф. Лукашев, 1981; Сен-Гупта, 1984) показали полное отсутствие нитритов в водных толщах Аденского и Оманского заливов.

Таким образом, промежуточный максимум нитритов образуется непосредственно в Аравийском море. Процесс восстановления нитратов охватывает промежуточные глубины обширного северо-западного района океана севернее 4° с.ш. и наблюдается практически весь год с меняющейся интенсивностью в зависимости от объема первичной продукции и характера циркуляции водных масс.

В распределении взвешенного и растворенного органического азота в северо-западной части Индийского океана (рис. 3.11) обнаруживается максимум на глубине 10 м, ниже которой концен-

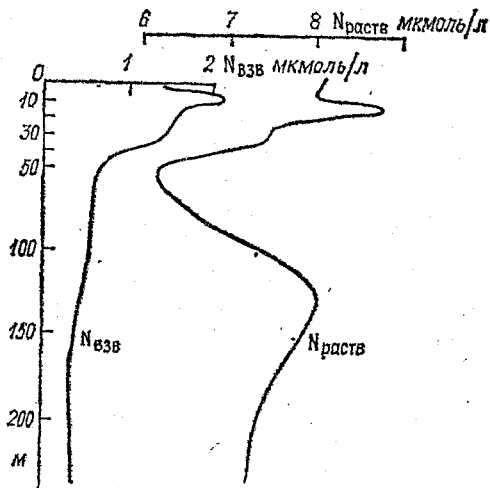


Рис. 3.11. Осредненные вертикальные профили взвешенного и растворенного органического азота в северо-западной части Индийского океана, по Фрага (1966).

трации уменьшаются параллельно интенсивности освещения. Наблюдались и суточные колебания концентраций взвешенного азота с максимумом ночью в слое 0—60 м и минимумом в слое 60—340 м. Если содержание взвешенного азота по вертикали медленно убывает с глубиной, то растворенный органический азот имеет хорошо выраженный максимум в слое 100—200 м. Его объясняют увеличением доли растворимых фракций растительных клеток по мере отмирания и разложения фитопланктона ниже глубины компенсации. Соотношение между растворенными формами азота и углерода выражается приблизительно линейной связью в ряду концентраций углерода 40—120 мкмоль/л. Отношение взвешенного углерода к взвешенному азоту, как правило, растет с глубиной. Содержание взвешенного органического углерода в слое 0—100 м восточной части Аравийского моря, по определениям Г. А. Голубовой (1981), составляет 4—5 мкмоль/л.

По определениям в наиболее продуктивных районах (Ю. Ф. Лукашев, 1981), обращают на себя внимание высокие концентрации суммарного $N_{\text{орг}}$: 30—40 мкмоль/л в Оманском заливе, около 30 мкмоль/л в Аденском заливе и около 20 мкмоль/л в центре Аравийского моря. Отсутствует четко выраженный максимум

суммарного $N_{орг}$ под зоной фотосинтеза. Почти равномерное распределение суммарного $N_{орг}$ по вертикали до дна говорит о том, что большая часть органического вещества достигает глубин в слабоминерализованном состоянии. Следовательно, в местах повышенной биологической продуктивности скорость продуцирования превосходит скорость минерализации органического вещества на глубинах в условиях дефицита растворенного кислорода. По этой причине содержание органического углерода в фораминиферовых и кокколитовых глинистых илах северной части Аравийского моря на глубинах около 3000 м может достигать на сухой осадок 2,0 % и более (Н. И. Тах, 1981).

В районах высокой биологической продуктивности на долю органического азота от общего запаса приходится в поверхностном слое более 90 %, в глубинных слоях — не менее 40 %.

Соотношения между формами фосфора, подобно формам азота, зависят от продуктивности района и меняются с глубиной (табл. 3.5). В северной части Аравийского моря содержание орга-

Таблица 3.5

Средние концентрации органического фосфора (1) (мкмоль/л) и их отношения к валовому фосфору (2) в северной части Аравийского моря, по Сен-Гупта и соавт. (1976)

Слой, м	Акватория А		Акватория В		Акватория С	
	1	2	1	2	1	2
0—125	0,99	0,45	1,21	0,44	0,94	0,53
125—900	0,54	0,16	0,63	0,16	0,11	0,04

Акватория А: 20—24°30' с.ш., западнее 66°30' в.д.

Акватория В: 20—24°30' с.ш., восточнее 66°30' в.д.

Акватория С: 17°30'—20° с.ш., вдоль побережья Индии

нического фосфора довольно значительно и в верхнем слое составляет 40—50 % валового. В нижнем слое доля органического фосфора резко падает и вдоль Индийского побережья достигает 4 %.

Процесс минерализации органического вещества в водной толще можно описать соотношениями между дефицитом растворенного кислорода и концентрациями биогенных веществ. Если в поле графика нанести концентрации биогенов (мкмоль/л) против дефицита кислорода (мкмоль/л), то для фосфатов и нитратов получается линия регрессии с коэффициентами корреляции соответственно 0,93 и 0,84.

Наклон линии регрессии дает отношение дефицита O_2 к регенерируемым биогенам. Для центральной части моря Де-Суса и Сингбал (1986) получили соотношение

$$\Delta O_2 : \Delta NO_3^- : \Delta PO_4^{3-} = 199 : 14,3 : 1.$$

Для северной части моря Сен-Гупта и соавт. (1976) вывели несколько иное соотношение:

$$\Delta O_2 : \Delta NO_3^- : \Delta PO_4^{3-} = 135 : 15,9 : 1,$$

которое показывает, что характер регенерации биогенов зависит от состава исходного органического вещества.

Связь растворенного кремния с ΔO_2 имеет уже нелинейный характер:

$$\Delta O_2 = 32 + Si^2 / (0,12065 + 0,01025Si + 0,00197Si^2),$$

поскольку силикаты регенерируют из органического детрита не только окислительными процессами, но и простым растворением в глубинных водах.

Полезно сравнить соотношения, полученные в водном растворе, с наблюдаемыми в веществе фитопланктона. Известная статистическая модель Редфилда—Ричардса (1942, 1965), составленная на основе средних отношений главных биогенных элементов в планктоне, имеет вид

$$O : C : N : P = 138 : 106 : 16 : 1 \text{ (в мольном выражении).}$$

Отношение Si/P по данным анализов диатомового планктона может меняться от 16 : 1 до 60 : 1.

Для планктона северо-западной части Индийского океана Сен-Гупта и соавт. (1976) представили следующее соотношение:

$$O : C : Si : N : P = 140 : 180 : 40 : 16 : 1.$$

Как можно видеть, средние соотношения главных биогенных элементов в воде и органическом веществе планктона довольно близки, а отношения валовых содержаний должны полностью совпадать.

В водной толще океана отношения растворенных минеральных форм биогенных элементов меняются с глубиной. Особенно заметны эти изменения для отношений N/P и Si/P. В эвфотической зоне преобладают процессы ассимиляции биогенных элементов, а в более глубоких слоях — их регенерации. Поэтому изменения соотношений можно рассматривать как показатель трансформации органического материала.

Распределение отношений N/P и Si/P на разрезе по 65—67° в. д. (рис. 3.12) получено А. Н. Гусаровой (1981). Как видно из рисунка, в эвфотической зоне Аравийского моря значения N/P и Si/P сильно понижены. Следовательно, здесь ассимиляция нитратов и кремния идет быстрее потребления фосфатов. С глубиной, по мере протекания процессов минерализации, отношения N/P и Si/P возрастают, постепенно приближаясь к значениям, характерным для планктона. Однако в промежуточном и глубинном слоях Аравийского моря N/P достигает лишь значения 10, отношение Si/P также остается уменьшенным по сравнению с районами

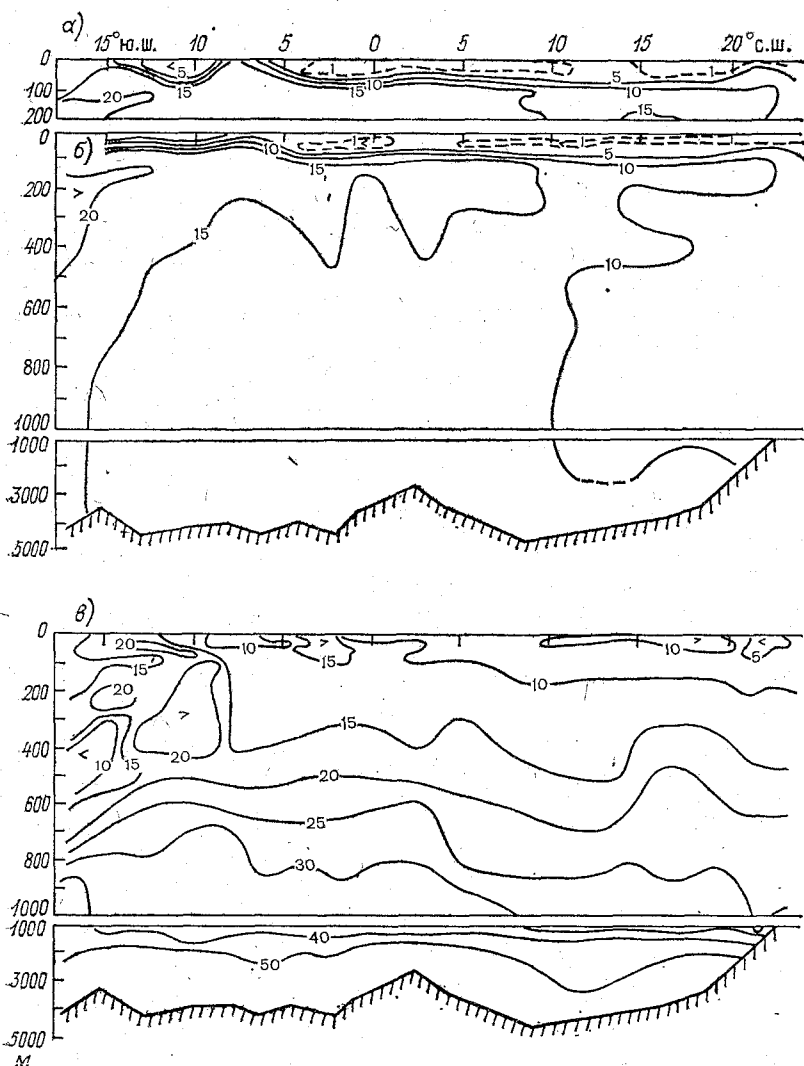


Рис. 3.12. Значения отношений концентраций биогенных элементов на субмеридиональном разрезе по 65—67° в. д. весной 1976 г., по А. Н. Гусаровой (1981).

а — суммарный N/P , б — NO_3^-/P ; в — Si/P .

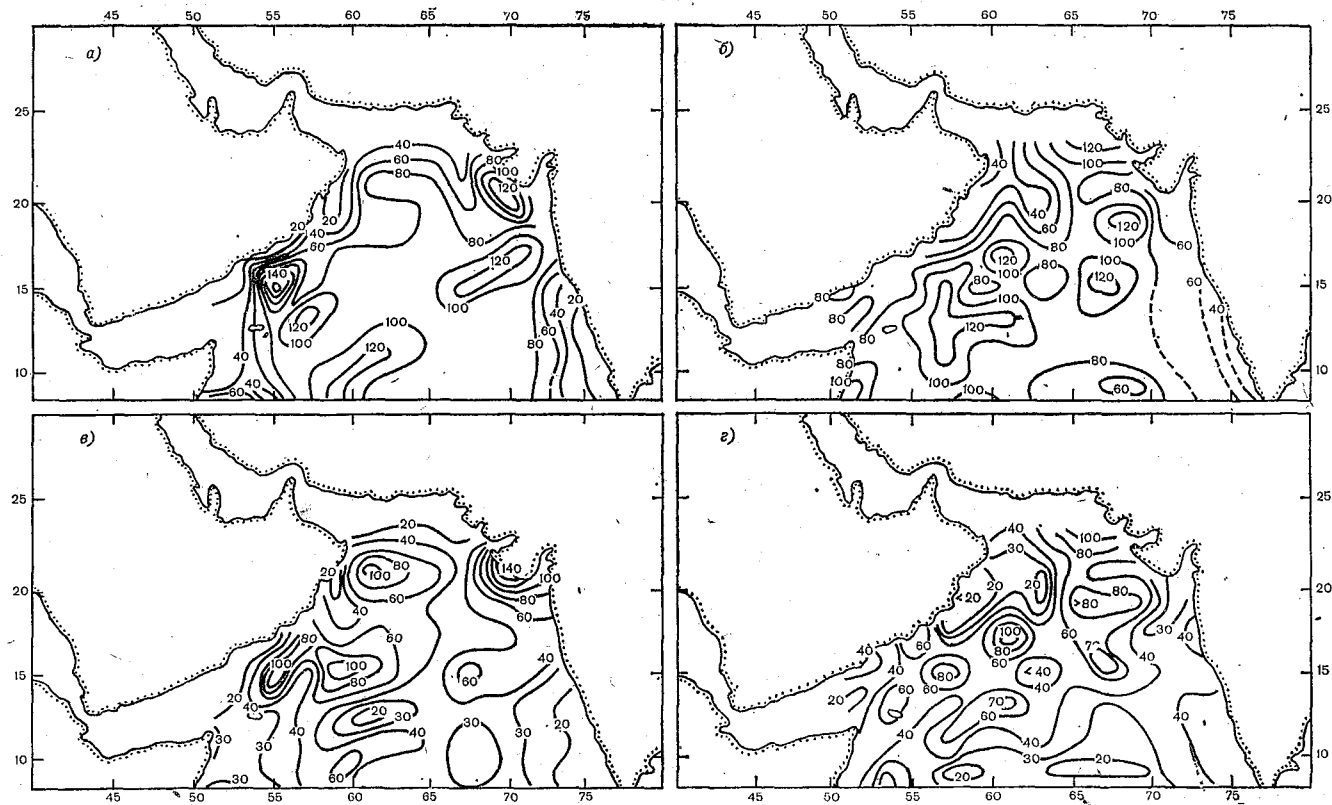


Рис. 3.13. Глубина залегания (м) нижней границы эвфотической зоны (а, б) и распределение запаса фосфатов ($\mu\text{моль}/\text{м}^2$) (в, г) в северо-западной части Индийского океана, по В. А. Химице, Т. М. Панкратовой и С. М. Шепелевой (1986).

а, в — сезон юго-западного муссона; б, г — сезон северо-восточного муссона.

жужнее. Это свидетельствует о неполном распаде органического вещества в толще Аравийского моря.

Необходимым условием интенсивного протекания фотосинтеза и создания первичной продукции является достаточный запас биогенных элементов в эвфотической зоне и подстилающем слое.

Детальное распределение запаса фосфатов в эвфотической зоне северо-западной части Индийского океана для двух сезонов (рис. 3.13) представлено В. А. Химицей и соавт. (1986). Предварительно были построены карты глубины залегания нижней границы эвфотической зоны. Критерием нижней границы принимается нижняя поверхность слоя максимальных градиентов концентраций кислорода, фосфатов и кремнекислоты, практически совпадающая с глубиной 0,1 %-ной освещенности в открытых районах и 1 %-ной освещенности в системах апвеллингов. Запас фосфатов рассчитывался перемножением средних концентраций фосфатов на толщину слоя в 2-градусных трапециях также для двух сезонов (рис. 3.13).

В период юго-западного муссона очаги максимального запаса фосфатов наблюдаются в западной, северной и северо-восточной частях Аравийского моря, связанных с апвеллингами и материковым стоком. К периоду северо-восточного муссона они смещаются в центральную часть моря, согласуясь с распределением центров циклонической циркуляции вод. Как правило, районы повышенного запаса фосфатов отличаются интенсификацией первичного продуцирования.

Первичная продукция. Первичная продукция была определена радиоуглеродным методом в северной части Аравийского моря в экспедициях 1973—1976 гг., когда наблюдениями были охвачены все сезоны (Казим, 1982). Среднегодовое распределение значений первичной продукции (рис. 3.14а) довольно хорошо согласуется с расположением очагов максимального запаса биогенных веществ.

Интегральная продукция фитопланктона в эвфотической зоне меняется по акватории в пределах 13,0—6000 мг/(м²·сут) (по углероду) при среднем значении 835 мг/(м²·сут).

Наиболее плодородными являются прибрежные воды со средней продукцией 1330 мг/(м²·сут) и суммарным производством органического углерода около 270·10⁶ т/год, что превышает 50 % суммарной продукции Аравийского моря (518·10⁶ т/год) в той его части, которая расположена севернее 15° с.ш. В удалении от берегов пределы изменчивости первичной продукции 17,0—2180 мг/(м²·сут) при среднем значении 626 мг/(м²·сут).

Характеристика сезонной изменчивости продукции фитопланктона дана в табл. 3.6.

Северная часть Аравийского моря занимает 25 % площади акватории всего моря, но здесь производится около 50 % суммарной первичной продукции. Примерно 25 % суммарной продукции моря дают прибрежные районы, занимающие всего лишь 8 % площади моря.

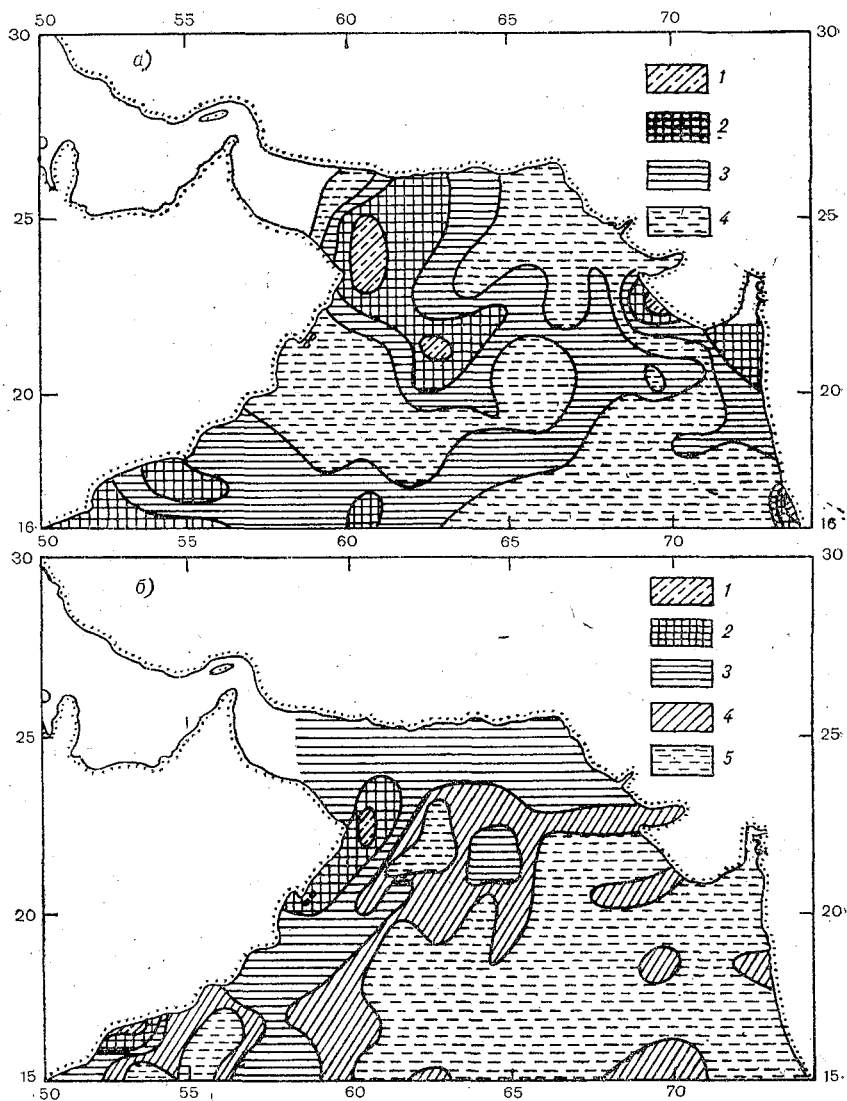


Рис. 3.14. Скорость первичного продуцирования органического углерода $[г/(м^2 \cdot сут)]$ (а) в эвфотической зоне по радиоуглеродному методу и распределение содержания хлорофилла «а» в слое 0—50 м ($мг/м^2$) (б) в северной части Аравийского моря, по Казиму (1982).

а: 1) $>2,0$; 2) $1,0-2,0$; 3) $0,5-1,0$; 4) $<0,5$; б: 1) >100 ; 2) $50-100$; 3) $20-50$; 4) $10-20$, 5) <10 .

Таблица 3.6

Сезонная изменчивость продукции фитопланктона $C_{орг}$ мг/(м²·сут)
в северной части Аравийского моря, по Казиму (1982)

Сезон	Минимум	Максимум	Среднее
Переходный (февраль — май)	17,0	6010	733,1
Юго-западный муссон (июль — сентябрь)	100,0	2220	921,3
Северо-восточный муссон (октябрь — январь)	13,0	5790	919,0

В среднегодовом распределении концентраций хлорофилла «а», (слой 0—50 м) максимальные концентрации также отмечаются в прибрежных районах Йемена, Омана и северо-западной Индии (рис. 3.14 б).

Тяжелые металлы и нефтяные углеводороды. Представление о содержании тяжелых металлов в толще вод северной части Аравийского моря можно получить по данным Л. Даниельссона (1980), которые были накоплены в экспедиции на НИС «Академик Курчатов» (табл. 3.7).

Таблица 3.7

Концентрации тяжелых металлов (мкг/л) в водах северной части
Аравийского моря (июнь 1976 г.)

Глубина, м	Cd	Cu	Fe	Pb	Ni	Zn
10	0,020	0,26	0,21	0,030	0,31	0,7
51	0,011	0,18	0,17	0,022	0,21	0,4
149	0,035	0,17	0,19	0,028	0,23	0,2
512	0,073	0,15	0,28	0,030	0,54	0,5
1039	0,090	0,13	0,27	0,030	0,55	0,6
1570	0,062	0,19	0,32	0,022	0,63	0,6
2091	0,058	0,24	0,28	0,020	0,65	0,6
2614	0,052	0,28	0,24	0,020	0,71	0,7
3132	0,052	—	0,25	0,026	0,65	0,9
Среднее в Мировом океане	0,07	1,4	5,0	0,03	0,5	5,0

Концентрации кадмия, свинца и никеля находятся на уровне средних для Мирового океана. Концентрации меди, железа и цинка гораздо ниже средних. Тенденция увеличения с глубиной проявляется для содержания кадмия и никеля. Концентрации других металлов слабо меняются по вертикали.

Нефтяным углеводородам как показателю загрязненности вод от судоходства уделяется серьезное внимание. Фондекар и Алагор-

сами (1984) обобщили все данные наблюдений за содержанием нефтяных углеводородов (НУ) в поверхностном слое Аравийского моря на трассах нефтеналивных судов за 1978—1983 гг. (табл. 3.8).

Таблица 3.8

Концентрация нефтяных углеводородов (мкг/л) на разных глубинах в Аравийском море, по Фондекару и Алагорсами (1984)

Время наблюдений	0 м	10 м	20 м
Март 1978 г.	0,6—22,9	0,9—18,1	—
Декабрь 1979 г.	18,6—41,6	16,9—34,5	10,4—24,9
Февраль 1980 г.	6,4—9,0	3,1—6,1	2,4—4,5
Январь 1981 г.	4,0—9,5	0—2,5	—
Январь 1983 г.	9,7—24,2	6,7—13,2	2,2—7,2
Июль 1983 г.	3,0—8,9	0—1,2	0—1,0
Сентябрь 1983 г.	7,4—16,2	3,4—8,5	0—1,2
Октябрь 1983 г.	5,7—10,6	2,1—5,4	0—1,1
Ноябрь 1983 г.	5,1—12,4	1,4—6,1	0—1,6

Отмечается неравномерное пятнистое распределение НУ по акватории моря, повсеместное уменьшение концентраций НУ с глубиной и различие их содержания в районах западнее и восточнее 60° в. д. Средние концентрации НУ в восточных районах примерно в 2,5 раза выше, чем в западных. Нередко содержание НУ в воде в несколько раз превышает предельно допустимую концентрацию для океана (10 мкг/л), но в большинстве случаев остается ниже ПДК. Можно полагать, что ускоренное испарение и биodeградация НУ при высоких температурах способствуют быстрому очищению моря от нефтепродуктов. Определения НУ проводились из гексанового экстракта методом флюориметрии. По-видимому, в этом случае были получены преимущественно концентрации растворенных НУ.

Значительно более высокие концентрации углеводородов показало экстрагирование их четыреххлористым углеродом с ИК-спектрофотометрическим окончанием (табл. 3.9). Метод фиксирует

Таблица 3.9

Распределение концентраций нефтяных углеводородов (мкг/л) в некоторых точках Аравийского моря весной 1976 г., по И. А. Немировской (1981)

Горизонт, м	Станции					
	14°01' с.ш., 67°01' в.д.	19°00' с.ш., 67°00' в.д.	23°25' с.ш., 67°16' в.д.	21°59' с.ш., 65°00' в.д.	22°40' с.ш., 60°01' в.д.	14°58' с.ш., 51°26' в.д.
0	350	500	1780	2800	1170	1420
10	300	320	260	2600	—	1010
25	360	750	750	500	590	—
50	—	—	260	120	—	1060

растворенные и эмульгированные НУ. Наблюдаются очень большие содержания суммарных НУ, особенно в самой северной части моря, в Оманском и Аденском заливах, в сотни раз превышающие ПДК.

3.2. Персидский залив

Физико-географические условия и общие черты гидрологии. Персидский залив более чем на 1000 км вдается в сушу между Аравийским полуостровом и Азиатским континентом, сообщаясь с Аравийским морем через Ормузский пролив (ширина около 65 км) и Оманский залив. Наибольшая ширина Персидского залива 380 км, максимальная глубина 104 м, средняя глубина около 40 м, площадь акватории 240 тыс. км², объем воды 7800 км³.

В рельефе дна выделяются две основные морфологические зоны. Мелководная зона, простирающаяся от береговой черты до глубин 45—50 м, имеет ширину от 2—5 до 100 км. Наибольшая ее ширина отмечена в южной, юго-западной части залива и на подводной окраине дельты рек Шатт-эль-Араб и Карун. Глубоководная зона охватывает глубины от 45—50 до 100 м. Подводным продолжением рифа Рас-эль-Мотаф и п-ова Катар она делится на северную и южную впадины. Северная с глубинами до 75 м имеет блюдцеобразную форму. Южная впадина отличается V-образной формой, и наиболее глубокая ее часть (80—104 м) протягивается вдоль северного берега залива. Юго-западная и южная части залива изобилуют коралловыми рифами, банками и островами.

Персидский залив расположен в области сухого климата и жаркого лета. Температура воздуха в январе 17—18 °С у Ормузского пролива и 10—12 °С возле вершины залива, а в июле—августе 32—34 °С над всей акваторией. Соответственно температура поверхностной воды в течение года меняется от 18 до 32—33 °С (рис. 3.15). Средняя годовая сумма атмосферных осадков мала: от 50—100 мм в вершине залива до 250—270 мм в северо-восточной части. Годовая сумма испарения достигает 180 см, объем речного стока сравнительно невелик, поэтому воде залива свойственна соленость 39—41 ‰, лишь в Ормузском проливе 37—38 ‰ (рис. 3.15).

Отрицательный пресный баланс служит причиной наклона свободной поверхности, понижения уровня от Ормузского пролива к вершине Персидского залива и притока воды из Оманского залива. Эта вода распространяется вдоль северного и северо-восточного берегов, с приближением к вершине залива отклоняется на запад и меняет направление на обратное вдоль юго-западных берегов, осолоняясь и уплотняясь по пути. Таким образом, в Персидском заливе создается преобладающая циклоническая циркуляция. Компенсационный сток воды Персидского залива происходит в придонном слое Ормузского пролива, причем эта вода прослеживается по слабому максимуму солености между горизонтами

200 и 350 м в северо-западной части Индийского океана до 12° с. ш.

Общее представление о водном балансе Персидского залива можно получить по данным Хартманна и соавт. (1971): приток из Оманского залива — 3365 км³/год, сток в Оманский залив — 3110, испарение — 326, атмосферные осадки — 34, речной сток — 37.

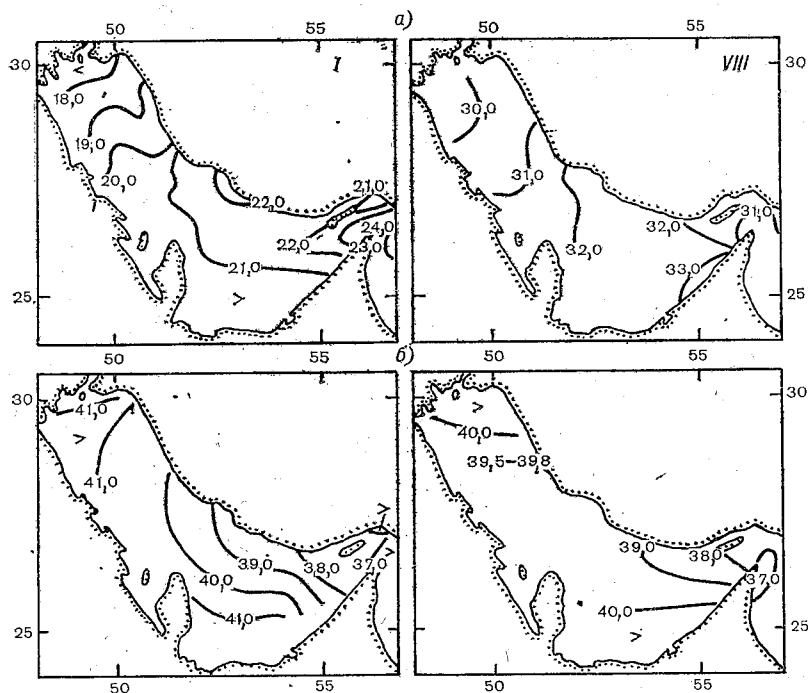


Рис. 3.15. Температура (°C) (а) и соленость (‰) (б) поверхностного слоя Персидского залива зимой и летом, по Н. П. Помазановой и Э. Б. Петренко (1971).

Циркуляция водных масс залива зависит и от господствующих ветров. Зимой, когда с одинаковой повторяемостью дуют северо-восточные и юго-восточные ветры, течение почти по всей ширине залива распространяется к его вершине с оттоком вдоль северо-западных берегов. Весной система течений неустойчива: образуются вихри, зоны дивергенций и конвекций, вызывающие подъем и опускание вод. Летом, при юго-западном муссоне над Аравийским морем и сильных северо-западных ветрах над заливом, в центральной и северо-западной частях залива формируются большие циклонические вихри. В августе—сентябре эти круговороты еще сохраняются, но постепенно ослабевают и распадаются.

Зимой (январь—март) интенсивная вертикальная циркуляция захватывает всю водную толщу, поэтому температура придонной

воды отличается от поверхностной не более чем на 1°C . С началом весеннего прогрева образуется термоклин, верхняя граница которого заглубляется от 15 м в вершине залива до 50 м близ Ормузского пролива. В июне—сентябре водная толща залива резко стратифицирована. Разность температур воды на поверхности и у дна во впадинах увеличивается до $9\text{--}12^{\circ}\text{C}$, однако летом температура придонного слоя не бывает ниже $19\text{--}20^{\circ}\text{C}$. В ноябре—декабре термоклин размывается и различия температуры сглаживаются.

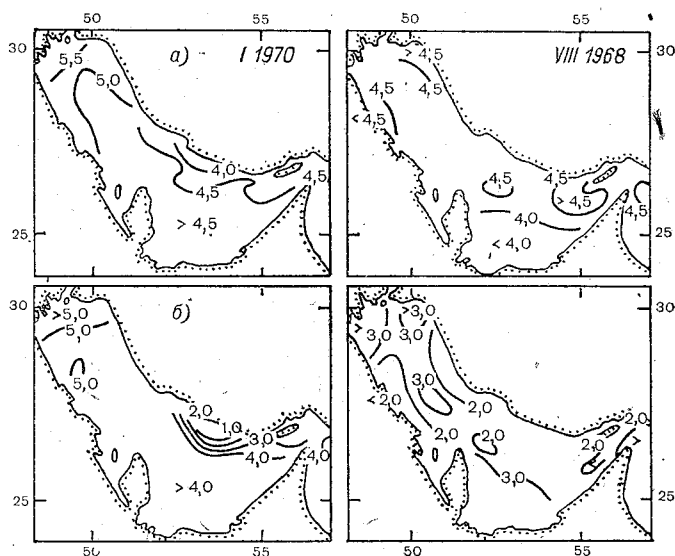


Рис. 3.16. Содержание растворенного кислорода (‰ по объему) в воде на поверхности (а) и у дна (б) Персидского залива зимой и летом, по Н. П. Помазановой и Э. Б. Петренко (1971).

Гидрохимический режим. Вся водная толща Персидского залива хорошо аэрирована (рис. 3.16). Содержание кислорода зимой по акватории меняется в пределах $3,5\text{--}5,5\text{‰}$ (по объему). Только в январе у островов Лаван и Хендераби глубже 50 м оно понижается до $2,0\text{--}0,5\text{‰}$. Весной в слое 0—40 м концентрации кислорода $5,0\text{--}5,5\text{‰}$, глубже уменьшаются до $2,8\text{--}3,0\text{‰}$. Летом поверхностный слой характеризуется концентрациями $3,8\text{--}4,5\text{‰}$, а с глубин 25—40 м до дна они не превышают $2,0\text{‰}$. Менее благоприятные кислородные условия у северо-восточного побережья в этом сезоне вынуждают креветок располагаться в слое 20—30 м, осенью их скопления смещаются на глубины 35—40 м.

Воды залива богаты биогенными веществами (рис. 3.17). Этому способствуют приток вод с повышенным содержанием биогенных веществ из Оманского залива, значительный вынос речным стоком, ускоренная минерализация органического вещества при

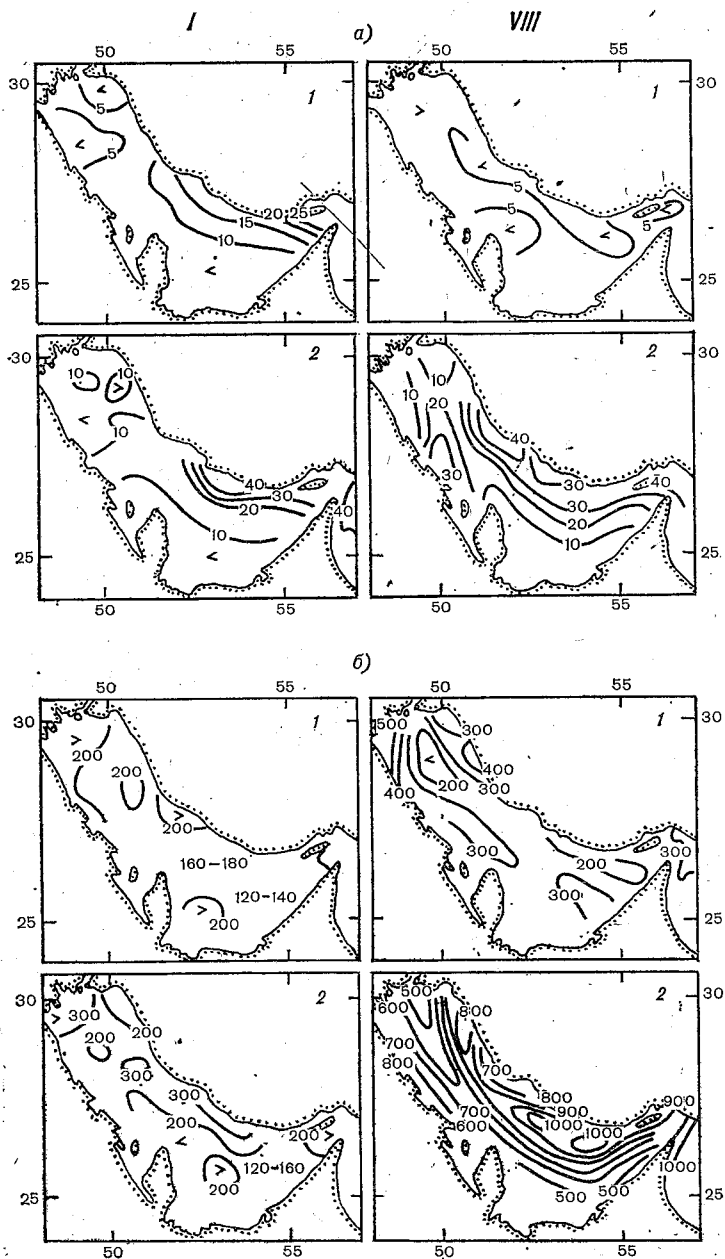


Рис. 3.17. Содержание фосфора фосфатов (а) и кремния (б) (мкг/л) в воде на поверхности (1) и у дна (2) Персидского залива зимой и летом, по Н. П. Помазановой и Э. Б. Петренко (1971).

высоких температурах воды, интенсивная зимняя конвекция и особенности вертикальной циркуляции вод.

Зимой максимум фосфора фосфатов в поверхностном слое наблюдается близ Ормузского пролива (25—28 мкг/л). К южным районам и вершине залива концентрация уменьшается до 5—10 мкг/л. В придонном слое содержание фосфора также уменьшается от 35—40 мкг/л в Ормузском проливе и у северного побережья залива до 8—10 мкг/л к северо-западу и югу. Наиболее высокие концентрации кремния отмечены около Ормузского пролива (200—280 мкг/л на поверхности и 280—360 мкг/л у дна), вдоль северо-западного побережья и в вершине залива, на остальной части акватории — 150—180 мкг/л.

Зимой и весной речной сток поставляет в залив большие массы биогенных веществ, которые течением переносятся на юго-восток. Однако с началом весеннего прогрева развивается фитопланктон, потребляющий биогенные соли, поэтому летом в поверхностном слое содержание фосфатного фосфора не превышает 5 мкг/л. Концентрации кремния остаются высокими (200—300 мкг/л), а в крайней северо-западной части залива возрастают до 500 мкг/л.

В придонном слое летом происходит накопление биогенных веществ. У северо-восточного и западного побережий концентрации фосфора достигают 30—40 мкг/л, кремния — 700—1000 мкг/л. К вершине залива и его южным районам эти концентрации уменьшаются соответственно до 10—15 и 500—600 мкг/л.

На рис. 3.16 и 3.17 можно видеть, что при северо-восточных ветрах зимнего муссона вдоль Пакистанского и Иранского побережий возникает апвеллинг, обеспечивающий снабжение поверхностного слоя биогенными веществами.

По заключению Дирссена (1985), фосфаты в Персидском заливе не ограничивают фотосинтез, поскольку их концентрации в эвфотической зоне никогда не достигают аналитического нуля. За исключением Ормузского пролива, концентрации фосфатов в поверхностном слое залива обнаруживают линейную связь с соленостью воды (коэффициент корреляции 0,888). Наоборот, концентрации нитратов в поверхностном слое к западу от пролива летом нередко становятся ниже предела обнаружения, поэтому нитраты можно считать элементом, лимитирующим биологическую продуктивность залива. Дефицит кислорода и соответствующий прирост концентраций биогенных веществ в придонном слое залива относительно невелики благодаря короткому периоду времени обновления водных масс, составляющему всего 2,5 года.

В целом биогенная база основных промысловых районов Персидского залива в течение года находится на высоком уровне, чем создаются хорошие кормовые условия для промысловых рыб и креветок.

Высокая температура воды залива и возрастание рН при фотосинтезе обеспечивают большое пересыщение воды карбонатом кальция и массовое выпадение CaCO_3 из раствора. Об этом свидетельствует диаграмма связи между общей щелочностью и соле-

ностью (рис. 3.18). Из сравнения щелочности в поверхностном слое Индийского океана и Персидского залива следует, что средняя щелочность вод центральных районов залива уменьшена на

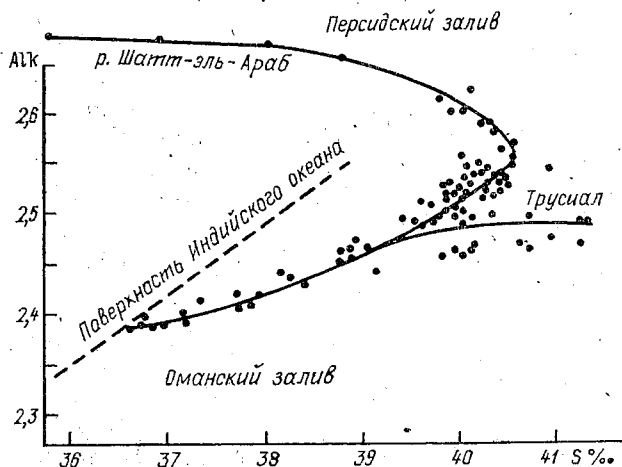


Рис. 3.18. Диаграмма щелочность—соленость для вод Персидского залива, по Бруеру и Дирссену (1985).

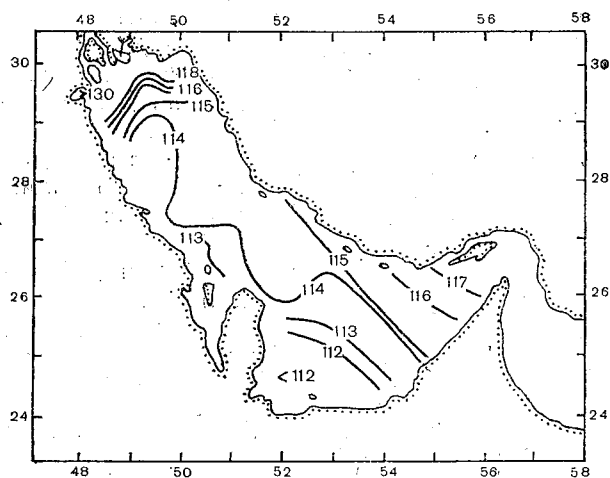


Рис. 3.19. Удельная щелочность воды [(общая щелочность/хлорность) · 10³] на поверхности Персидского залива, по Бруеру и Дирссену (1985).

0,125 ммоль/кг (в эквиваленте HCl), а это соответствует удалению из раствора 0,625 ммоль/кг карбоната кальция. Повышенной общей щелочностью обладают воды речного стока (Шатт-эль-Араб) и Ормузского пролива. Общие тенденции изменчивости удельной щелочности по акватории залива демонстрирует рис. 3.19. В при-

донных водах впадин удельная щелочность уменьшается до 0,108—0,110. Таким образом, характерной особенностью Персидского залива является непрерывное выпадение CaCO_3 из раствора во всей водной толще. Наиболее интенсивно этот процесс идет на отмелях южной части залива.

Извлечение CO_2 фитопланктоном, возвращение CO_2 в раствор при деструкции органического вещества и газовый обмен через поверхность воды также протекают в значительных масштабах. Вся совокупность названных процессов может быть представлена соотношением между общей щелочностью и суммарной CO_2 , установленным Бруером и Дирссеном (1985) для поверхностных вод залива:

$$Alk = 116,60 + 1,11 \sum \text{CO}_2 \quad (r = 0,996),$$

где Alk — в мкмоль HCl ; $\sum \text{CO}_2$ — в мкмоль/кг.

Общая щелочность определяется стандартными методами, а $\sum \text{CO}_2$ рассчитывается на основании теории карбонатной системы.

Газовый обмен отражается только в значениях $\sum \text{CO}_2$. Осаждение CaCO_3 меняет одновременно Alk и $\sum \text{CO}_2$ в соотношении 2 эквивалента на моль. Фотосинтез изменяет оба параметра (по Редфилду) в пропорции $Alk : \sum \text{CO}_2 = 0,16 : 1$ при условии, что продукция оценивается по поглощению нитратов.

В уравнении Бруера и Дирссена учтено соотношение Редфилда. Следовательно, если наблюдаемое значение $\sum \text{CO}_2$ будет меньше рассчитанного, то полученную разность можно связать с фотосинтезом и отсюда оценить чистую первичную продукцию. На каждый моль CO_2 , зафиксированный в органических тканях, приблизительно 2,5 моля связывается в CaCO_3 карбонатных раковин и скелетных фрагментов планктона. Параллельно необходимо принять во внимание и количественное выражение потока CO_2 через водную поверхность.

Донные отложения. По данным В. Л. Спиридонова и В. П. Усенко (1982), Персидский залив является ареной современного интенсивного накопления CaCO_3 , особенно в южной мелководной части, где в отложениях отмечаются его максимальные концентрации. Содержание CaCO_3 колеблется от 25 % в глинистом иле до 98,6 % в средне- и крупнозернистых песках, составляя в среднем по заливу 68,5 %.

Морфологические типы карбонатов в песках и крупных алевролитах представлены целыми раковинами и обломками раковин макро- и микрофауны, их детритом, скелетами планктона, а в алевроитово-глинистых илах — пелитоморфным CaCO_3 , карбонатно-глинистыми образованиями и мельчайшими обломками моллюсков. Минералогически карбонаты открытой части залива представлены кальцитом, арагонитом и доломитом. Последний встречается в южной и юго-западной частях залива, где его генезис связан с механическим привносом из береговой зоны ветром и течениями. Повсеместный пелитоморфный кальцит имеет авто-

хтонное происхождение за счет хемогенной садки в южной мелководной части залива, откуда течениями карбонаты разносятся по всему заливу. Эта форма CaCO_3 представлена удлиненными игольчатыми кристаллами высокомагнезиального кальцита. Карбонатно-глинистые образования в основном аллохтонного происхождения, поскольку формируются преимущественно в вершинной части залива при коагуляции выносимых из дельты р. Шатт-эль-Араб карбонатных и глинистых частиц. Терригенный кальцит построен из низкомагнезиальной разновидности.

Геотектоническая особенность Персидского залива — то, что он расположен в области регионального опускания между древней Аравийской плитой и альпийскими горными сооружениями Загроса. Большая часть акватории прилежит к восточному склону Аравийской плиты и платформенному борту Месопотамского передового прогиба.

Структурный облик региона Персидского залива формировался под воздействием трех основных факторов (Г. Е. Рябухин, Е. Р. Алиева, В. А. Рудик, 1969): 1) движение фундамента по разломам, приведшее к образованию в осадочном чехле валлообразных складок субмеридионального направления; 2) движения кембрийской соли, обусловившие образование многочисленных поверхностных и погребенных соляных диапиров (куполовидные складки, возникающие путем выдавливания пластичных пород снизу); 3) молодые загросские движения, от которых появились крупные протяженные складки северо-западного простирания.

Формирование структур происходило начиная с верхней юры — нижнего мела (150—130 млн лет назад). Общая мощность осадочных пород, по данным геофизики, составляет 8—12 км.

Геотектонические и литологические факторы привели к возникновению в недрах залива нефте- и газоносных слоев. К настоящему времени здесь открыто около 30 месторождений, из которых Лулу-Эсфандьяр (запас около 5 млрд т) и Саффания (разведанные запасы более 1,6 млрд т) являются крупнейшими в мире. В недрах Персидского залива нефтегазонасыщенные пески и песчаники верхнего и нижнего мела, известняки нижнего мела, верхней и средней юры.

Наиболее перспективна для поисков нефти северная часть залива, где уже открыты самые крупные месторождения. Перспективна и южная часть залива. Там широко распространены структуры, предположительно связанные с прорывом кембрийской соли.

3.3. Аденский залив

Физико-географические условия и водные массы. Границы Аденского залива: на востоке — м. Гвардафуй — о. Сокотра — м. Рас-Фартак, на западе — Баб-эль-Мандебский пролив.

Залив играет роль связующего звена между Красным и Аравийским морями, гидрологический и гидрохимический режим которых различен. В зависимости от интенсивности водообмена

в системе трех водоемов водным массам Аденского залива в различные сезоны года присущи черты того или другого из смежных морей. Это находит отражение в характере пространственных полей гидрохимических элементов.

Объем Аденского залива складывается из следующих водных масс: поверхностная, подповерхностная аравийского происхождения с минимумом солености, промежуточная трансформированная красноморская вода высокой солености (от 39,5‰ на выходе из Баб-эль-Мандебского пролива до 36,2‰ в центральной части залива), придонная вода из Аравийского моря с минимумом солености (1000 м — дно).

Над заливом в течение июня—августа господствует летний юго-западный муссон, с сентября по апрель преобладает зимний северо-восточный муссон.

Летом по всей акватории залива осуществляется перенос воды в восточном направлении, вызывающий заметное понижение уровня у Баб-эль-Мандебского пролива. В результате усиливается компенсационный подток аравийских подповерхностных вод, отличающихся пониженной соленостью и дефицитом кислорода. Вдоль северного берега залива возникают сгонные явления и подъем глубинных вод. У южного побережья, наоборот, наблюдается повышение уровня и опускание поверхностных вод. Таким образом, летний муссон служит причиной вертикальной поперечной циркуляции с подъемом вод вдоль Аравийского побережья и опусканием у Африканского.

Под действием зимнего муссона происходит нагон воды из Аравийского моря, повышающий уровень в заливе. Избыток воды не может полностью переместиться в Красное море, поэтому у южного берега возникает стоковое течение с небольшими скоростями и в поверхностном слое всей акватории формируется циклоническая циркуляция. Вертикальная поперечная циркуляция меняется на обратную: у Африканского побережья к поверхности поднимаются подповерхностные воды, у Аравийского опускаются поверхностные воды. Одновременно наблюдается подъем вод в центре циклонической циркуляции.

Через Баб-эль-Мандебский пролив поверхностная вода только летом попадает в Аденский залив, все остальное время течение направлено в Красное море. Летом компенсационный поток подповерхностных вод из Аденского залива нередко настолько силен, что может полностью перекрыть выход глубинных вод из Красного моря.

В переходные периоды между муссонами на выходе из залива создается область антициклонических движений вод.

Вследствие годовой циклонической трехмерной циркуляции гидрохимические характеристики водных масс испытывают значительные колебания во времени и пространстве.

Гидрохимический режим в период юго-западного муссона. Вертикальную гидрохимическую структуру водных масс можно проследить по распределению растворенного кислорода на разрезе

вдоль осевой линии залива (рис. 3.20). Поверхностный слой толщиной 50—100 м хорошо аэрирован, ниже (до глубин 1000—1200 м) располагается мощный слой кислородного минимума, да-

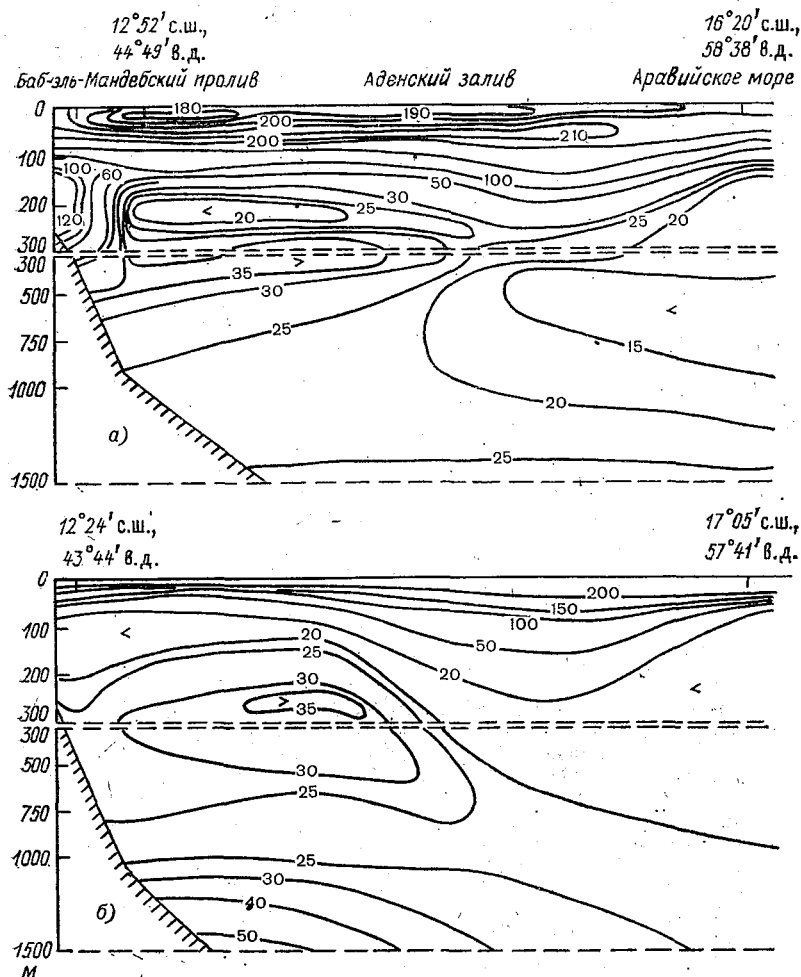


Рис. 3.20. Вертикальное распределение растворенного кислорода (мкмоль/л) на разрезе вдоль Аденского залива и в прилегающей части Аравийского моря, по В. А. Химице (1970).

а — май-июнь; б — сентябрь 1963 г.

лее — глубинный (придонный) слой с нарастанием содержания кислорода. Между горизонтами 250 и 750 м отчетливо видно проникновение красноморских вод, обогащенных кислородом. В сентябре содержание кислорода в придонной воде Баб-эль-Мандебского пролива резко уменьшается благодаря усилению

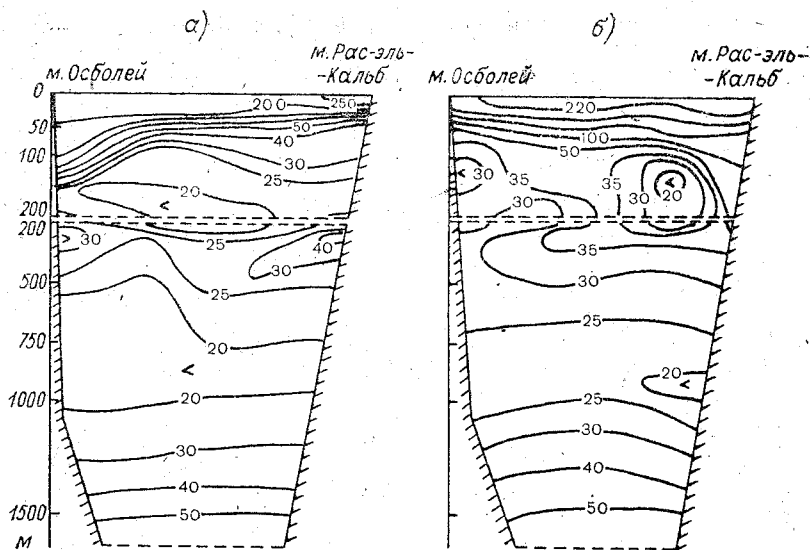


Рис. 3.21. Вертикальное распределение растворенного кислорода (мкмоль/л) на поперечном разрезе через Аденский залив, по В. А. Химице (1970).

а — август; б — декабрь 1963 г.

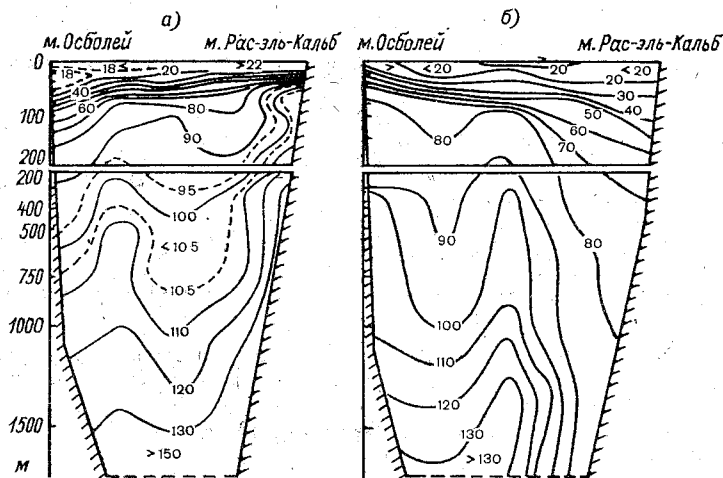


Рис. 3.22. Распределение концентраций фосфора фосфатов (мкг/л) в воде на поперечном разрезе через Аденский залив, по В. А. Химице (1968).

а — август; б — декабрь 1963 г.

компенсационного притока обедненных кислородом подповерхностных вод из Аравийского моря.

Гидрохимия поверхностного слоя различна в периоды начала юго-западного муссона и его максимального развития.

В начале летнего муссона севернее 12° с. ш. поверхностная вода переносится с запада на восток, а южнее — с востока на запад. Дивергентная сторона потоков обращена к побережьям, поэтому вдоль побережий наблюдается подъем подповерхностных вод, а в средней части залива возникает зона сходимости течений с погружением вод. В зоне сходимости увеличивается содержание органических веществ (окисляемость до $0,6$ мг O_2 в 1 л воды) и за счет их минерализации возрастает концентрация фосфатов. Наиболее интенсивно органическое вещество сносится к устью залива западнее 45° в. д. (окисляемость выше $1,0$ мг O_2 в 1 л воды). Восточнее 50° в. д. органическое вещество сносится к центру антициклонического круговорота, где содержание фосфатов превышает $1,0$ мкмоль/л. На периферии круговорота содержание фосфатов уменьшается при интенсивном фотосинтезе (насыщенность воды кислородом достигает 135%).

В начале летнего муссона (май—июнь) в среднем по заливу насыщенность поверхностной воды кислородом составляет 105 — 115% , а содержание в ней фосфатов и кремния меняется в пределах соответственно $0,3$ — $0,6$ и 10 — 20 мкмоль/л.

Июль является месяцем наиболее активной вегетации фитопланктона, биомасса которого достигает 1 — 4 г/м³. Тем не менее концентрации биогенных веществ в воде не уменьшаются благодаря быстрой минерализации органического вещества при высоких температурах.

Во время максимального развития летнего муссона (август) поверхностная водная масса перемещается с запада на восток. По мере прогрева укрепляется вертикальная стратификация и усиливается приток подповерхностной аравийской воды, поэтому верхний насыщенный кислородом слой становится тоньше. У Африканского побережья проявляется нагонный эффект и водные массы опускаются. У Аравийского побережья сгонный эффект обуславливает подъем вод из слоя минимума O_2 почти к самой поверхности, чем объясняется наблюдаемое распределение значений гидрохимических характеристик (рис. 3.21—3.23).

Несмотря на массовую вегетацию, в слое 0 — 50 м северной половины залива запас фосфатов и кремния не уменьшается (соответственно $0,56$ — $0,8$ и 10 — 30 мкмоль/л) за счет непрерывного пополнения их из подстилающего слоя.

Бурное цветение водорослей приводит к практически полному истощению фосфатов в Баб-эль-Мандебском проливе (рис. 3.23), где ярко выраженная плотностная стратификация препятствует поступлению фосфатов снизу. Начало осени (сентябрь) знаменуется в проливе изменением направления течений, при этом слой скачка плотности размывается и содержание фосфатов в эвфотической зоне вновь возрастает.

В течение всего года на акватории залива вертикальное распределение биогенных элементов имеет традиционный характер: быстрое нарастание концентраций с глубиной (рис. 3.22).

На подповерхностных глубинах в начале лета содержание фосфатов убывает от центральной части залива к периферии. Подпо-

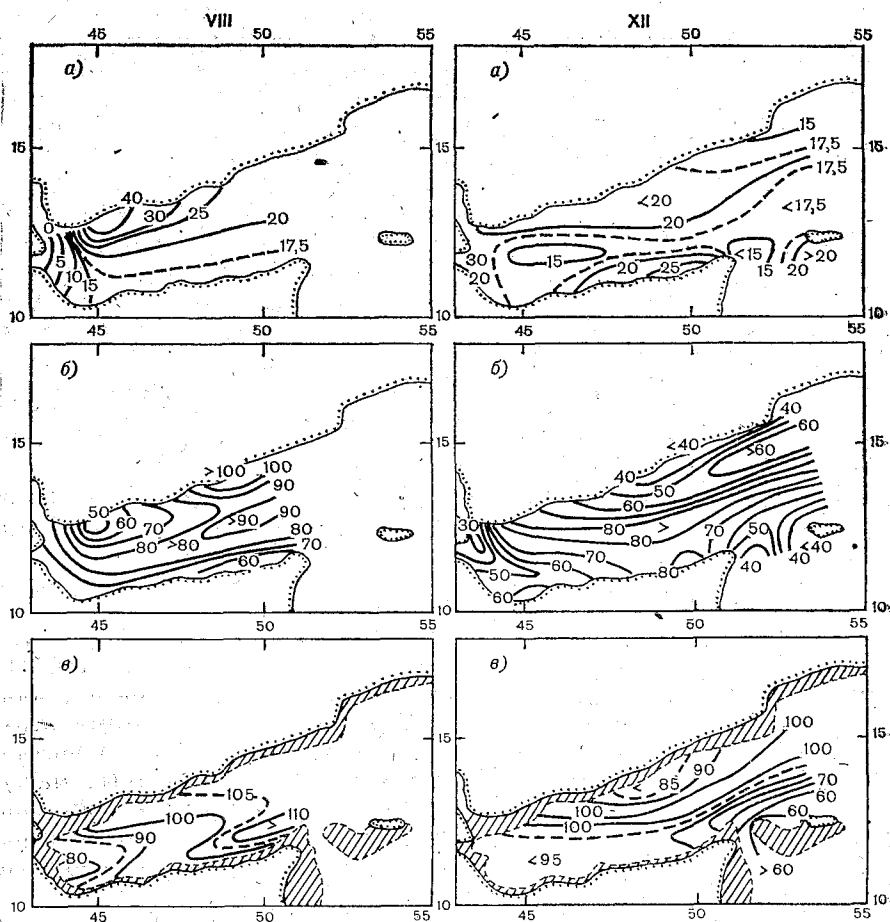


Рис. 3.23. Распределение концентраций фосфора фосфатов (мкг/л) в Аденском заливе в августе и декабре 1963 г., по В. А. Химице (1968).

а — 10 м; б — 100 м; в — 500 м.

верхностная вода Аравийского моря проникает через пролив между о. Сокотра и м. Гвардафуй лишь ограниченными объемами и быстро смешивается с другими водными массами. К августу, при усилении подтока аравийской воды, содержание кислорода в подповерхностном слое понижается до очень малых значений. Содер-

жение фосфатов на большей части залива возрастает до 70—100 мкг/л и тенденция увеличения концентраций к Аравийскому берегу сохраняется (рис. 3.23).

Промежуточная трансформированная красноморская вода имеет максимальный сток в мае. Она отличается повышенным содержанием кислорода и пониженным — биогенных веществ. По этим признакам присутствие красноморской воды можно проследить практически по всему заливу (рис. 3.22, 3.23). Однако в августе ее влияние ослаблено. По мере уменьшения стока красноморских вод содержание фосфатного фосфора в промежуточной воде залива (слой 300—1000 м) возрастает к сентябрю до 90—100 мкг/л и лишь к западу от линии Аден—Бербера не превышает 70 мкг/л.

В придонном глубинном слое содержание растворенного кислорода и фосфатов постепенно нарастает с глубиной, достигая максимума на горизонтах 1700—1900 м. Вследствие высокой динамичности водных масс Аденского залива гидрохимические показатели глубинных вод подвержены заметной сезонной изменчивости. Так, западнее 47° в. д. с мая по октябрь концентрация фосфатного фосфора в этом слое возрастает от 90 до 125 мкг/л, восточнее 47° в. д. — от 120 до 130 мкг/л.

Гидрохимический режим в период северо-восточного муссона. Осенью и зимой развивается вертикальная поперечная циркуляция, обогащающая кислородом подстилающие слои в северной части залива. У Африканского побережья происходит подъем подповерхностных вод, способствующий уменьшению содержания кислорода и пополняющий запас биогенных солей в поверхностном слое (рис. 3.21, 3.22).

В начале периода зимнего муссона продуцирование органического вещества во многих районах залива протекает так же интенсивно, как и летом, но охватывает более мощный слой воды. Поэтому к декабрю слой толщиной 25—40 м содержит кислорода 105—110 % насыщения без уменьшения запаса биогенных веществ. По мере развития плотностной конвекции верхний однородный слой становится мощнее, и к декабрю эвфотическая зона содержит фосфатов 0,45—0,65 и кремния 7—15 мкмоль/л.

В начале сезона (сентябрь—октябрь) *поверхностный слой* западнее 50° в. д. охвачен циклоническим круговоротом, центральная часть которого характеризуется концентрацией фосфатного фосфора 14—16 мкг/л, возрастающей вдвое на глубине 50 м благодаря подъему вод. Восточнее 50° в. д. течение направлено на северо-запад. Здесь содержание фосфатов возрастает к Аравийскому побережью. Между о. Сокотра и м. Гвардафуй проникает ветвь Сомалийского течения, обедненного фосфатами, причем к декабрю содержание фосфатов в сомалийской воде еще более уменьшается вследствие действия фотосинтеза (рис. 3.23).

Январь отличается максимальным развитием конвективного перемешивания, которое охватывает всю поверхностную толщу.

Это приводит к равномерному распределению фосфатов по вертикали и по акватории с пределами изменчивости концентраций фосфатного фосфора 15—30 мкг/л.

В *подповерхностном слое* в начале зимнего муссона наблюдаются довольно высокие концентрации фосфатов (90—100 мкг/л). Западнее 45° в. д. они понижаются до 80—95 мкг/л и еще более низкими становятся возле о. Сокотра. Максимум фосфатов (фосфатный фосфор 105—110 мкг/л) на глубине 150—200 м прослеживается только до 50° в. д. Развитие зимней циркуляции усиливает водообмен с Аравийским и Красным морями, вследствие чего содержание фосфатов в подповерхностной воде уменьшается до 80—95 мкг/л. Присутствие красноморской воды обедняет фосфатами южную прибрежную зону, поэтому полоса максимальных концентраций фосфатов проходит примерно по центральной оси залива.

Промежуточная трансформированная красноморская вода в начале зимы обнаруживается только к западу от разреза Аден—Бербера и вдоль Африканского побережья. С усилением стока красноморской воды концентрации фосфатов на промежуточных глубинах уменьшаются к середине сезона до 80 мкг/л.

Придонная вода характеризуется концентрациями фосфатов 110—120 мкг/л в западной части залива и 100—110 мкг/л в восточной (сентябрь—октябрь). После января содержание фосфатов в глубинных и придонных водах понижается на 10—20 мкг/л из-за ослабления притока органического детрита сверху и перемешивания с красноморскими водами.

Гидрохимические особенности придонных вод рифтовой зоны Таджура. Рифт Таджура — вытянутая по ширине донная впадина (депрессия) поперечником около 30 км с координатами центра 12°03' с. ш., 44°43' в. д. Основание депрессии расположено на глубинах 1300—1500 м. Вершины краевых гор поднимаются до глубин 600—800 м. В осевой части рифта имеется узкая (до 1,5 км) зона базальтовых излияний с отдельными вулканическими постройками высотой до 150 м. Основная масса излияний представлена куполами высотой 5—10 м и диаметром 20—50 м. Возраст вулканических структур не превышает 10 тыс. лет, причем некоторые из них образовались менее 1000 лет назад.

Вулканическая активность сопровождается выходом из недр гидротермальных растворов, которые взаимодействуют с придонной водой и обуславливают своеобразный режим ряда металломикроэлементов.

Водная толща над рифтом делится на три слоя: 1) поверхностный гомогенный слой от 0 до 80—100 м (температура выше 25 °С, соленость до 36,5 ‰); 2) промежуточные воды под термоклином от 120—140 до 700—800 м (12—15 °С, соленость около 35,5 ‰); 3) воды красноморского происхождения от 700—900 м до дна (до 18 °С, до 38 ‰).

В поверхностных водах абсолютные концентрации железа, марганца, цинка и меди близки к средним значениям для Миро-

вого океана. Преобладающей формой содержания металлов является растворенная, в которой до 40 % приходится на долю металлорганических комплексов. Взвешенная форма составляет от 4 % (медь) до 28 % (железо) валового содержания. Отношения концентраций взвешенных форм к растворенным имеют значения, обычные для океана.

В промежуточном слое абсолютное содержание указанных металлов в растворе и взвеси пропорционально увеличивается, но отношения концентраций взвешенных форм к растворенным в целом не меняются.

В глубинных водах, в противоположность открытому океану, не проявляется тенденция к увеличению с глубиной доли устойчивых металлорганических комплексов. Одновременно повышают концентрации взвешенных форм: железа — в 2 раза, меди — в 3, цинка — в 6 и марганца в 20 раз. Резко возрастает отношение концентраций взвешенных форм к растворенным. Так, взвешенная форма марганца достигает 83 % валового содержания.

Как можно видеть на рис. 3.24 и 3.25, области аномального содержания взвешенных форм марганца и железа и повышенных их отношений к растворенным формам распространяются от дна по вертикали на расстояние 400—500 м. Фоновые содержания взвешенных металлов, обычные в морской воде вне рифтовых зон, составляют (мкг/л): марганца — до 0,03; железа — до 0,3; цинка — до 0,2; никеля, хрома и меди — до 0,03. В рифтовой зоне Таджура аномальные содержания взвешенных форм металлов на 1—2 порядка превышают фоновые.

В придонных водах Баб-эль-Мандебского пролива подобные аномалии отсутствуют, и, следовательно, красноморские воды не способны создать повышенные концентрации марганца, железа и других металлов в придонных водах рифта. Источники поступления взвешенных металлов следует искать в самом рифте Таджура. Очевидно, при непосредственном выходе гидротермальных вод, а также при взаимодействии придонных вод с разогретыми базальтами экструзивной зоны рифта происходит новообразование взвеси. При этом гидроксиды металлов коагулируют не мгновенно, а постепенно, по мере перемешивания гидротермальных вод с окружающими водами. Этот процесс наиболее ярко выражен в западной части рифтовой зоны, где она пересекается трансформным разломом земной коры.

Процесс взаимодействия гидротермальных растворов с морской водой складывается из: 1) новообразования взвеси за счет коагуляции коллоидов гидроксидов железа и марганца как результат окисления их восстановленных форм и 2) интенсивной адсорбции других металлов на поверхности этих взвешенных частиц, в результате чего основная масса меди, цинка, никеля и хрома представлена здесь водородной формой.

Еще одна особенность придонных вод рифта Таджура — их аномальное обогащение марганцем как более подвижным по

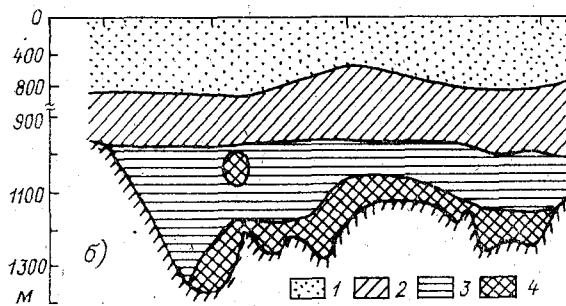
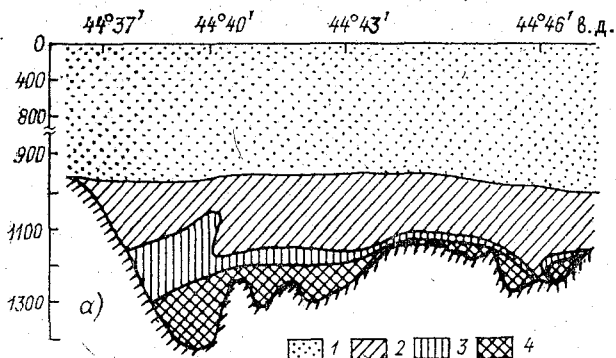


Рис. 3.24. Распределение концентраций взвешенного марганца (мкг/л) (а) и отношения Mn_{vzv}/Mn_{rastv} (б) на профиле вдоль западной части рифтовой зоны Таджура, по Л. Л. Деминой и С. Б. Тамбиеву (1987).

а: 1) $<0,5$; 2) $0,5-1,0$; 3) $1-2$; 4) $>2,0$; б: 1) $<0,5$; 2) $0,5-1,0$; 3) $1-5$; 4) >5 .

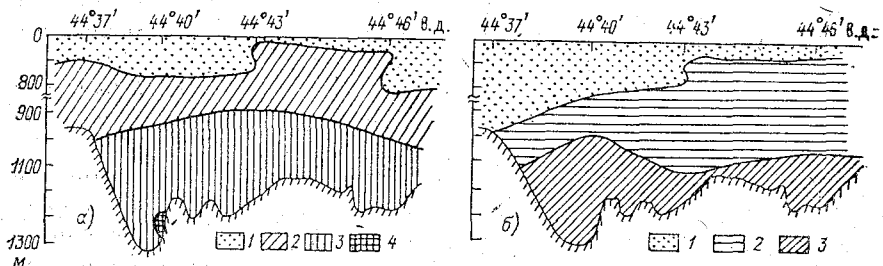


Рис. 3.25. Распределение концентраций взвешенного железа (мкг/л) (а) и отношения Fe_{vzv}/Fe_{rastv} (б) на профиле вдоль западной части рифтовой зоны Таджура, по Л. Л. Деминой и С. Б. Тамбиеву (1987).

а: 1) $<0,2$; 2) $0,2-1,0$; 3) $1-4$; 4) $>4,0$; б: 1) $<0,5$; 2) $0,5-1,0$; 3) $>1,0$.

сравнению с железом. Отношение Fe/Mn в поверхностных и промежуточных водах выше 10, а в придонных слоях не превышает 5,6.

3.4. Красное море

Общие сведения. Красное море представляет собой узкую, ориентированную с юго-востока на северо-запад впадину с почти параллельными берегами. Длина моря 1932 км, наибольшая ширина 306 км, средняя глубина 558 м, наибольшая глубина превышает 3000 м, площадь поверхности 450 тыс. км², объем воды 251 тыс. км³.

Северная часть моря разделена Синайским полуостровом на два залива. Восточный залив Акаба — глубоководная впадина с максимальной глубиной 1828 м, отделенная от моря порогом. Западный залив, Суэцкий, имеет глубины не более 80 м.

Вдоль центральной линии Красного моря проходит рифтовая котловина с высокими отвесными склонами. Глубины по оси рифта меняются в пределах 2000—2500 м, максимальная глубина в средней части моря достигает 3040 м. К югу от 17° с. ш. заметен лишь очень узкий желоб, выклинивающийся в Баб-эль-Мандебском проливе. Минимальная глубина пролива на пороге 140 м, наименьшая ширина 26,5 км. В середине пролива расположен о. Перим.

Ширина шельфа Красного моря меняется от 10—20 км в северной части до 35—40 км к 20° ю. ш. Южнее шельф расширяется и вблизи о-вов Фарасан достигает 100—120 км. Шельф Синайского полуострова имеет ширину менее 1 км, а в зал. Акаба практически отсутствует.

Синоптическая обстановка над Красным морем такова, что в северной части моря весь год преобладают ветры северных румбов, а в южной проявляется муссонный характер атмосферной циркуляции: зимой дуют юго-юго-восточные ветры, летом преобладают северо-северо-западные.

Средняя месячная температура воздуха в январе повышается от 15,5 °С на севере моря до 24,0 °С вблизи Баб-эль-Мандебского пролива. Июльские температуры воздуха наиболее высоки: 27,5—32,5 °С.

Количество атмосферных осадков незначительно. Только в самой южной части моря годовая сумма осадков приближается к 200—220 мм, а на большей части акватории не превышает 30—50 мм. Материковый сток практически отсутствует.

Испарение с поверхности моря оценивается очень высокими значениями — 210—250 см в год. Резко отрицательный пресный баланс создает в Красном море дефицит воды порядка 1000 км³ в год, который компенсируется притоком из Аденского залива.

Водные массы и их циркуляция. Водные массы Красного моря формируются под влиянием водообмена с Аденским заливом и

всего комплекса динамических процессов, из которых наиболее важна зимняя конвекция.

В летнее время слой ветрового перемешивания толщиной 40—50 м на севере и 20 м на юге прогреет до 27—32 °С. Соленость воды этого слоя возрастает от 38—39 ‰ в южной части моря до 42 ‰ на севере. Зимой температура воды уменьшается на 5—6 °С. Охлаждение и уплотнение поверхностной воды обуславливают проникновение зимней конвекции до глубин 60—70 м вблизи Баб-эль-Мандебского пролива, 200 м вдоль Африканского побережья и 400—500 м севернее 25° с.ш. В результате сползания охлажденной соленой воды по склонам дна происходит образование глубинной водной массы Красного моря, исключительной по своим характеристикам (21,6—21,7 °С; 40,6 ‰) и занимающей около 75 % объема моря.

В объеме моря (М. И. Хоршева, А. Ю. Митропольский, А. А. Безбородов, 1983) выделяются три основные водные массы — трансформированная аденская (ТАВ), северная поверхностная (СПКВ) и глубинная (ГКВ), а также несколько переходных — центральная поверхностная (ЦПВ), южная подповерхностная (ЮППВ) и промежуточная.

Поверхностная вода Аденского залива из Баб-эль-Мандебского пролива распространяется к северу, постепенно осолоняясь при интенсивном испарении и смешиваясь с подстилающей водной массой. Соленость ТАВ наиболее низкая в море (менее 38,5 ‰), температура воды сравнительно высока (24,0—24,8 °С), она обогащена биогенными веществами. Зимой ТАВ проникает до 19—19,5° с.ш., летом — до 20—22° с.ш. Толщина слоя ТАВ зимой на юге 50—75 м, к северу она уменьшается. Летом нижняя граница этой водной массы располагается несколько глубже.

Особенности структуры ТАВ связаны с водообменом через Баб-эль-Мандебский пролив и его сезонной изменчивостью. Летом, при северных ветрах, поверхностное течение направлено в Аденский залив, совпадая с движением глубинной красноморской воды. При этом аденская вода проникает в море в промежуточном слое 40—85 м. Аденская вода в это время характеризуется более низкими, чем зимой, температурами и соленостями, малыми содержаниями кислорода и повышенными концентрациями биогенных веществ. Максимальное поступление промежуточной аденской воды наблюдается в июле—сентябре. Аденские воды прижимаются к Аравийскому берегу и создают высокопродуктивную зону на Йеменском шельфе.

Северная поверхностная вода — типично красноморская водная масса, формирующаяся в условиях изоляции от влияния аденских вод. Ей свойственны высокая соленость и низкое содержание биогенных веществ. Летом эта водная масса существенно отличается от глубинной воды. Зимой их характеристики близки. Толщина слоя СПКВ зимой уменьшается с севера на юг и с запада на восток. Летом СПКВ смещается к северу и толщина ее слоя уменьшается.

Центральная поверхностная вода как зона раздела двух поверхностных водных масс образуется при смешении вод в существующем здесь круговороте. Границы ЦПВ с северной и южной сторон выражены нечетко.

Глубже 250—300 м располагается глубинная красноморская вода с очень малыми градиентами температуры и солености. Она оказывает определенное влияние на промежуточные слои Аденского залива и прилежащих районов Индийского океана.

Промежуточная водная масса Красного моря является продуктом смешения поверхностных и глубинных вод. Мощность слоя промежуточных вод уменьшается в южном направлении.

Обобщенные значения физических и гидрохимических характеристик водных масс представлены в табл. 3.10.

Структура водных масс Красного моря во многих отношениях связана с характером водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив. В проливе последовательно наблюдаются три типа водообмена: 1) трехслойный (июль—сентябрь) — верхнее дрейфовое течение из Красного моря (слой от 0 до 25—50 м), промежуточное (слой от 25—50 до 100—150 м) из Аденского залива и придонное градиентное красноморское течение; 2) двухслойный (октябрь—ноябрь) — верхнее (до 100 м) градиентно-дрейфовое течение из Аденского залива и нижнее (до дна) градиентное течение из Красного моря; 3) смешанный — в верхнем слое толщиной 75—100 м распространяется Аденское течение, а глубже водообмен осуществляется в вертикальной плоскости у Аравийского берега проходит вода из Аденского залива, у Африканского — из Красного моря.

Б. А. Химица и В. А. Бибик (1979) рассчитали обмен водой, кислородом и фосфатами через пролив (табл. 3.11). Расходы воды вычислены на основе данных о скорости и направлении течений, полученных динамическим методом и с привлечением инструментальных наблюдений. Средние концентрации кислорода и фосфатов в каждом из четырех потоков получены по наблюдениям на стандартном поперечном разрезе.

Из табл. 3.11 следует, что перенос веществ через пролив в зависимости от сезона может иметь разную направленность. В июне—сентябре Красное море теряет кислород (суммарная убыль 12,15 млн т), зато в остальные восемь месяцев приток кислорода составляет 29,9 млн т. Результирующий перенос фосфатов зимой (ноябрь—март) направлен в Аденский залив (127,4 тыс. т Р), летом (апрель—октябрь) наблюдается положительный для моря баланс (+151,4 тыс. т Р). Максимум результирующего переноса фосфатов в море приходится на август, когда наиболее развито подповерхностное аденское течение с высоким содержанием биогенных веществ. Интенсивный приток фосфатов летом обеспечивает непрерывное пополнение питательными солями слоя фотосинтеза в период массовой вегетации фитопланктона (июнь—сентябрь), чем создаются благоприятные условия для формирования высокой биопродуктивности в юго-восточной части Красного моря.

Таблица 3.10

Физические и гидрохимические характеристики водных масс Красного моря,
по В. А. Бибику и В. Н. Кочинovu (1970)

Водная масса	Глубина, м		Температура, °C		Соленость, ‰		Кислород, ‰ по объему		Фосфаты, мкмоль/л		Кремний, мкмоль/л
	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	юг	север	
Трансформированная аденская	0	0	24	24	—	—	4,8	4,8	0,32	0,32	7,0
	60—80	60—80	—	—	36,5—38,5	36,5—38,5	4,0	4,0	0,65	0,65	
Северная красноморская	0	0	—	23,3	40,10	40,20	4,9	4,9	0	0	7,0
	140	165	22,20	22,20	40,20	40,45	4,0	4,0	0,16	0,16	
Центральная поверхно- стная	0	0	—	—	38,5	38,50	4,7	4,7	0	0	3,5—7
	100	140	23—23,5	23—23,5	40,10	40,10	4,0	4,0	0,2	0,2	
Южная подповерхност- ная	60	80	—	—	38,50	38,50	4,0	4,0	0,65	0,65	7,0
	120	140	23—24	23—24	40,00	40,00	3,0	3,0	0,80	0,80	
Промежуточная	120	185	23,0	22,3	40,20	40,45	4,0	4,0	0,80	0,16	7,0
	200	360	22,0	21,8	40,40	40,50	1,5	2,5	1,10	0,50	
Глубинная красномор- ская	500—600		21,65	21,7	40,55	40,60	0,60	1,6	1,5	1,0	7—18

Примечание. В числителе — верхняя граница водной массы, в знаменателе — нижняя.

Таблица 3.11

Результирующий обмен водой (тыс. км³), растворенным кислородом (млн т) и фосфатами (тыс. т Р) между Красным морем и Аденским заливом, по Б. А. Химице и В. А. Бибику (1979)

Составляющая обмена	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сред- нее за месяц	Сумма за год
Красное море														
Перенос воды	1,48	1,40	1,50	1,00	0,95	0,80	0,95	0,95	1,07	1,39	1,50	1,37	1,18	14,38
Перенос кислорода	8,67	8,35	8,94	3,79	3,26	1,65	0,82	0,7	2,55	6,44	7,63	8,02	5,07	60,82
Перенос фосфатов	21,70	19,20	22,0	33,5	33,5	31,35	42,75	63,05	54,2	40,9	34,5	21,39	35,67	428,04
Аденский залив														
Перенос воды	1,36	1,32	1,42	0,93	0,90	0,77	0,94	0,94	0,98	1,24	1,32	1,23	1,11	13,35
Перенос кислорода	3,51	3,02	3,86	2,83	2,84	3,24	5,39	5,52	3,72	3,56	2,24	2,99	3,59	43,12
Перенос фосфатов	54,4	52,8	49,7	29,7	22,5	14,4	13,3	12,7	25,9	39,4	46,2	43,05	33,67	404,05
Баланс														
Приток, отток воды	+0,12	+0,08	+0,08	+0,07	+0,05	+0,03	+0,01	+0,03	+0,09	+0,15	+0,18	+0,14	+0,09	+1,03
Прирост, убыль ки- слорода	+5,16	+5,33	+5,08	+0,96	+0,42	+1,59	-4,57	-4,82	-1,17	+2,88	+4,99	+5,03	+1,48	+17,70
Прирост, убыль фос- фатов	-32,7	-33,6	-27,7	+3,8	+11,0	+16,95	+29,45	+50,35	+38,3	+1,5	-11,4	-21,66	+2,00	+24,00

Примечание: (+) означает поступление в Красное море, (-) соответствует удалению из Красного моря в Аденский залив.

В целом за год превышение прихода над расходом для Красного моря составляет 17,7 млн т кислорода и 24,0 тыс. т растворенного минерального фосфора.

Гидрохимический режим. Благодаря высоким температурам и солености содержание растворенного кислорода в водах Красного моря сравнительно невелико (менее 4,5 ‰ по объему). Тем не менее поверхностный слой насыщен кислородом, а при фотосинтезе степень насыщения превышает 100 %. По вертикали наблюдается

трехслойное распределение концентраций кислорода (рис. 3.26): 1) верхний слой над термоклином, насыщенный или несколько перенасыщенный кислородом; 2) хорошо выраженный промежуточный слой кислородного минимума; 3) глубинные воды, где содержание кислорода существенно выше, чем в промежуточном слое.

Промежуточный минимум кислорода образуется

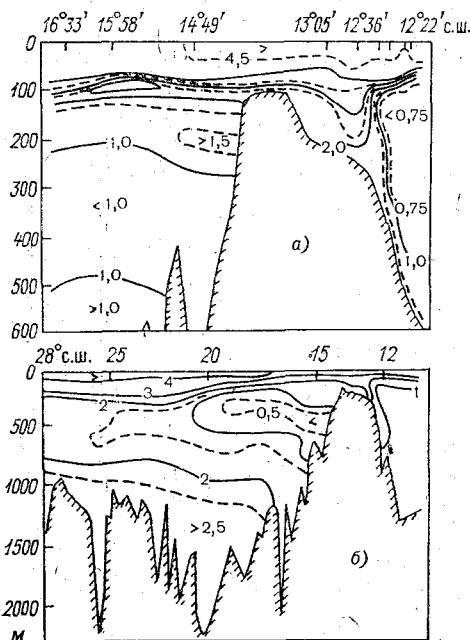


Рис. 3.26. Содержание растворенного кислорода (‰ по объему) в воде на центральном разрезе через Красное море и Баб-эль-Мандебский пролив.

а — в декабре (по Грассхофу, 1969);
б — в июне (по Нейману, 1962).

в самом море из-за превышения расхода кислорода на окислительные процессы над его приходом. Вследствие высокой температуры глубинных вод окисление органического вещества протекает быстрее, чем в океане, и завершается уже на горизонтах 600—800 м. Глубже скорость БПК становится очень малой. В глубинных слоях распределение кислорода управляется вертикальной циркуляцией (северные районы) и горизонтальным движением вод.

Связанный с изменчивостью концентраций кислорода окислительно-восстановительный потенциал (E_h) характеризуется следующими значениями: в поверхностном слое около +400 мВ, на глубинах до 400 м 245—290 мВ, глубже 500 м 285—345 мВ.

Повышение солености воды моря сопровождается соответственно повышенными по сравнению с океаном значениями общей щелочности: 2,350—2,370 в поверхностных водах, на глубине 200 м 2,450—2,480 и на горизонте 1000 м 2,590—2,630 ммоль/л (в эквиваленте HCl).

Показатель состояния углекислотной системы, pH в районах с развитым фотосинтезом наблюдается в пределах 8,25—8,30. Между 14 и 17° с. ш. pH поверхностных вод в открытой части моря понижается до 8,14—8,22 и у западного побережья до 8,0—8,10. В промежуточном слое минимума кислорода, где накапливается CO_2 , pH также характеризуется минимальными значениями.

Рисунок 3.27 демонстрирует распределение P_{CO_2} на разрезе вдоль центральной оси Красного моря в июне и октябре 1982 г. В промежуточной воде прилегающей части Аденского залива P_{CO_2} имеет очень высокие значения весь год. Резкие градиенты между

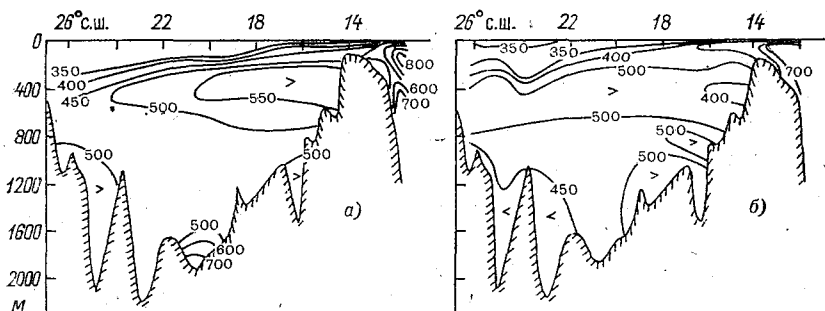


Рис. 3.27. Распределение значений парциального давления CO_2 (млн⁻¹) в воде на центральном продольном разрезе через Красное море, по Пойсону и соавт. (1986).

а — в июне; б — в октябре 1982 г.

горизонтами 75 и 150 м свидетельствуют о чрезвычайно затрудненном доступе O_2 из поверхностного слоя в промежуточный, аналогично затруднен переход CO_2 из промежуточного слоя через поверхностный в атмосферу. Осенью в Баб-эль-Мандебском проливе наблюдаются эффекты интенсивного перемешивания подповерхностных и глубинных вод, обуславливающие повышение P_{CO_2} над порогом до 600 млн⁻¹ и более. Хорошо заметен язык насыщенных CO_2 промежуточных вод, входящих в Красное море. Летом температура поверхностной воды Красного моря увеличивается с севера на юг, но P_{CO_2} остается близким 330 млн⁻¹ как результат удаления CO_2 в атмосферу. Вообще парциальное давление CO_2 в поверхностном слое постоянно превышает среднеатмосферные значения, откуда можно проследить однонаправленный поток CO_2 из моря в атмосферу. Летом промежуточный слой характеризуется более высокими значениями P_{CO_2} , чем зимой. В придонных слоях над скоплениями рассолов (19—21 и 16° с. ш.) наблюдается резкое увеличение P_{CO_2} за счет очень низких значений pH этих вод. Зимой в северных районах моря ветровой режим индуцирует апвеллинги, проявляющиеся и в распределении P_{CO_2} .

По концентрациям фосфатов вдоль большой оси Красного моря различаются его южная и северная половины (рис. 3.28). Южная половина наиболее обогащена фосфатами за счет поступления из Аденского залива и регенерации. Здесь цветение фитопланктона

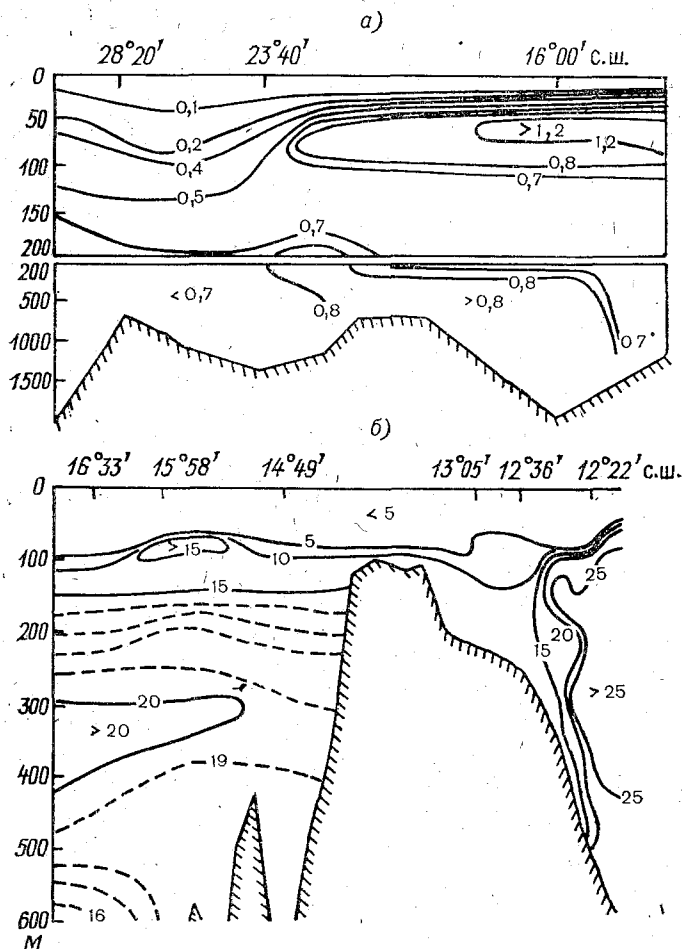


Рис. 3.28. Распределение концентраций фосфатов (а) в августе (по М. И. Хоршевой, А. Ю. Митропольскому и А. А. Безбородову, 1983) и нитратов (б) зимой (по Грас-схофу, 1969) (мкмоль/л) вдоль центральной оси Красного моря.

происходит круглый год, но зимой продуцирование ОВ сохраняется на низком уровне (насыщение поверхностной воды кислородом не более 105 %). Летом уровень первичного продуцирования повышается до 120 % (по показателю кислорода) и более в самой южной части. Фосфаты в эвфотической зоне, за исключением Аравий-

ского шельфа, летом потребляются полностью. Недостаточное поступление фосфатов лимитирует развитие фитопланктона и объясняет довольно низкую первичную продуктивность моря. По мере продвижения к северу содержание фосфатов снижается по всей вертикали, особенно резко в верхнем слое 0—200 м. На глубинах более 300 м по всей длине моря расположение изолиний фосфатов практически совпадает с ходом изооксиген, свидетельствуя о единстве причин, формирующих поля кислорода и фосфатов в глубинах моря.

Содержание нитратов также почти полностью истощается в поверхностном слое и увеличивается с глубиной под эвфотической зоной (рис. 3.28). Снабжение поверхностного слоя нитратами осуществляется адвективным путем и диффузией из подповерхностных аденских вод. Подобно фосфатам, концентрации нитратов в промежуточном и глубинном слоях существенно уменьшаются с юга на север.

Содержание нитритов на поверхности моря колеблется от десятых долей до 5 мкмоль/л, на глубинах 100—600 м составляет 0,5—1,0 мкмоль/л.

Особенностью глубинных вод Красного моря можно считать экстремально низкие концентрации кремнекислоты (10—15 мкмоль/л). На тех же глубинах в Аравийском море содержание кремнекислоты выше в 2—4 раза. Распределение растворенного кремния по вертикали имеет слоистый характер, особенно в осенне-зимний период. Первый максимум концентраций на поверхности моря (7—8 мкмоль/л) связан с выпадением материковой пыли, содержащей кремний. Второй максимум (5—6 мкмоль/л) наблюдается на скачке плотности воды у нижней границы слоя ветрового перемешивания. Наиболее отчетливо и повсеместно выражен третий максимум кремния (15—20 мкмоль/л) на нижней границе слоя активного фотосинтеза. Наконец, в зоне контакта промежуточной и глубинной вод на глубине около 300 м располагается еще один максимум кремния (20—25 мкмоль/л), отчетливо выраженный по всему протяжению моря с некоторым ослаблением в центральной части. В глубинных водах отмечается монотонное нарастание концентраций кремния до дна. Весной максимумы кремния размываются в результате интенсивного развития фитопланктона и изменений циркуляции водных масс.

Большой интерес для уточнения баланса биогенных веществ представляют соотношения, выведенные по данным глубоководных гидрохимических наблюдений на всей акватории Красного моря. Тинейная связь между дефицитом растворенного кислорода и приростом концентраций биогенных веществ характеризуется высокими коэффициентами корреляции 0,93—0,98 (рис. 3.29). Общий вид соотношений (в молях)

$$\Delta O_2 : \Delta Si : \Delta NO_3^- : \Delta PO_4^{3-} = 230 : 17 : 21 : 1$$

полностью совпадает с соотношением между азотом и фосфором

в биомассе фитопланктона Красного моря, которое было установлено Сен-Гупта и Королевым (1983):

$$C:N:P = 188:16:1.$$

В то же время соотношение, выведенное Редфилдом для открытого океана, имеет вид $C:N:P = 106:16:1$, а в Аденом заливе, как показали Накви и соавт. (1986), зависимость между концентрациями растворенных нитратов и фосфатов выражается уравнением $[NO_3^-] = 14,37 [PO_4^{3-}] - 4,23$ с коэффициентом корреляции 0,99.

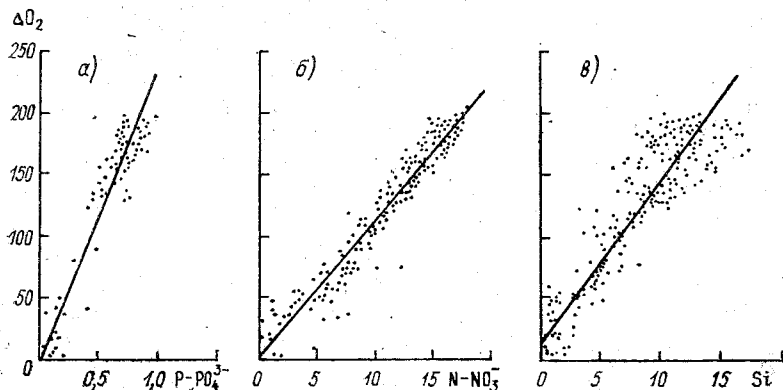


Рис. 3.29. Корреляция между дефицитом кислорода ($\mu\text{моль/л}$) и фосфором фосфатов (а), азотом нитратов (б), растворенным кремнием (в) в водах Красного моря, по Накви и Хансену (1986).

Отсюда следует: 1) соотношения между биогенными элементами в растворе и биомассе Красного моря совпадают; 2) водные массы и планктон Красного моря обогащены нитратами по сравнению с океаном и Аденом заливом.

Наблюдения и расчеты показывают, что в Баб-эль-Мандебском проливе придонное течение выносит из Красного моря на $0,74 \times 10^6$ т/год азота нитратов больше, чем их поступает в море с течением аденской воды. Следовательно, Красное море должно само «производить» связанный азот.

Фактором, регулирующим баланс нитратов в море, является процесс фиксации свободного азота синезелеными водорослями *Trichodesmium spp.* и красными водорослями *T. erythraea*. Последние при цветении придают воде красное окрашивание, откуда и пошло название моря.

Если принять объем фиксации азота в Красном море равным $0,74 \cdot 10^6$ т/год, то это составит около 3 % суммарной фиксации молекулярного азота в Мировом океане (по оценкам, $25 \cdot 10^6$ т/год).

Распределение концентраций некоторых металлов-микроэлементов по вертикали в центральной глубоководной части моря

(табл. 3.12) закономерно связано с различиями водных масс. Отмечается явный минимум концентраций металлов на горизонте 50 м и некоторое уменьшение содержания железа, меди, свинца и урана на глубине 1000 м по сравнению с поверхностью. Содержание кобальта на горизонте 1000 м повышено. Концентрации растворенных железа, цинка и свинца несколько превышают средние значения, характерные для океана.

Первичная продукция. Условия снабжения эвфотической зоны биогенными веществами не создают достаточной базы для высокой биологической продуктивности Красного моря.

В центральном районе моря над впадиной Атлантис-II по наблюдениям 1977—1981 гг. в течение года продукция фитопланктона не превышает (по углероду) 100 мг/м^2 в сутки. Соответственно уровни биомассы сестона, фитопланктона и зоопланктона рекомендуют море как типично олиготрофный бассейн (Тизель, Вейкерт, 1984). Минимальная биомасса всех трех категорий организмов наблюдается осенью, а максимальные значения смещаются к разным сезонам: биомасса сестона достигает максимума 90 г/м^2 (сухое вещество) в слое 0—75 м весной (март), биомасса фитопланктона максимальна в июне (концентрация хлорофилла «а» 17 мг/м^2), а биомасса зоопланктона наиболее развита в феврале (15 г/м^2 сырого вещества). Указанные значения превышают те, что измерены осенью, соответственно в 2—3 раза.

Натурные определения, выполненные в этом районе в марте 1976 г. (Ю. Г. Кабанова, С. О. Бородкин, 1981), показали, что весь слой 0—100 м до слоя скачка плотности охвачен слабым фотосинтезом. Минимальная продукция ($0,64\text{—}2,3 \text{ мг/м}^3$ углерода в сутки) наблюдалась на поверхности моря. Глубже продукция возрастала, образуя максимумы на горизонтах 10 и 50 м (соответственно $1,5$ и $3,2 \text{ мг/м}^3$) и минимум на глубине 25 м ($0,7 \text{ мг/м}^3$). Суммарная продукция фитопланктона в слое фотосинтеза достигала 184 мг/м^2 в день и несколько превышала значения первичной продукции, характерные для чисто олиготрофных районов. Распределение значений первичной продукции по вертикали согласуется с распределением концентраций биогенных веществ: подповерхностные максимум и минимум первичной продукции соответствуют минимуму и максимуму азота, фосфора и кремния.

В начале летнего муссона первичная продукция на поверхности моря постепенно увеличивается от $0,4\text{—}2,3 \text{ мг/м}^3$ в сутки на 21° с. ш. до $80,3 \text{ мг/м}^3$ в сутки на мелководьях перед Баб-эль-Мандебским проливом.

Летом (июнь) на поверхности первичная продукция в центральной части моря составляет $12\text{—}30 \text{ мг/м}^3$ в сутки (по углероду), на мелководьях в южной части моря — до 34 мг/м^3 в сутки.

Особенности гидрохимического режима глубоководных рассолоносных впадин Красного моря. Экспедициями на э/с «Альбатрос» (1948 г.) и «Атлантис» (1959 г.) в некоторых глубоководных впадинах Красного моря были впервые обнаружены термальные рассолы, обладающие высокими температурами и соленостями. Ряд

Таблица 3.12

Содержание растворенных металлов (мкг/л) в воде Красного моря в августе — октябре 1981 г., по М. И. Хоршевой, А. Ю. Митропольскому, А. А. Безбородову (1983)

Горизонт, м	Fe	Mn	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Mo	U	Cd
0—20	$\frac{5,4-9,3}{6,8}$	$\frac{1,2-4,1}{2,1}$	$\frac{2,8-5,2}{3,8}$	$\frac{4,4-3,2}{6,1}$	$\frac{0,8-2,1}{1,4}$	$\frac{0,6-1,7}{0,9}$	$\frac{5,0-7,0}{5,9}$	$\frac{5,6-9,2}{7,4}$	$\frac{1,8-0,6}{2,4}$	$\frac{0,1-0,9}{0,3}$
50	$\frac{5,1-8,1}{5,8}$	$\frac{0,9-3,8}{1,6}$	$\frac{2,4-4,8}{3,6}$	$\frac{4,4-5,9}{5,2}$	$\frac{0,7-1,6}{1,1}$	$\frac{0,4-1,5}{0,8}$	$\frac{4,8-6,2}{5,4}$	—	$\frac{2,1-3,1}{2,3}$	$\frac{0,4-0,7}{0,5}$
400	$\frac{4,1-7,6}{6,0}$	$\frac{1,1-3,4}{1,8}$	$\frac{2,5-5,0}{3,8}$	$\frac{4,6-7,1}{5,8}$	$\frac{0,9-2,4}{1,5}$	$\frac{0,5-1,5}{1,0}$	$\frac{3,6-8,1}{5,6}$	—	$\frac{1,9-2,8}{2,2}$	—
1000	$\frac{3,6-6,2}{4,9}$	$\frac{1,3-2,3}{1,8}$	$\frac{2,0-4,6}{3,3}$	$\frac{4,0-6,8}{5,4}$	$\frac{1,2-2,0}{1,6}$	$\frac{0,7-1,5}{1,1}$	$\frac{4,1-6,3}{5,2}$	—	$\frac{1,6-2,2}{1,9}$	—

Примечание. В числителе — пределы изменчивости, в знаменателе — среднее значение.

последующих экспедиций («Атлантис-II», «Дискавери», «Метеор», «Океанограф», 22-й и 30-й рейсы НИС «Академик Курчатов») провели всесторонние исследования расположения и свойств термальных рассолов. К настоящему времени известно более 15 впадин, заполненных рассолами. Эти впадины расположены вдоль рифтовой котловины моря (рис. 3.30). В придонных слоях многих из них физические и химические показатели сильно различаются.

Наиболее изучены сейчас впадины Атлантис-II, Дискавери, Вальдивия, Чейн.

Впадина Атлантис-II (максимальная глубина 2170 м) содержит рассолы начиная с глубины 2009 м. Между горизонтами 1964 и 2009 м нормальная морская вода переходит в промежуточный очень однородный слой рассола (44,2 °С, солёность 123 ‰). Ниже второго переходного слоя

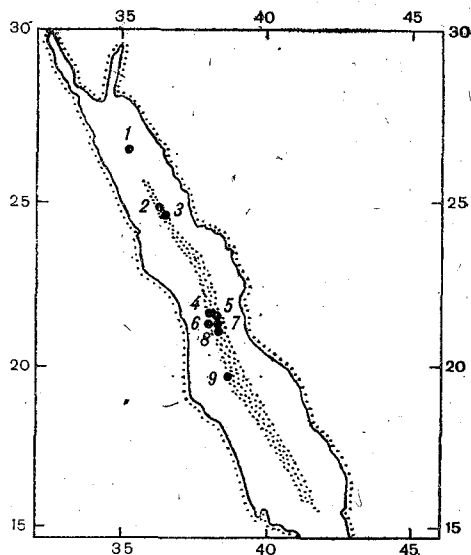


Рис. 3.30. Расположение некоторых впадин, содержащих термальные рассолы, в Красном море.

Впадины: 1 — Океанограф; 2 — Кебрют; 3 — Гипсум; 4 — Вальдивия; 5 — Атлантис-II; 6 — Дискавери; 7 — Чейн; 8 — Альбатрос; 9 — Суакин.

2037—2042 м располагается главное скопление термальных рассолов (55,5 °С, 257 ‰). В верхней половине основного слоя рассола наблюдаются турбулентные движения, вызванные конвективными токами над источниками тепла на дне. Верхний переходный слой над впадиной разделен на ряд однородных слоев (ступенек) с резкими переходами между ними, причем взаимное расположение ступенек меняется со временем (А. С. Монин, Е. А. Плахин, П. А. Стунжас, 1980). Наблюдения 1966 и 1980 гг. зарегистрировали нагревание рассола нижнего слоя от 56,4 до 62,3 °С (А. С. Монин, Е. А. Плахин, В. И. Прохоров, 1980). Кислород в рассолах впадины полностью отсутствует.

Впадина Дискавери (максимальная глубина 2220 м) имеет много общего с Атлантис-II. Их рассолы разделены перемычкой высотой около 40 м, близки по своим характеристикам и, вероятно, имеют общее происхождение. Во впадине Дискавери наблюдается аналогичная структура плотности растворов: верхний переходный слой 1986—2023 м, в интервале 2023—2027 м располагается слой воды с температурой 26 °С, ниже — второй переходный слой мощностью 15 м, под ним находится придонный рассол (44,7 °С, 257 ‰). Кислорода здесь также нет.

Во впадине Чейн (2066 м), отделенной от Атлантик-II седловиной на глубине 2009 м, переходная зона начинается с горизонта 2010 м и продолжается до самого дна, где температура достигает 20 °С и соленость 72 ‰.

Над впадиной Вальдивия переходная зона от морской воды к рассолу имеет толщину около 1 м. Здесь температура повышается на 2 °С, соленость — на 120 ‰. Далее температура и соленость плавно нарастают до дна (32 °С, 286 ‰).

Вода над седловинами, разделяющими впадины, отличается меньшими температурами и соленостями, чем вода во впадинах на этих же глубинах. Значит, во впадинах, особенно в Атлантик-II, скопления термальных рассолов получают куполообразную форму, кривизна которой должна быть пропорциональной скорости поступления рассолов, их охлаждения и разбавления вышележащими водами. Температура рассолов впадин Дискавери и Чейн совпадает с температурой верхних термальных слоев Атлантик-II. Наблюдается и общее сходство солености во всех рассолах этой системы. Отсюда можно полагать, что термальные рассолы впадин Дискавери и Чейн получились в результате их переливания из впадины Атлантик-II.

Концентрации главных ионов и микроэлементов в придонных слоях трех рассолоносных впадин заметно различаются между собой (табл. 3.13). За исключением натрия, калия и магния, со-

Таблица 3.13

Химический состав рассолов (‰ по массе), по Эмери, Канту, Хейсу (1974)

Ионы	Впадина Атлантик-II	Впадина Дискавери	Впадина Чейн	Мертвое море	Вода океана
Na ⁺	92,60	93,15	24,0	32,30	10,76
K ⁺	1,87	2,14	0,78	6,17	0,39
Ca ⁺²	5,15	5,12	1,18	13,98	0,41
Mg ²⁺	0,76	0,81	1,42	34,45	1,29
Sr ²⁺	0,04	0,04	0,01	0,20	0,008
Cl ⁻	156,03	155,3	41,9	179,20	19,35
Br ⁻	0,13	0,12	0,08	4,28	0,066
SO ₄ ²⁻	0,84	0,70	2,81	0,34	2,74
HCO ₃ ⁻	0,14	0,03	—	0,18	0,72
Si	0,03	0,003	—	0,01	0,004
Fe	0,08	0,003	—	0,002	2 · 10 ⁻⁵
Mn	0,08	0,05	0,005	0,004	10 ⁻⁵
Zn	5 · 10 ⁻³	8 · 10 ⁻⁴	—	0,02	5 · 10 ⁻⁶
Cu	3 · 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	—	0,002	10 ⁻⁵
Co	2 · 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	—	—	—
Pb	6 · 10 ⁻⁴	2 · 10 ⁻⁴	—	0,002	4 · 10 ⁻⁶
Ni	—	3 · 10 ⁻⁴	—	0,002	10 ⁻⁷
Соленость, ‰	257,76	257,37	72,19	270,11	35,71
Температура, °С	56,5	44,7	29,1	22,0	—
Плотность	1,178	1,183	—	1,233	1,03

держание остальных ионов несколько выше в рассоле Атлантис-II по сравнению с Дискавери. За счет более интенсивного осаждения сульфидов металлов в Дискавери меньше содержание сульфатных ионов и рудных металлов. Содержание главных ионов в рассоле впадины Чейн занимает промежуточное положение между рассолами двух других депрессий и обычной морской водой. Хлорные отношения большинства ионов во всех рассолах отклоняются от наблюдаемых в обычных водах океана в связи с тем, что концентрация рудных элементов на три порядка, а содержание хлоридов лишь в 8 раз больше, чем в морской воде. С другой стороны, в рассолах понижено содержание магния и сульфат-ионов. Из сравнения с составом придонных вод Мертвого моря, которые считаются продуктом длительного выпаривания океанической воды, выясняется, что рассолы Красного моря содержат больше нат-

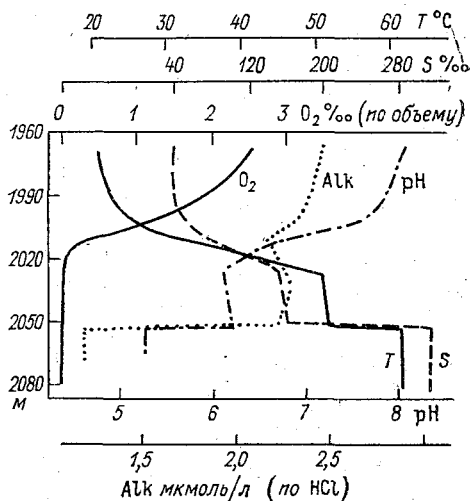


Рис. 3.31. Вертикальное распределение гидрофизических и некоторых гидрохимических характеристик в глубинах впадины Атлантис-II, по П. А. Стунжасу (1982).

рия, железа и марганца, но меньше — калия, кальция, магния, стронция, хлоридов и брома.

Вертикальное распределение некоторых гидрохимических параметров во впадине Атлантис-II показано на рис. 3.31. Здесь видно резкое понижение pH и общей щелочности в нижнем слое рассолов, а содержание растворенного кислорода приближается к нулю уже на верхней границе переходного слоя. Сходные значения гидрохимических характеристик и в рассолах других впадин (табл. 3.14).

Значение pH рассолов коррелирует с содержанием свободного CO_2 . Уменьшение щелочности, как полагают (П. А. Стунжас, 1982), связано с процессом выпадения из раствора карбонатов железа и марганца, который начинается во впадине Атлантис-II и продолжается во впадине Дискавери при переливании туда рассола из впадины Атлантис-II. По-видимому, частичное смешение рассолов с вышележащими водами приносит впадине Дискавери некоторую добавку кислорода. Впадина Вальдивия располагает собственным источником рассолов, но выпадение карбонатов здесь не происходит.

Близ верхней поверхности слоя рассола впадины Атлантис-II по мере насыщения рассола кислородом появляется бурый осадок,

Таблица 3-14

Гидрохимические параметры рассолов некоторых впадин Красного моря, по П. А. Стунжасу и В. Р. Винтовкину (1982)

Параметр	Впадина			Поверх- ность моря
	Атлантис-II	Дискавери	Вальдивия	
Верхняя граница рас- сола, м	2056	2080	1565	—
Глубина отбора про- бы, м	2060	2118	1657	0
Температура, °C	62,0	44	32	27
Соленость, ‰	322	315	286	38,9
Кислород, ‰ по объему	0	0,2	0	4,5
pH	5,33 (39 °C)	6,75 (24 °C)	6,47 (24 °C)	8,22
Щелочность, ммоль/л (по HCl)	1,216	0,306	2,752	2,488
Свободный CO ₂ , ‰ по объему	5,8	0,21	2,5	0,21
Суммарный CO ₂ , ‰ по объему	38	8,2	72	51

состоящий из окиси железа с примесью меди, никеля, кобальта, марганца и свинца. Взвешенное и растворенное органическое вещество в слоях рассола подвергается бактериальному анаэробному распаду, в результате чего часть сульфатов восстанавливается до сульфидов (редокс-потенциал понижается до -100 мВ при $pH = 5,0$) и происходит осаждение сульфидов рудных металлов. Анаэробная обстановка обуславливает бактериальную трансформацию аммиака, появляющегося при разложении органического вещества. Поэтому здесь возникает избыток азота (более 10 мл/кг рассола), достигающий 70% по отношению к обычной океанической воде.

В термальных рассолах определены аномально высокие концентрации других газов (А. А. Геодекан, 1984) ($10^{-4}\%$ по объему): $He - 200$, $H_2 - 143$, $CH_4 - 2000$, $C_2H_6 - 41$, $C_3H_8 - 0,9$; $C_3H_6 - 0,4$; $C_4H_{10} - 1,0$.

Большие концентрации гелия указывают на поступление его из глубин литосферы. Высокие концентрации водорода и углеводородов связаны с их выходом из донных отложений, где интенсивно протекают процессы преобразования рассеянного органического вещества в углеводороды.

Придонные воды районов вне рассолоносных впадин практически лишены гелия, содержат водород до $90 \cdot 10^{-4}\%$, среди углеводородов в них преобладает метан (до $7,2 \cdot 10^{-4}\%$ по объему). Концентрации газов указывают на пассивную геотектонику данного района, а также отражают процессы диагенетического и биохимического преобразования органического вещества современных отложений.

По физическим свойствам и минеральному составу в колонках донных отложений впадины Атлантис-II до глубины 10 м (Бишофф, 1974) выделяются несколько устойчивых фаций (слоев, отражающих преобладание какого-либо типа процесса седиментации):

1) обломочная фация. Коричневатый педагический материал, аналогичный нормальным глубоководным отложениям других участков Красного моря. Состоит преимущественно из арагонитовых раковин птеропод, кальцитовых панцирей фораминифер, кокколитов, обломков кварца, полевого шпата и глинистых минералов. В химическом составе преобладают оксиды кальция, кремния, алюминия, железа, марганца и углерода;

2) фация железистого монтмориллонита (до 300—600 см). Представлена наиболее молодыми илами, которые в настоящее время отлагаются из рассола. Имеет высокое влагосодержание (90—98 %), содержит монтмориллонит (закисное и окисное железо), сфалерит (оксид цинка), гетит и манганосидерит;

3) фация гетита и аморфных гидроксидов железа мощностью около 1 м. Подстилает предыдущую фацию ниже переходной зоны толщиной около 20 см. Содержание рассолов — около 80 %. В составе преобладают оксиды железа, кремния и кальция;

4) сульфидная фация (до 700—800 см). Среди сульфидных минералов преобладает сфалерит с подчиненными количествами халькопирита и пирита. Значительная часть железа присутствует в виде аморфного моносulfида. Обнаружены также панцири радиолярий;

5) манганосидеритовая фация. Представляет собой прослой манганосидерита мощностью 1—20 мм в осадках первой и второй фаций.

Все фации имеют значительное содержание CO_2 .

Как можно видеть (табл. 3.15), донные отложения впадины

Таблица 3.15
Средний химический состав отложений разных фаций, по Бишоффу (1974)

Компонент	Фации				
	1	2	3	4	5
SiO_2	27,3	24,4	8,7	24,7	7,5
Al_2O_3	8,4	1,7	1,1	1,5	0,7
Fe_2O_3	6,5	37,1	64,2	24,4	30,5
FeO	1,4	11,7	2,7	13,4	0,4
Mn_3O_4	0,6	2,1	1,1	1,1	35,5
CaO	23,6	4,8	3,4	2,5	2,9
ZnO	0,08	3,2	0,7	12,2	1,4
CuO	0,01	0,8	0,3	4,5	0,1
CO_2	23,1	8,6	3,6	5,7	2,2
S	0,3	3,9	0,6	16,8	0,6

Примечание. Название фаций — в тексте.

представляют собой рудные месторождения, по составу напоминающие железомарганцевые конкреции.

Для изучения генезиса рассолов и донных отложений Красного моря большое значение имеют знания о составе иловых вод. А. А. Безбородов и А. Ю. Митропольский (1987) выделили не-

Таблица 3.16

Средние отношения элементов к хлору (по массе) в иловых водах Красного моря, по А. А. Безбородову и А. Ю. Митропольскому (1987)

Тип воды	Na	K	Ca	Mg	SO ₄	HCO ₃	Br n · 10 ⁻²	I n · 10 ⁻⁵
1	0,565	0,021	0,020	0,066	0,136	0,0070	0,40	2,68
2(0—50 см)	0,561	0,020	0,018	0,068	0,129	0,0110	0,43	4,90
2(200—300 см)	0,552	0,018	0,012	0,065	0,105	0,0190	0,45	16,10
3	0,598	0,022	0,033	0,004	0,002	—	0,08	—
4	0,581	0,031	0,026	0,028	0,054	0,0036	0,23	2,53
Придонная вода моря	0,555	0,020	0,021	0,067	0,140	0,0062	0,38	0,31
Рассол	0,593	0,015	0,033	0,005	0,005	0,0009	0,08	0,02

сколько типов иловых вод (табл. 3.16) в зависимости от характера донных отложений:

тип 1. В биогенных фораминиферовых илах с малым содержанием органического вещества (0,4—0,9 %) солевой состав иловых вод практически не меняется с глубиной, хлорные отношения главных ионов сохраняются постоянными и близкими таковым в красноморских придонных водах;

тип 2. В биогенно-терригенных отложениях с повышенным содержанием органического вещества (1,3—2,6 %) с углублением от поверхности отложений прогрессирует процесс сульфатредукции и основной солевой состав изменяется в направлении от сульфатно-кальциевого к хлоридно-щелочному типу.

Вблизи рассолоносных впадин процесс метаморфизации прерывается. В иловых водах резко растут концентрации хлоридов, натрия, кальция и убывают концентрации сульфатов, магния, карбонатов;

тип 3. Иловые воды рудных отложений собственно рассолоносных впадин. Отличаются от рассола только несколько большей концентрацией солей. Хлорные коэффициенты элементов такие же, как в рассоле;

тип 4. Аномально соленые воды с характерными соотношениями основных компонентов, которые изменяются по мере концентрирования солей. Встречаются вблизи эвапоритовых отложений. С возрастанием содержания хлоридов вода обедняется магнием, кальцием, сульфатами, карбонатами, бромом, иодом и обогащается калием.

Пределы изменения концентраций кремния в иловых водах — от 2,2 до 32 мг/л без привязки максимальных значений к определенному типу отложений. Вертикальное распределение кремния

независимо от типа отложений характеризуется увеличением концентраций с глубиной и полностью определяется процессами диффузии и равновесными реакциями раствора с алюмосиликатными минералами.

Пределы изменчивости концентраций фосфора фосфатов в иловых водах поверхностных отложений 20—50 мкг/л. Максимальные концентрации относятся к биогенно-терригенным отложениям с повышенным содержанием органического вещества и снижением сульфатно-хлорного отношения (тип 2).

В иловых водах рассолоносных впадин концентрации фосфатов возрастают в 20—30 раз, а концентрации кремния — в 2—3 раза по сравнению с иловыми водами за пределами впадин. По содержанию биогенных веществ иловые воды не отличаются от расположенных над ними рассолов. Исключение составляет высокое содержание аммонийного азота (15—61 мг/л), обусловленное, как предполагают З. В. Пушкина и соавт. (1979), подводной гидротермальной деятельностью.

Проблема происхождения термальных минерализованных рассолов и рудных отложений рифтовой зоны Красного моря еще не получила однозначного решения. Некоторые гипотезы (Крейг, Эмери, Бишофф, 1974) предполагают, что воды Красного моря просачиваются в районе Аденского порога через трещины в земную кору, нагреваются благодаря повышенному здесь геотермическому градиенту, проходят путь длиной около 1000 км и изливаются во впадинах Атлантис-II, Вальдивия, Суакин и некоторых других на дне моря. Таким образом, состав термальных рассолов связан с циркуляцией подземных вод, которые заимствуют главные солевые компоненты при растворении пластов древних эвапоритов (солей, возникших при испарении древних морских бассейнов) и микроэлементы в результате растворения глинистых сланцев, переслаивающихся с эвапоритами. Эти подземные воды на глубинах могли иметь контакт с телами недавно внедрившихся, но еще не остывших базальтов, от которых могли насыщаться новыми веществами.

Донные отложения впадин Красного моря накапливают микроэлементы в процессе их осаждения из верхних слоев рассола. Не исключено также, что какая-то часть рудных металлов сорбируется фациями отложений при «продавливании» через них горячих рассолов снизу.

Содержание промышленно ценных компонентов только в отложениях впадины Атлантис-II значительно превышает то, что наблюдается в других известных морских осадочных месторождениях. Верхний слой 0—10 м отложений включает общие запасы руды в пересчете на твердое вещество около 83 млн т. Ниже этого интервала залегают рудоносные отложения мощностью от 20 до 100 м. Рудные отложения развиты также во впадинах Дискавери, Вальдивия и некоторых других. В настоящее время прилежащие страны разрабатывают технические проекты добычи полезных ископаемых со дна Красного моря.

3.5. Юго-западная часть Индийского океана

Условия формирования биологической продуктивности вод. Отличительной особенностью гидрологии юго-западной части Индийского океана у побережья Африки является отсутствие переноса поверхностных вод умеренных широт, обогащенных питательными солями, с юга на север. Этим определяется в целом более низкий уровень биологической продуктивности по сравнению с Атлантикой у юго-западного побережья Африки. Однако к юго-западной части Индийского океана за счет подъема глубинных вод в местах устойчивых циклонических круговоротов и вблизи правых периферий струйных океанских потоков возможно появление локальных участков с относительно высоким уровнем продуктивности.

Анализ полей температуры и геострофической циркуляции (С. С. Парфенович, 1980) показал, что прибрежные воды юго-восточной Африки ($2-10^{\circ}$ ю. ш.) летом малопродуктивны, поскольку большая часть зоны шельфа находится под воздействием левой периферии Восточно-Африканского прибрежного течения, где образуется антициклоническая завихренность поля течений и происходит опускание вод, так что высокие температуры $17-22^{\circ}\text{C}$ наблюдаются на горизонте 150 м. С другой стороны, зимой, при общей схожести процессов с летними, в южной части пролива между о. Занзибар и материком возникает подъем вод.

Участок побережья Африки к югу от 10° ю. ш. более перспективен. Здесь вблизи м. Делгаду Южное Пассатное течение распределяется на ветви северного и южного направлений, а возникающая дивергенция потоков способствует подъему глубинных вод. Между 10 и 15° ю. ш. прибрежный район омывается правой периферией Мозамбикского течения, на которой возникает завихренность циклонического знака и также осуществляется подъем глубинных вод. Наиболее отчетливо циклоническая завихренность летом прослеживается между 15 и 27° ю. ш., особенно вблизи бухты Софала и зал. Делагоа, где на глубине 150 м температура воды становится ниже 15°C . Значительный вклад в повышение продуктивности вносит сток рек Замбези и Лимпопо. Соленость воды понижается здесь до $30-32\text{‰}$, а прозрачность — до $10-12$ м. Вблизи отмелей Софала и Боа-Паш зимой также периодически отмечается подъем глубинных вод с понижением температуры до $14-16^{\circ}\text{C}$ на горизонте 150 м.

В районе Маскаренского хребта между банкой Сая-де-Малья и Сейшельским мелководьем осенью наблюдается циклонический круговорот с центром около 7° ю. ш. и 59° в. д. Его действие благоприятно сказывается на развитии первичной продуктивности вод вблизи поднятий дна к северу и югу от центра. Температура воды на горизонте 150 м повсеместно фиксируется в пределах $12-15^{\circ}\text{C}$. Южнее 15° ю. ш. в пределах хребта преобладает воздействие антициклонического круговорота с температурой $17-22^{\circ}\text{C}$ на горизонте 150 м.

Весной циклонический круговорот смещается к северу, обусловливая интенсивный подъем вод в районе Сейшельской и Амирантской банок. При этом термоклин поднимается до горизонта 20 м. На участке банки Сая-де-Малья, наоборот, преобладает антициклоническая циркуляция с небольшими циклоническими завихрениями у южных и восточных ее склонов. Вблизи банки Назарет весной и осенью также преобладают нисходящие движения вод.

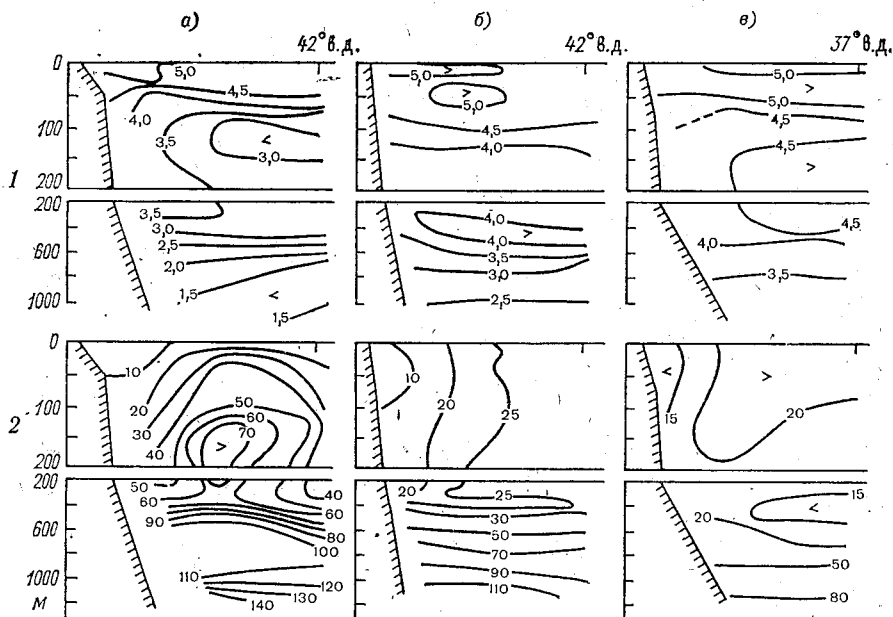


Рис. 3.32. Распределение концентраций кислорода (% по объему) (1) и растворенного кремния (мкмоль/л) (2) в воде на разрезах у Африканского побережья зимой 1975-1976 г., по Н. В. Мордасовой и В. Ф. Полуяктову (1980).

а — по 3° ю. ш.; б — по 12° ю. ш.; в — по 24° ю. ш.

Особенности гидрохимии прибрежных районов и района Маскаренского хребта. По сравнению с водами открытого океана прибрежные районы отличаются более высокой скоростью регенерации биогенных элементов. Кроме того, над банками и подводными возвышенностями при огибании их течениями развиваются восходящие движения вод, обогащающие эвфотическую зону питательными солями.

Соотношение между растворенным кислородом и биогенными веществами в связи с напряженностью фотосинтеза можно проследить на разрезах, перпендикулярных Африканскому берегу (рис. 3.32). Подъем промежуточных вод, обедненных кислородом и богатых кремнием, наблюдается вдоль 3° ю. ш. Соответственно

развитие фитопланктона в прибрежном участке и в слое 0—50 м резко повышает содержание кислорода и уменьшает содержание кремния в воде. На разрезе по 12° ю. ш. толща до 200 м хорошо насыщена кислородом, а изолинии кремния в этом слое идут почти вертикально с нарастанием значений от берега. Можно полагать, что здесь в прибрежном районе идет опускание вод поверхностного слоя при слабом развитии процесса фотосинтеза в них. На разрезе по 24° ю. ш. водная толща также хорошо аэрирована, но опускание поверхностных вод в морской части разреза сопряжено с подъемом промежуточных вод по шельфу.

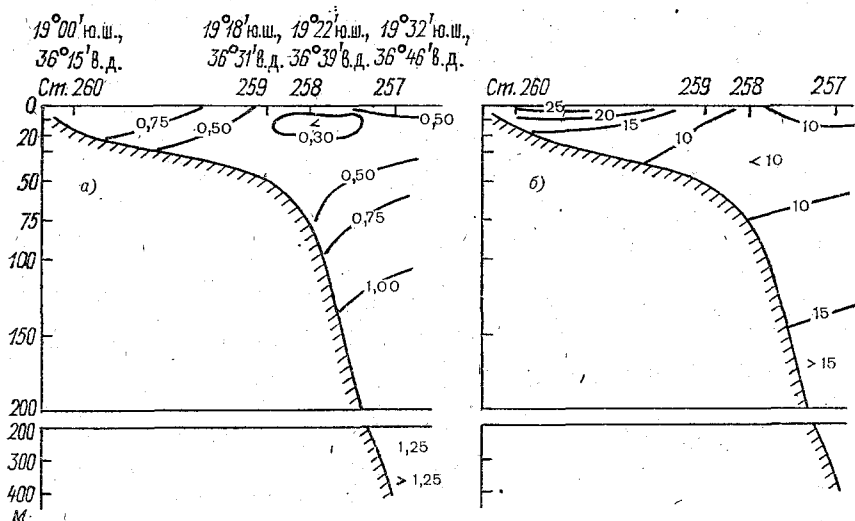


Рис. 3.33. Вертикальное распределение концентраций фосфатов (а) и растворенного кремния (б) (мкмоль/л) у устья р. Замбези в августе 1977 г., по Н. В. Мордасовой и В. Ф. Полуякову (1980).

Влияние стока р. Замбези, выносящей в океан много фосфатов и кремния, проявляется на большом расстоянии от устья (рис. 3.33). Интенсивное потребление биогенных веществ фитопланктоном происходит в слое 0—50 м, причем содержание кислорода как продукта фотосинтеза здесь превышает 110 % насыщения.

Распределение гидрохимических элементов по вертикали вдоль Маскаренского хребта (рис. 3.34) можно разделить на два участка. Южнее 14° ю. ш. содержание кислорода в воде остается достаточно высоким (4,0—4,5 ‰ по объему), а содержание фосфатов и кремния весьма низким до глубин 400—600 м. Очевидно, этот район охвачен нисходящими движениями вод. Севернее 14° ю. ш. содержание кислорода резко уменьшается (до 2,5—3 ‰ по объему) уже на горизонте 100 м, а концентрации биогенных веществ становятся большими на горизонте 50 м. Таким образом, в северной половине района Маскаренского хребта условия способствуют

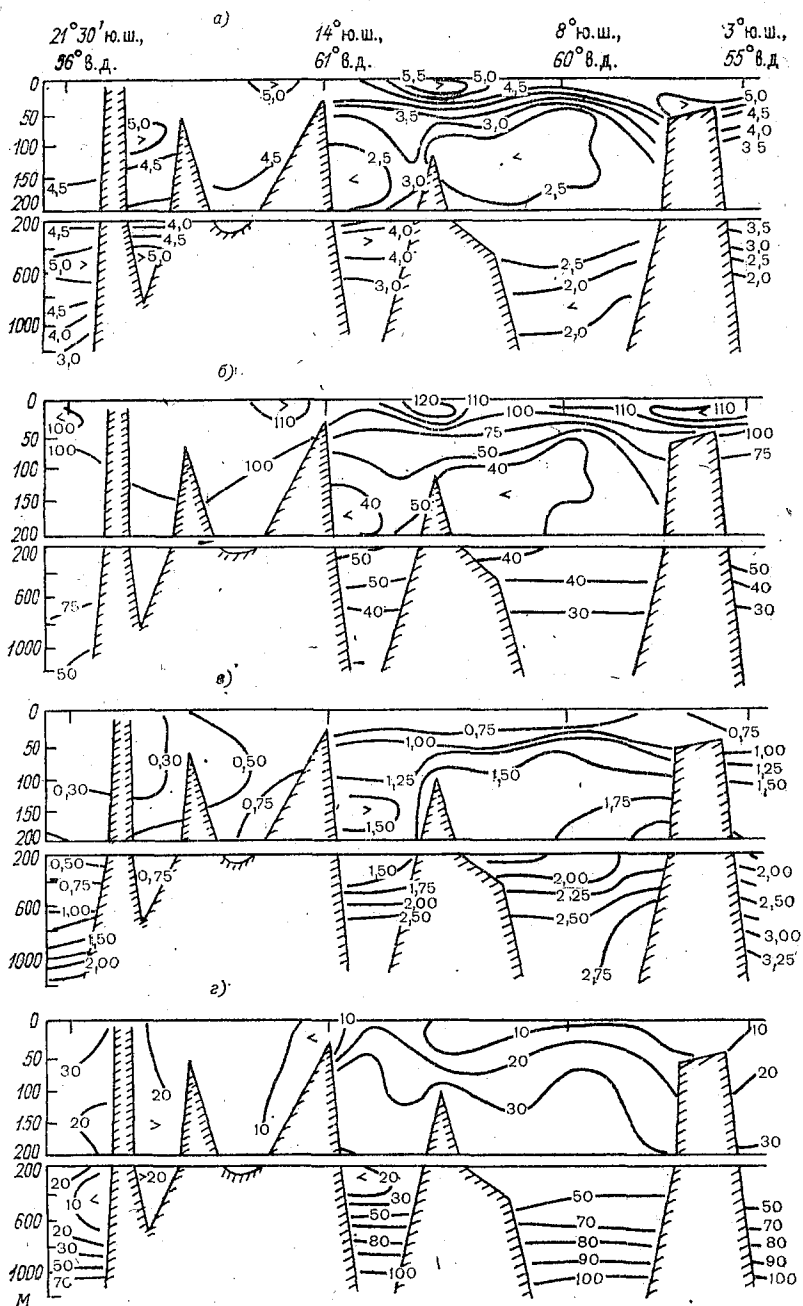


Рис. 3.34. Распределение значений некоторых гидрохимических показателей в воде на разрезе над Маскаренским хребтом весной 1976 г., по Н. В. Мордасовой и В. Ф. Полуяктову (1980).

а — кислород, %, по объему; б — насыщенность вод кислородом, %; в и г — фосфаты и кремний, мкмоль/л.

интенсивному развитию фотосинтеза благодаря хорошему снабжению эвфотической зоны биогенными веществами из подстилающих слоев. Вспышка фитопланктона подтверждается высокой продукцией кислорода (110—120 % насыщения) в поверхностном слое и возникновением минимума кислорода (менее 40 % насыщения) при минерализации отмершего органического вещества в подповерхностном слое 100—200 м.

3.6. Бенгальский залив и Андаманское море

Общие сведения. Южной границей Бенгальского залива служит условная линия от северной оконечности о. Суматра к южной оконечности о. Шри-Ланка. Граница между Бенгальским заливом и Андаманским морем проходит через Никобарские и Андаманские острова.

Площадь акватории Бенгальского залива 2,2 млн км², объем воды 5,5 млн км³, средняя глубина 2586 м, наибольшая глубина около 4500 м. Площадь Андаманского моря 602 тыс. км², объем воды 660 тыс. км³, средняя глубина 1096 м, наибольшая глубина 4507 м.

Рельеф дна Бенгальского залива не отличается особой сложностью. Материковая отмель вдоль о. Шри-Ланка имеет ширину 5—25 км. Полкский пролив мелководен (глубины около 15 м). Вдоль Индостана ширина шельфа 25—30 км, местами до 40—45 или 12—15 км. В северной части залива, где реки Ганг и Брахмапутра выносят много осадочного материала, образовалось мелководье шириной 110—250 км. Вдоль северо-восточного берега залива шельф постепенно сужается. Материковый склон севернее о. Шри-Ланка крутой (до 15°), но к северной части залива он становится более пологим. Южнее северного обширного мелководья на склоне наблюдается уступ высотой около 1000 м, прорезанный долинами и каньонами. Западный склон Андаманского хребта, высокий и крутой, отличается наличием ступеней и поперечных желобов. Глубина котловины Бенгальского залива полого нарастает с севера на юг. Материковый склон и дно котловины покрыты глобигериновыми илами. Донные отложения шельфа представлены известковыми и терригенными песками или терригенными илами и глинами.

Рельеф дна Андаманского моря более сложный. Благодаря выносу больших объемов взвешенного материала реками Иравади и Салуин, а также действию прибрежной эрозии северный и восточный районы моря располагают обширными (шириной 150—400 км на севере, 350—400 км на востоке) материковыми отмелями, куда целиком попадает Малаккский пролив. Многочисленные проходы между Никобарскими и Андаманскими островами, соединяющие Андаманское море с Бенгальским заливом, очень разнообразны по глубине и ширине. Самый глубокий из них прол. Десятого Градуса (800 м), глубины некоторых других проливов лишь немного превышают 200 м. В прол. Грейт-Чаннел около северной

оконечности о. Суматра, соединяющем Андаманское море с Индийским океаном, глубины до 1800 м. Материковый склон представлен уступом высотой 500—1500 м на севере и 1700—2000 м на востоке. Дно котловины моря расчленено меридиональными хребтами на желоба с глубинами более 4000 м. Дно отмелей покрыто коралловыми песками, терригенными песками, илами и глинами. Дно котловины покрыто тонкозернистыми песками, илами и глинами, выносимыми по каньонам мутьевыми потоками.

Общей особенностью Бенгальского залива и Андаманского моря является преобладание атмосферных осадков над испарением. Годовая сумма атмосферных осадков над Бенгальским зали-

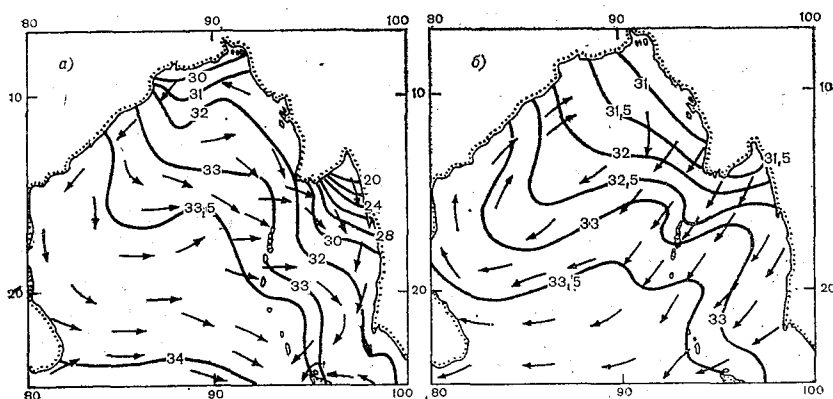


Рис. 3.35. Соленость воды (‰) и схема течений на поверхности Бенгальского залива и Андаманского моря, по Лафонду (1974).

а — в августе; б — в феврале.

вом около 2000 мм, на северо-востоке превышает 3000 мм, испарение в среднем достигает 160 см в год. В западной половине Андаманского моря годовые атмосферные осадки составляют 2000—3000 мм, в восточной — более 3000 мм. Испарение в среднем по морю не превышает 140 см.

Береговой сток в залив и море значителен. Ганг и Брахмапутра приносят пресной воды около 1200 км³/год, Иравади и Салуин — около 830 км³/год. Положительный пресный баланс создает заметное распреснение воды поверхностного слоя, поэтому соленость по акватории уменьшается от 34‰ на южной границе Бенгальского залива до 30—31‰ у его северных границ и до 20‰ в вершине Андаманского моря (рис. 3.35).

Температура воды поверхностного слоя зимой в Бенгальском заливе уменьшается от 28 °С у южной границы до 25 °С у северных границ, в Андаманском море она составляет 27—28 °С. Летом по акватории обоих бассейнов температура достигает 29—30 °С. В связи с сильным распреснением и прогревом зимняя конвекция

слабая и толщина верхнего гомогенного слоя определяется в основном ветровым перемешиванием.

Подобно Аравийскому морю, циркуляция поверхностного слоя Бенгальского залива проявляет муссонный характер (рис. 3.35). Под влиянием очень устойчивого северо-восточного муссона зимой (октябрь—апрель) возникает антициклонический круговорот, вызывающий погружение вод в западной части залива и апвеллинг у побережья Мьянмы. Летом при юго-западном муссоне геострофическая и результирующая циркуляции сохраняются антициклоническими, однако дрейфовая циркуляция приобретает циклониче-

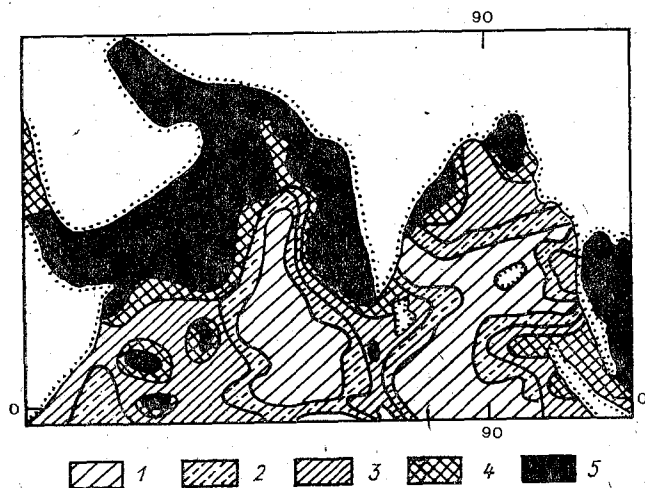


Рис. 3.36. Среднегодовая первичная продукция [С, мг/(м²·сут)] в Аравийском море и Бенгальском заливе, по Ю. Г. Кабановой (1968).

1) <100; 2) 100—150; 3) 150—200; 4) 250—500; 5) >500.

ский характер. В этом сезоне возникает апвеллинг вдоль восточного побережья Индии.

Бенгальский залив свободно сообщается с океаном, поэтому в вертикальной структуре здесь наблюдаются все водные массы, свойственные прилежащему району Индийского океана. На глубинах 300—400 и 500—900 м присутствуют сильно трансформированные воды Персидского залива и Красного моря, которые вызывают в промежуточном слое слабо выраженный максимум солености (около 35‰). Глубинная и придонная водные массы поступают из Индийского океана, их соленость соответственно около 34,80 и 34,75‰.

Промежуточные водные массы из Бенгальского залива могут проникать в Андаманское море, однако нижним глубинным и придонным водам путь туда закрыт, поскольку глубже 1800 м Андаманское море изолировано от океана.

Гидрохимический режим Бенгальского залива. Бенгальский залив и Аравийское море находятся в пределах одной тропической зоны, но различия динамики их вод создают существенные различия и в гидрохимической структуре.

В Бенгальском заливе высокая продукция фитопланктона наблюдается только в западном и северо-восточном прибрежных апвеллингах (рис. 3.36), занимающих не более 15 % площади залива. В Аравийском море на долю районов с продукцией органического углерода более 500 мг/м² в сутки приходится более половины акватории. Различиям первичной продуктивности соответствует и распределение биогенной насыщенности слоя 0—100 м. Запас фосфатов, нитратов и кремниевой кислоты в этом слое Бенгальского залива заметно меньше, чем в Аравийском море. Однако глубже 100 м максимум содержания биогенов смещается в Бенгальский залив (табл. 3.17). Это обусловлено различиями в возможностях верти-

Таблица 3.17

Средняя биогенная насыщенность (ммоль/м²) в Аравийском море (1) и Бенгальском заливе (2) с примыкающими к ним районами океана до экватора, по М. П. Максимовой (1972)

Слой, м	Фосфаты		Нитраты		Кремниевая кислота	
	1	2	1	2	1	2
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

кального обмена, поскольку в Бенгальском заливе слой скачка плотности на глубинах 70—90 м выражен резко из-за распреснения поверхностного слоя. Следовательно, биогенные вещества, поставляемые в залив речным стоком и потребляемые фитопланктоном, затем аккумулируются в промежуточных водах, лишь частично возвращаясь в эвфотическую зону. Верхний распресненный слой содержит кремния более 10 мкмоль/л благодаря речному стоку, но на первичную продуктивность это влияет мало.

Содержание растворенного кислорода в верхнем слое Бенгальского залива около 4,5 ‰ (по объему), близко к норме при данных температурах и солености. В наиболее продуктивных районах слабое недоис насыщение поверхностного слоя кислородом наблюдается весь год, поскольку продукция кислорода при фотосинтезе не может полностью компенсировать его дефицит, возникающий от окисления органических веществ.

С глубиной содержание растворенного кислорода быстро уменьшается и становится меньше 0,2 ‰ по объему в слое 200—400 м (рис. 3.37). Промежуточный слой Бенгальского залива не распо-

Отношение N: P и Si: P (в мольной форме) в Аравийском море и Бенгальском заливе, по М. П. Максимовой (1972)

Горизонт, м	Аравийское море		Бенгальский залив	
	N/P	Si/P	N/P	Si/P
0	3	16	5	36
25	5	17	4	27
50	7	12	10	18
75	9	10	13	13
100	11	10	15	12
150	11	12	15	15
200	11	13	14	16
300	11	16	15	18
400	11	18	15	19
500	12	18	14	20

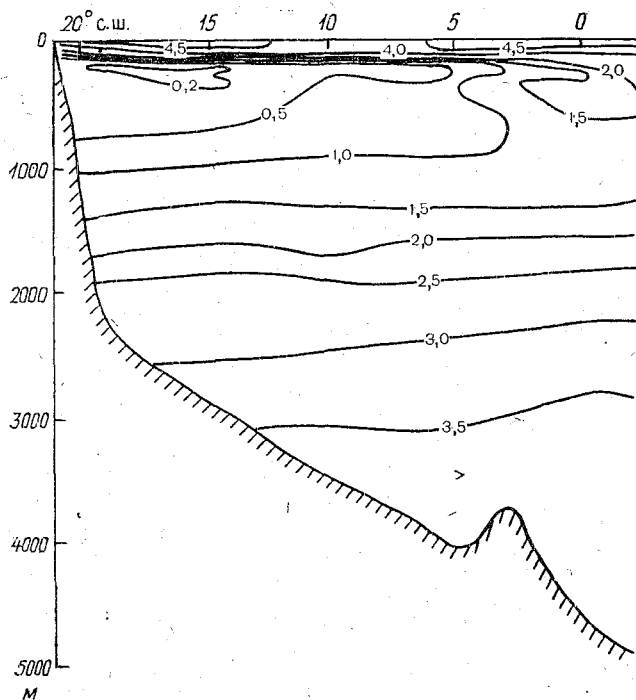


Рис. 3.37. Распределение содержания растворенного кислорода (‰ по объему) в водах на разрезе по 88° в. д. в апреле 1957 г., по Виртки (1971).

лагает прослойкой субантарктических вод, поэтому здесь не наблюдается двойного слоя минимума O_2 . На севере залива в ядре минимума O_2 содержание фосфатов около 2,6 мкмоль/л, нитратов около 40, кремния до 50 мкмоль/л. Для сравнения, в Аравийском море соответственно: около 2,8; 30—25; менее 50 мкмоль/л. Водная толща Бенгальского залива отличается от Аравийского моря более высокими значениями отношений азота и кремния к фосфору (табл. 3.18), что говорит о более полной минерализации органического вещества в Бенгальском заливе.

Тем не менее в водной толще Бенгальского залива почти половина валового азота и фосфора (суммарное содержание всех форм) приходится на долю органических форм (рис. 3.38). По-видимому, и здесь при недостатке растворенного кислорода минерализация органического вещества осуществляется замедленными тем-

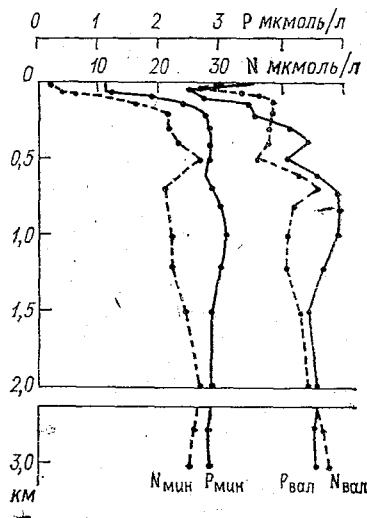


Рис. 3.38. Вертикальное распределение концентраций минерального и валового фосфора и азота в Бенгальском заливе, по Сен-Гупта и соавт. (1977).

пами. Промежуточные максимумы неорганических форм азота и фосфора наблюдаются в нижней половине ядра слоя кислородного минимума, а максимумы валового содержания располагаются несколько глубже.

Из компонентов главного солевого состава следует отметить изменчивость содержания фторидов в водах Бенгальского залива (табл. 3.19). Отношение F/Cl имеет несколько меньшие значения, чем в Аравийском море, особенно в прибрежных районах. Это вызвано разбавлением атмосферными осадками и сорбцией фтора

Таблица 3.19

Средние концентрации фтора и отношения F/Cl в водах Бенгальского залива, по Сен-Гупта и Накви (1984)

Район	F мг/л	$(F/Cl) \cdot 10^{-5}$ (по массе)
Бенгальский залив	$1,31 \pm 0,01$	$6,81 \pm 0,02$
Залив Маннар	$1,34 \pm 0,01$	$6,92 \pm 0,04$
Андаманское море:		
восточнее островов	$1,43 \pm 0,016$	$7,36 \pm 0,07$
западнее островов	$1,32 \pm 0,013$	$6,85 \pm 0,06$

взвешьями. Глубже 1000 м разница практически исчезает. В зал. Маннар и Аравийском море значения F/Cl очень близки. Особенно высокие значения F/Cl были установлены для вод Андаманского моря. Их объясняют действием речного стока и подземных геотермальных источников.

Борно-хлорное отношение по наблюдениям в юго-западной части Бенгальского залива меняется в пределах 0,225—0,254

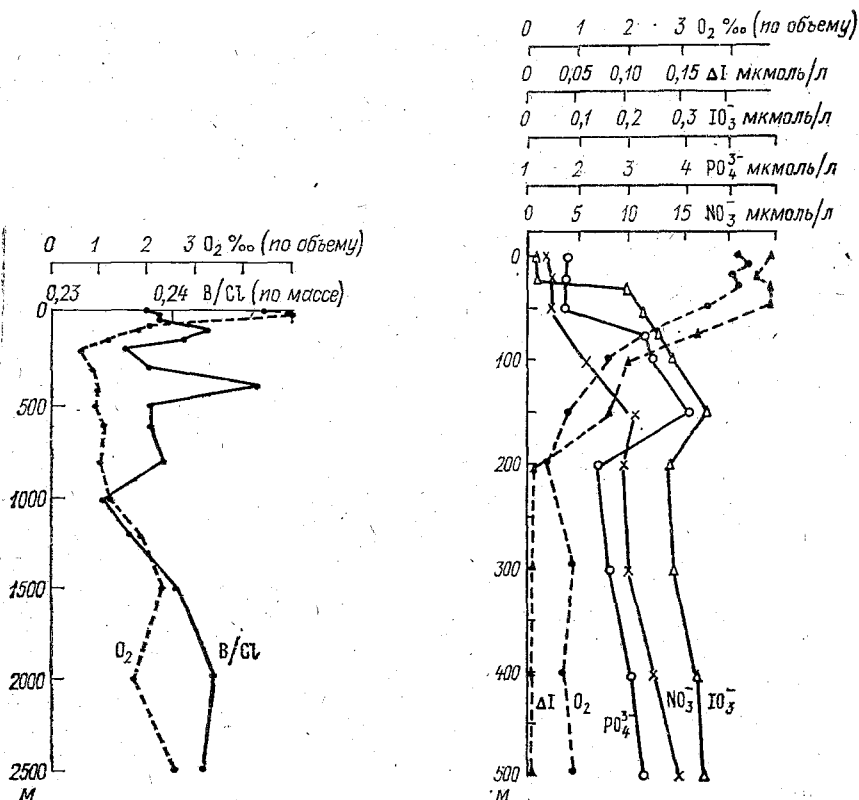


Рис. 3.39. Вертикальный профиль растворенного кислорода и B/Cl в юго-западной части Бенгальского залива восточнее Шри-Ланки, по Нарвекару, Зинглу и Сен-Гупта (1981).

Рис. 3.40. Вертикальное распределение растворенного кислорода, ΔI , IO_3^- , PO_4^{3-} и NO_3^- в западной части Бенгальского залива около $16^\circ 30'$ с. ш., $82^\circ 30'$ в. д., по Сарма (1986).

(4,4—4,8 млн⁻¹ по массе). Особенно низкие концентрации бора отмечаются в верхнем опресненном слое (до 4,4 млн⁻¹), где добавление бора с речными водами компенсируется его удалением адсорбцией на глинистых взвешьях. Хлорность здесь также существенно уменьшается, поэтому отношение B/Cl имеет значение,

близкое к среднему (0,238). На вертикальном профиле В/Сl наблюдаются два максимума (рис. 3.39): в слоях 50—200 и 300—500 м. Первый максимум может быть связан с аккумуляцией коллоидного и взвешенного материала. Второй максимум совпадает с глубиной предельного дефицита кислорода и с горизонтами распространения вод красноморского происхождения. По-видимому, его происхождение имеет причиной биохимические и адвективные факторы.

Большой интерес представляют выполненные В. Сарма (1986) определения форм иода в водах западной части Бенгальского залива (рис. 3.40). Вертикальное распределение иода аналогично распределению фосфатов и нитратов и находится в обратной связи с содержанием растворенного кислорода. Минимальная концентрация иодата наблюдается в поверхностном слое (0,15—0,25 мкмоль/л), а максимальная (0,4—0,45 мкмоль/л) на горизонте 150 м совпадает с максимумом биогенных веществ и минимумом кислорода. Коэффициенты корреляции иодата с фосфатами (0,904), нитратами (0,78) и дефицитом кислорода (0,68) свидетельствуют о причинной связи содержания иодатов в воде с биохимическими процессами. Разность между валовым содержанием иода и иодата быстро уменьшается с глубиной, причем уже на горизонте 200 м становится очень малой. Следовательно, на глубинах главной формой иода является иодат-ион. В эвфотической зоне (0—50 м) резко преобладает иодид-ион.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

4.1. Общие сведения о циркуляции вод и гидрохимическом режиме

Циркуляция и водные массы. Большая часть акватории Тихого океана находится под влиянием стационарных субтропических атмосферных антициклонов Северного и Южного полушарий. Их центры сдвинуты к востоку, к берегам Северной и Южной Америки. Антициклоны существуют весь год, летом усиливаются и смещаются в сторону тропических широт. В связи с устойчивостью антициклонов поле давления и циркуляции воздушных масс в центральной и восточной частях океана более стабильны, чем в западной. Постоянно сохраняются ветры, направленные от тропиков к экватору, с западной составляющей. С востока на запад, примерно до 150° з. д., уклонение ветра от меридионального направления к западу возрастает. В полосе $2-7^\circ$ с. ш. пассатные ветры сходятся, образуя зону приэкваториальной конвергенции.

В умеренных широтах обоих полушарий находятся зоны пониженного атмосферного давления. В Северном полушарии зимой формируется алеутский циклон с ветрами северо-восточных и северных направлений. Летом он сменяется периферией субтропического антициклона. В южных умеренных широтах весь год сохраняется полоса низкого давления с ветрами восточных направлений.

Циркуляция верхнего слоя океана зависит от многих факторов, но в общих чертах согласуется с полями приземного ветра.

Наиболее крупными динамическими образованиями на поверхности океана являются северный и южный субтропические антициклонические круговороты, высокоширотную периферию которых составляют Северо-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское течения, а восточную в непосредственной близости от восточно-тропических побережий океанов — холодные Калифорнийское и Перуанское течения. Последние около 20° с. и ю. ш. отходят от побережий и дают начало Северному и Южному Пассатным течениям. Системы Северо- и Южно-Тихоокеанских течений отделяются от Северного и Южного Пассатных течений субтропическими конвергенциями, которые в восточных районах океана располагаются около $25-30^\circ$ ш. К северу от экватора, в полосе до 7° с. ш., через весь океан протягивается система антициклонических круговоротов, а вдоль их северной периферии — Межпассатное противотечение. В северных и южных тропических широтах восточной части океана рас-

полагаются циклонические круговороты. От них к западу отходят ложбины динамического рельефа, а вдоль ложбин (по 12° с. ш. и 3° ю. ш.) лежат северная и южная тропические дивергенции, отделяющие Межпассатное противотечение соответственно от Северного и Южного Пассатных течений. Северная тропическая дивергенция протягивается через весь океан, южная прерывается на 175° з. д. Межпассатное противотечение составляет приэкваториальную периферию восточно-тропических циклонических круговоротов. На восточной периферии круговоротов вдоль восточно-тропических побережий океана проходят Мексиканское и Перуано-Чилийское течения, направленные от экватора.

Специальные исследования показали, что в пределах тропических циклонических круговоротов формируются отдельные мезомасштабные вихри циклонического и антициклонического видов. На фоне общего подъема вод в циклонических круговоротах местами возникают особо интенсивные восходящие и нисходящие движения.

Вместе с апвеллингами, возникающими при отходе течений от берегов, и зонами дивергенций между Межпассатным противотечением и Пассатными течениями тропические циклонические круговороты создают мощную систему подъема подповерхностных и промежуточных вод во всей восточной части Тихого океана. Восходящие движения вод обуславливают исключительное своеобразие термохалинного, гидрохимического и гидробиологического режима этих районов.

Благодаря выносу холодных вод снизу температура воды на поверхности океана здесь на 5—9°С ниже, чем в тех же широтах западнее центральных частей циклонических систем (рис. 4.1). Аномалии температуры воды прослеживаются в верхнем слое до глубин 300—500 м.

Соленость воды поверхностного слоя также существенно понижена (рис. 4.1). Распреснение воды в слое до 150—200 м создается сильными тропическими ливнями у берегов Центральной Америки с поступлением распресненных вод из высоких широт, с холодными течениями.

С глубиной характер циркуляции меняется. В подповерхностном слое наиболее важны экваториальное и прибрежные противотечения. Экваториальное противотечение Кромвелла проходит узкой полосой (2° по меридиану) до берегов Эквадора на глубине 150—200 м. Доказано, что течение Кромвелла составляет единую систему с Межпассатным противотечением. Калифорнийское подповерхностное противотечение, хорошо видимое на картах динамической топографии (200—500 м), переносит в сторону высоких широт экваториальные воды с высокой соленостью и низким содержанием растворенного кислорода. На горизонте 500 м система циркуляции вод в восточной части Тихого океана представлена несколькими смежными круговоротами циклонического и антициклонического знака. В слое 1000—2000 м формируется глубинное Калифорнийское противотечение, а южнее экватора образуется

вытянута по меридиану узкая антициклоническая система, на западной ветви которой вдоль 90° з. д. возникает Перуано-Чилийское глубинное противотечение на юг от экватора до 40° ю. ш. В глубинных водах (3000—4000 м) преобладает Северо-Тихоокеанское противотечение на запад, устойчиво сохраняется Калифорнийское противотечение, и вся центральная часть океана охвачена циклоническим вращением против часовой стрелки. Глубинная циркуляция вод южной половины океана также претерпевает перестройку,

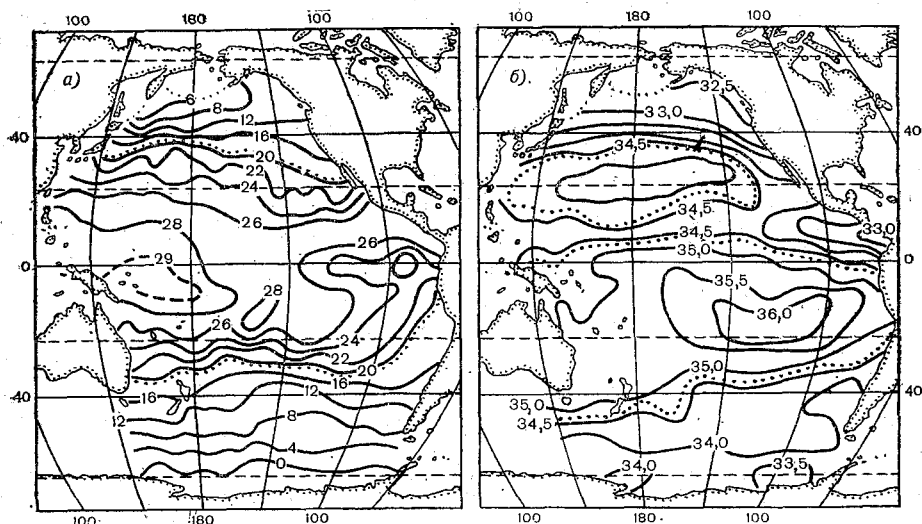


Рис. 4.1. Среднегодовые значения температуры ($^\circ\text{C}$) (а) и солёности (‰) (б) воды на поверхности океана, по Л. И. Галеркину (1982).

результатом которой является существование единого антициклонического (против часовой стрелки) круговорота.

Подобно другим районам океана, водная толща восточной части Тихого океана разделяется на поверхностную, подповерхностную, промежуточную, глубинную и придонную структурные зоны. В каждой структурной зоне можно выделить конкретные водные массы (по Л. И. Галеркину, 1982), различающиеся в зависимости от условий их формирования термохалинными и гидрохимическими характеристиками.

В поверхностной зоне выделяются следующие водные массы: субарктическая (севернее 40° с. ш.), северная субтропическая (от $42-40$ до $24-25^\circ$ с. ш.), северная тропическая (от $24-25$ до $12-15^\circ$ с. ш.), восточная экваториально-тропическая (до 115° з. д. на западе, от 15 до $0-2^\circ$ с. ш.), южная тропическая (от экватора до 35° ю. ш., западнее 120° з. д.), южная субтропическая (от 5 до $28-30^\circ$ ю. ш., до $120-130^\circ$ з. д.), субантарктическая (до 55° ю. ш.).

Подповерхностные водные массы на уровне 200 м отличаются по размерам и очертаниям границ от поверхностных: северная субтропическая (50—23° с. ш.), восточная экваториально-тропическая (от 23° с. ш. до 23° ю. ш., на запад выклинивается к 180° д.), южная субтропическая, смешанная с экваториально-тропической (от 23 до 38—39° ю. ш.), субантарктическая (до 42—43° ю. ш.).

Количество промежуточных водных масс на уровне 800 м еще меньше: это субарктическая (севернее 38° с. ш.), экваториально-тропическая (38° с. ш. — 30° ю. ш.) и южная субтропическая (южнее 30° ю. ш.).

На уровне верхних глубинных вод (1500 м) выделяются субарктическая водная масса (севернее 40° с. ш.) и однородная

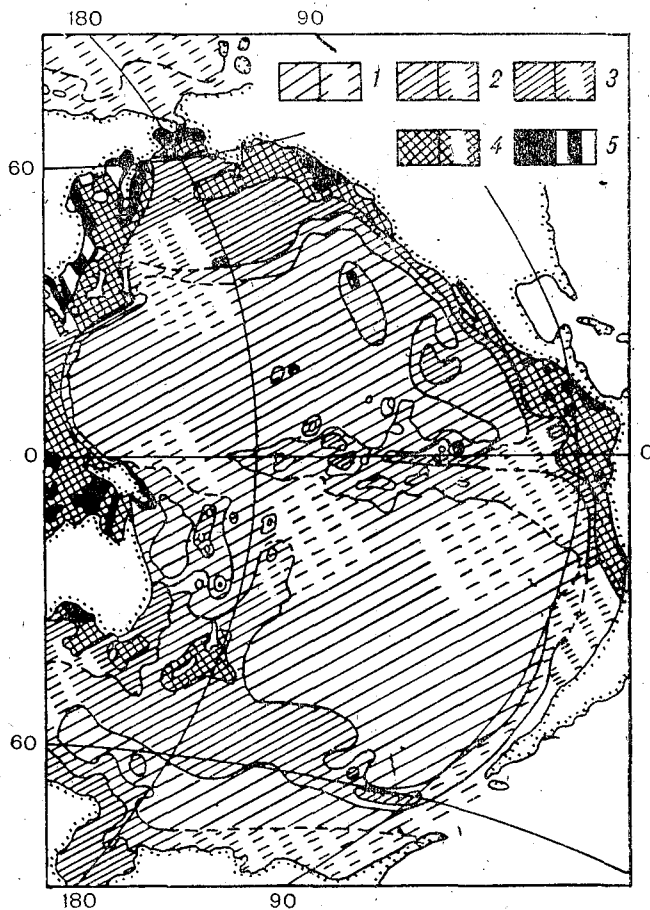


Рис. 4.2. Среднегодовая первичная продукция [$C_{орг}$ мг/(м²·сут)], по О. И. Кобленц-Мишке (1977).

1) <100; 2) 100—150; 3) 150—250; 4) 250—500; 5) >500.

верхняя глубинная сложного многофакторного происхождения (южнее 40° с. ш. по всему океану).

На уровне нижних глубинных вод (3000 м) выделяется центральноамериканская водная масса (над Гватемальской и Панамской котловинами). Основное пространство океана на горизонте 3000 м и глубже заполнено южно- и северо-тихоокеанскими водами, близкими по своим свойствам.

Особенности гидрохимического режима. На фоне всего Тихого океана его восточная часть выделяется резкими контрастами значений гидрохимических показателей, и прежде всего биогенных элементов. Если в высокоширотных зонах вынос биогенных элементов из подстилающих слоев в эвфотическую зону осуществляется зимней конвекцией и турбулентным перемешиванием, то в восточных районах океана главным процессом является подъем глубинных вод, вызываемый сгонными течениями с поперечной циркуляцией или дивергенциями течений. Восточные районы отличаются высокими значениями первичной продукции (рис. 4.2), которые в обширной приматериковой полосе превышают по углероду 500 мг/м^2 в сутки и в отдельных местах могут достигать 10 г/м^2 в сутки. В то же время здесь сохраняются и высокие концентрации биогенных веществ. Следовательно, адвекция биогенных веществ в эвфотическую зону преобладает над их утилизацией фотосинтезом.

Процессы потребления биогенных веществ в поверхностном слое, регенерации на глубинах и выноса к поверхности в прибрежных районах обуславливают своеобразную картину распределения их в восточной части Тихого океана. Концентрации фосфатов на всех горизонтах наблюдения нарастают от открытого океана в сторону материков (рис. 4.3) с минимумом на поверхности и максимумом в промежуточном слое, где наблюдается минимум растворенного кислорода. Распределение нитратов (рис. 4.4) аналогично распределению фосфатов, за исключением того, что глубинный максимум нитратов располагается несколько ниже ядра минимума кислорода. В районах экваториальной дивергенции, Калифорнийского и Перуанского апвеллингов непосредственно под эвфотической зоной наблюдается максимум нитритов ($0,6\text{—}1,4 \text{ мкмоль/л}$). Характерной особенностью восточно-экваториального района является второй максимум нитритов (до $9,2 \text{ мкмоль/л}$) на глубинах $200\text{—}400 \text{ м}$. Подповерхностный максимум аммонийного азота ($15\text{—}30 \text{ м}$) с концентрациями $3,0\text{—}4,5 \text{ мкмоль/л}$ постоянно подстилает эвфотическую зону, причем на мелководьях апвеллингов наблюдаются очень высокие концентрации аммиака. Водам восточных апвеллингов свойственны также значительные концентрации, до $5\text{—}7 \text{ мкмоль/л}$, азота мочевины как результата жизнедеятельности растительных организмов. Содержание растворенного кремния в поверхностном слое не достигает столь малых значений, как фосфор и азот, хотя потребление кремния осуществляется в широких масштабах. Концентрации растворенного кремния нарастают по вертикали и по направлению к материке,

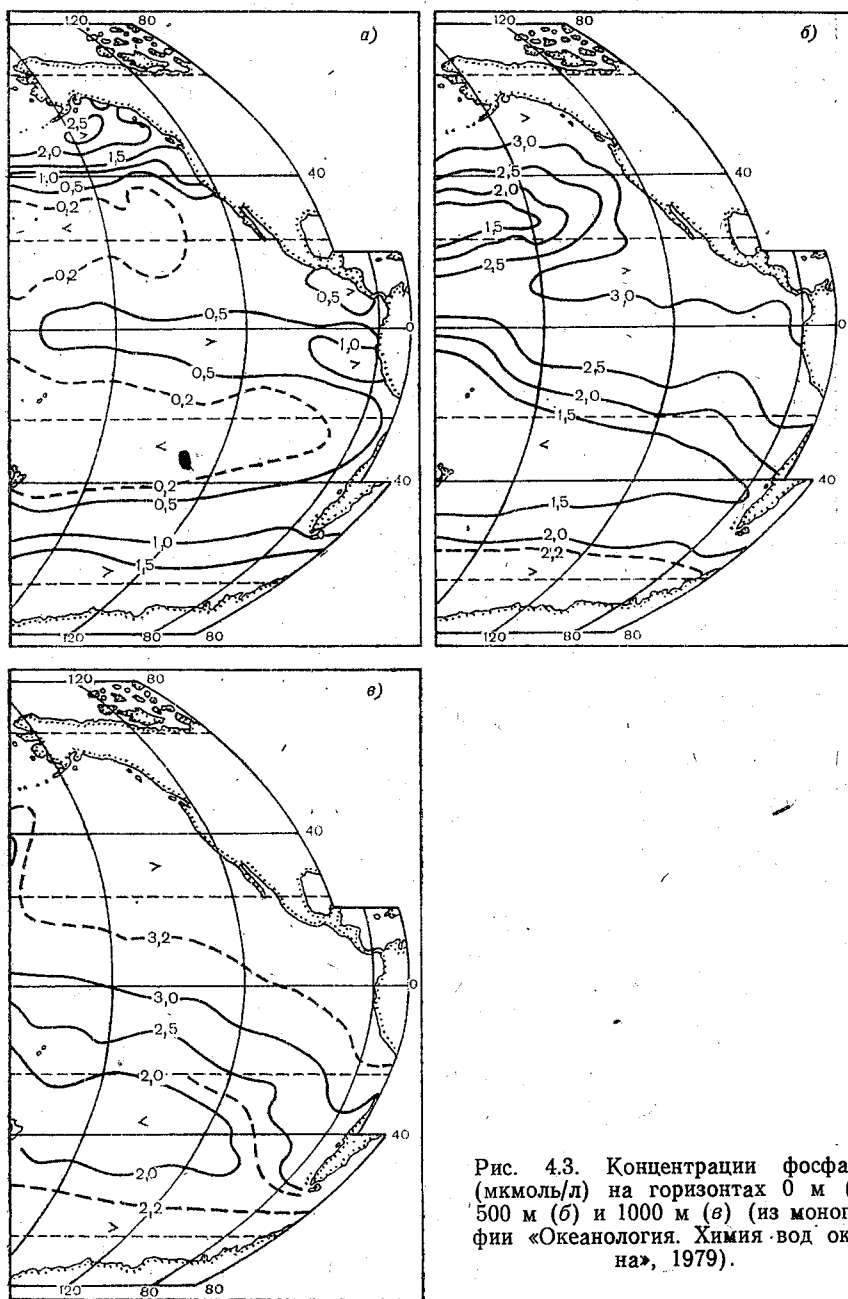


Рис. 4.3. Концентрации фосфатов ($\mu\text{моль/л}$) на горизонтах 0 м (а), 500 м (б) и 1000 м (в) (из монографии «Океанология. Химия вод океана», 1979).

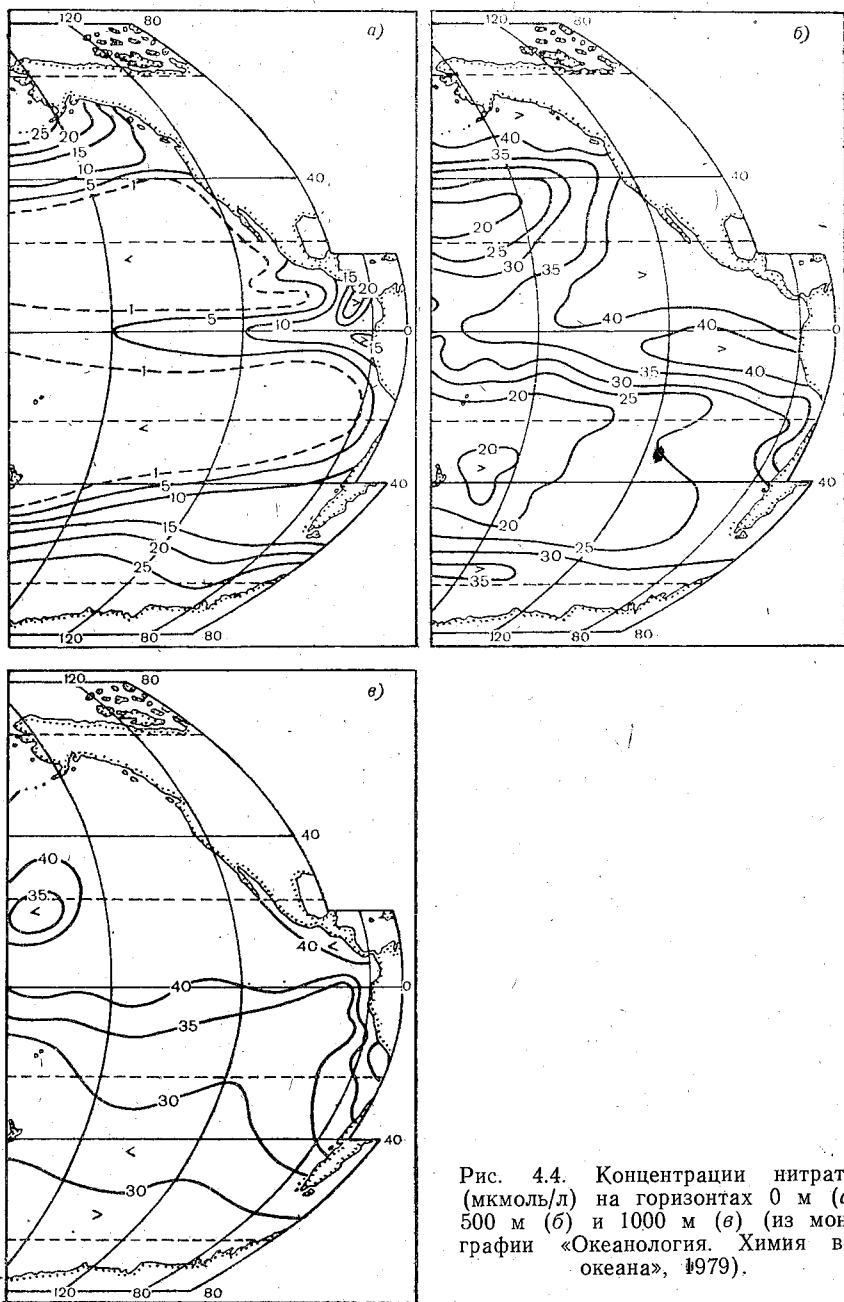


Рис. 4.4. Концентрации нитратов ($\mu\text{моль/л}$) на горизонтах 0 м (а) 500 м (б) и 1000 м (в) (из монографии «Океанология. Химия вод океана», 1979).

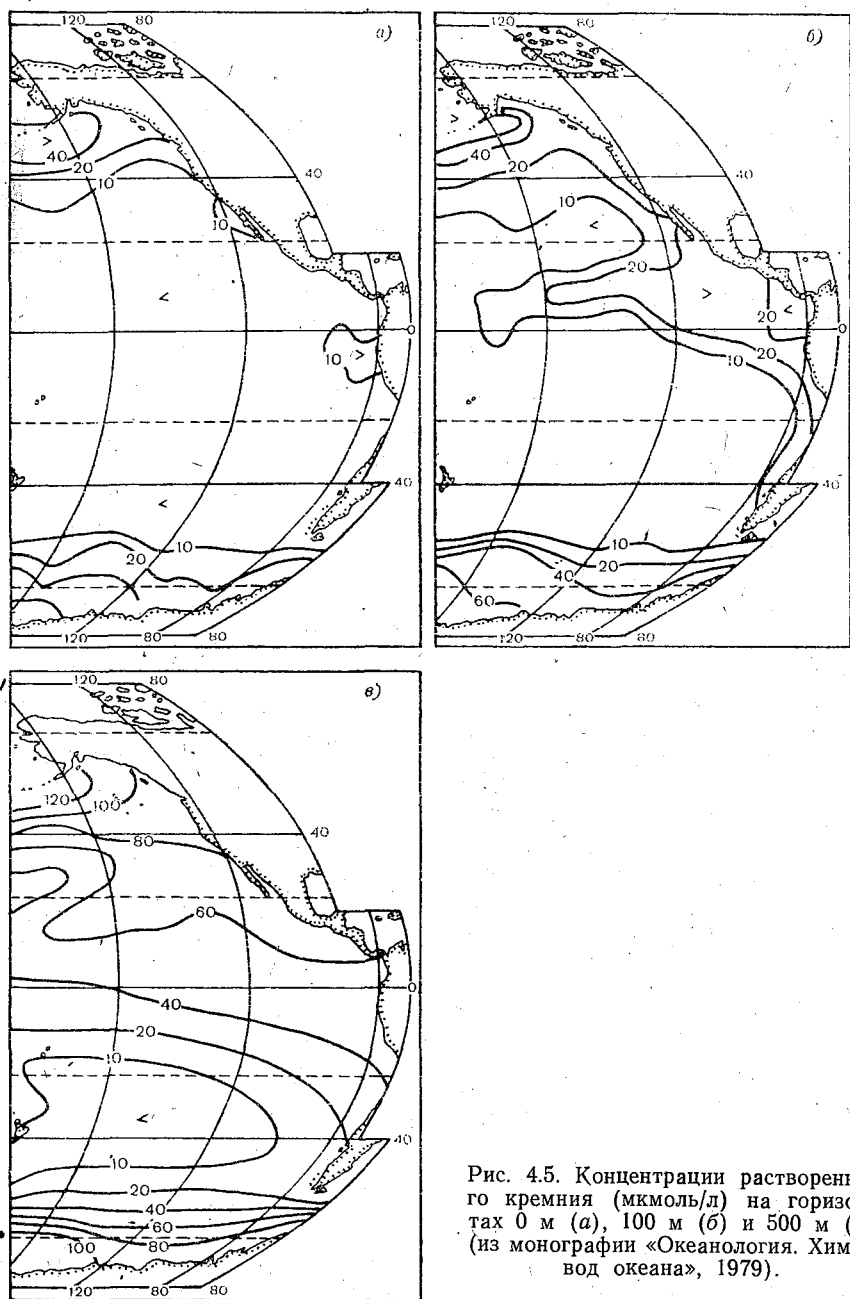


Рис. 4.5. Концентрации растворенного кремния ($\mu\text{моль/л}$) на горизонтах 0 м (а), 100 м (б) и 500 м (в) (из монографии «Океанология. Химия вод океана», 1979).

а также к высокоширотным районам (рис. 4.5), но глубже ядра кислородного минимума их распределение приобретает преимущественно зональный характер.

Отмеченные особенности распределения биогенных веществ являются следствием высокой биологической продуктивности

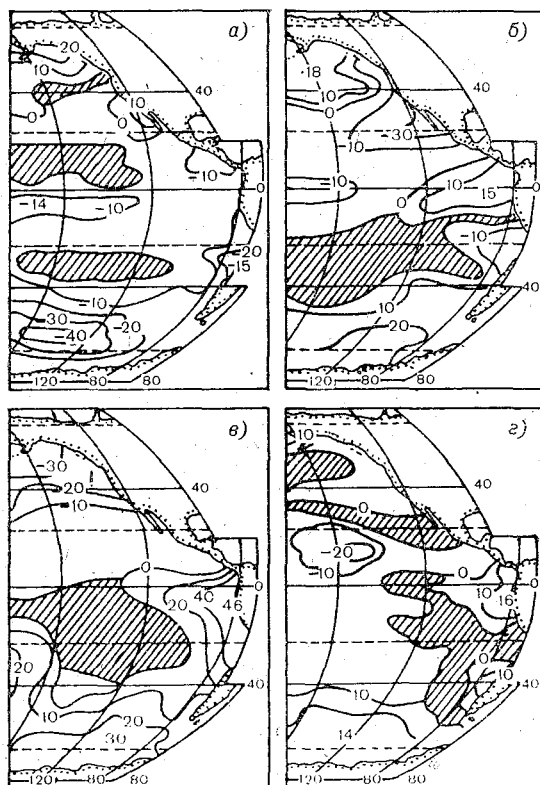


Рис. 4.6. Значения разностей ($10^{-2} \%$ по объему) между растворимостью кислорода и его фактическим содержанием в поверхностной воде океана.

а — зимой; б — весной; в — летом; г — осенью Северного полушария. (+) — поглощение кислорода океаном; (-) — выделение из океана. Штриховка — районы равновесного состояния.

эвфотической зоны, минерализации огромных масс органического вещества на глубинах и перераспределения продуктов минерализации динамическими процессами. Эти положения вполне наглядно подтверждаются распределениями растворенного кислорода и показателя углекислотной системы (рН). В зависимости от соотношения продукции кислорода при фотосинтезе и интенсивности ВПК вода поверхностного слоя может быть перенасыщенной или недонасыщенной кислородом. Состояние насыщенности меняется от сезона к сезону (рис. 4.6). Если поверхностная вода имеет де

фицит кислорода, то она будет поглощать кислород из атмосферы, при перенасыщении воды кислород выделяется из океана. Как можно видеть из рисунков, Калифорнийский район только зимой поглощает кислород из атмосферы, в другие сезоны здесь кисло-

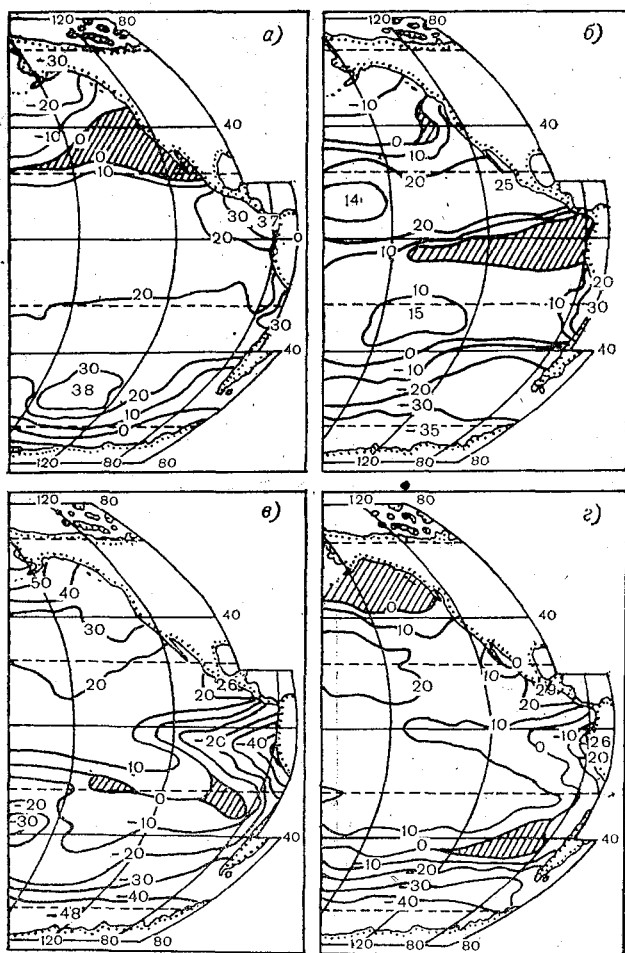


Рис. 4.7. Распределение разностей парциальных давлений CO_2 (млн⁻¹) между атмосферой и поверхностной водой по акватории океана.

а — зимой; б — весной; в — летом; г — осенью Северного полушария. (+) — поглощение CO_2 океаном; (—) — выделение CO_2 из океана.

род выделяется из океана, а осенью состояние равновесное. Перуано-Чилийский район только зимой Северного полушария и частично весной выделяет кислород, летом и осенью кислород преимущественно поглощается из атмосферы. Обмен CO_2 между

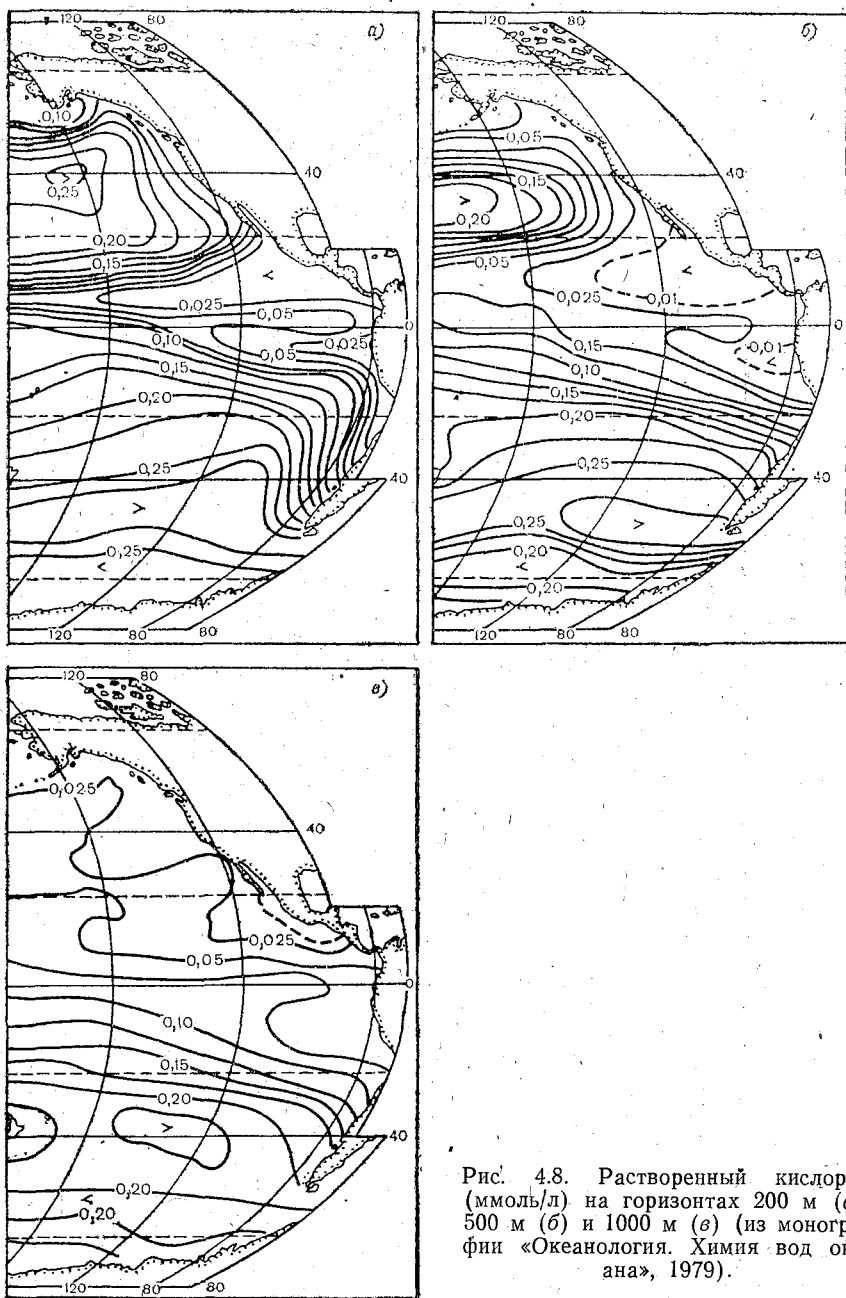


Рис. 4.8. Растворенный кислород (ммоль/л) на горизонтах 200 м (а), 500 м (б) и 1000 м (в) (из монографии «Океанология. Химия вод океана», 1979).

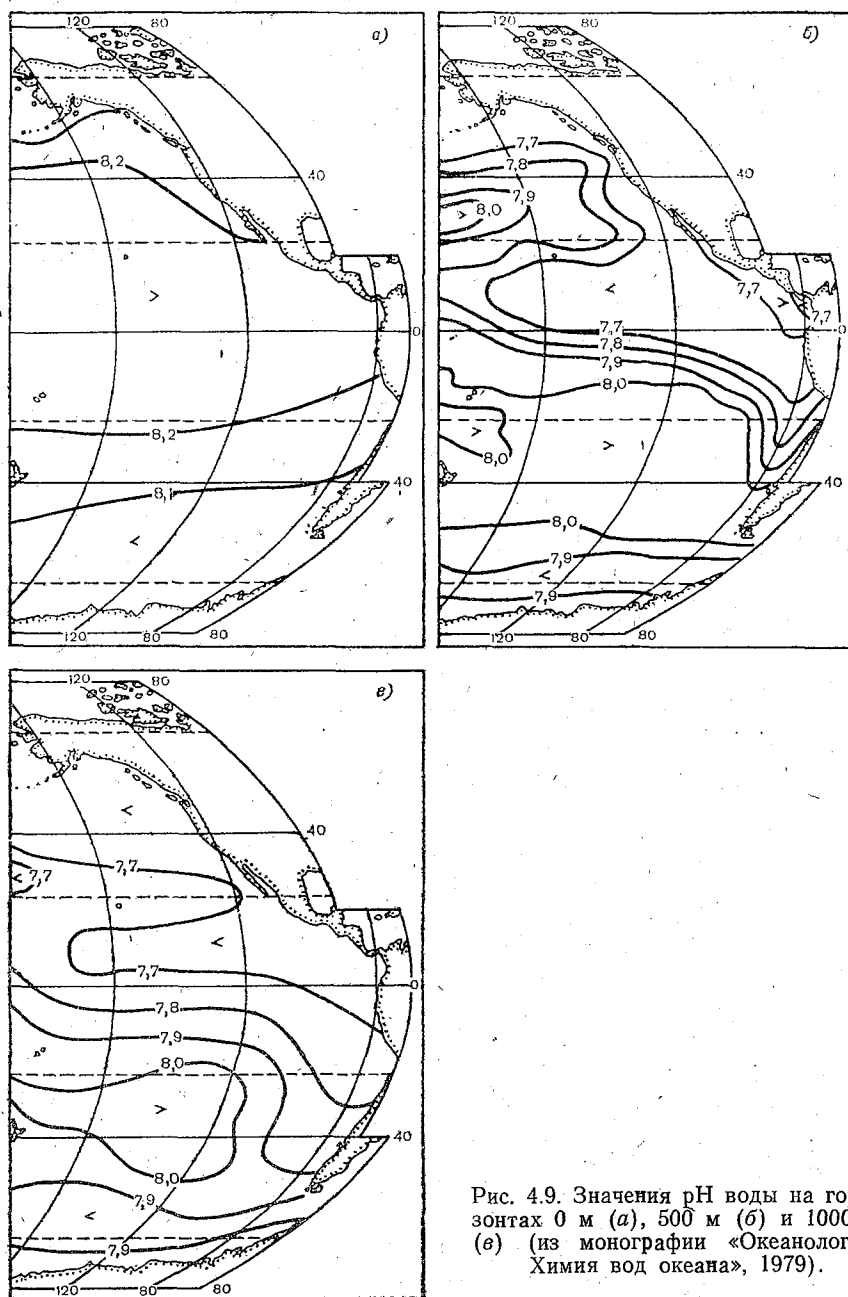


Рис. 4.9. Значения рН воды на горизонтах 0 м (а), 500 м (б) и 1000 м (в) (из монографии «Океанология. Химия вод океана», 1979).

океаном и атмосферой выглядит несколько иначе (рис. 4.7). Калифорнийский район зимой находится в равновесии с атмосферой, всю остальную часть года он поглощает CO_2 из атмосферы. Перуано-Чилийский район зимой и весной поглощает CO_2 , а летом и осенью выделяет. Надо отметить, что эквивалентность потоков O_2 и CO_2 через поверхность океана уже давно нарушилась благодаря непрерывному поступлению антропогенного CO_2 в атмосферу.

Биохимическое окисление органического вещества создает дефицит растворенного кислорода и избыток углекислоты (понижение pH) в подповерхностных и промежуточных слоях океана (рис. 4.8 и 4.9). Минимальные содержания кислорода (менее 0,005 ммоль/л) и значения pH (ниже 7,7) в восточной части океана наблюдаются на глубинах менее 400 м.

4.2. Район Калифорнийского течения

Калифорнийская система течений проходит от 48 до 23° с. ш. в прибрежной полосе шириной 700—1000 км. Система включает основное Калифорнийское течение, представляющее собой меандрирующую струю шириной около 150 км, зону взаимодействия течения с субтропическими водами открытого океана, Калифорнийские поверхностное и подповерхностное противотечения, апвеллинги и вихревые образования.

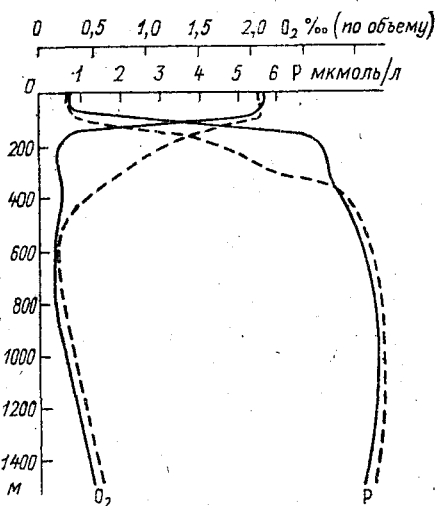
Зимой, когда северные ветры ослабевают, между южным течением в открытом океане и берегом Америки развивается течение Дэвидсона. Это течение направлено на северо-запад. На промежуточных глубинах оно сохраняется и летом. У южной Калифорнии противотечение северо-западного направления наблюдается весь год. Здесь оно создает восточный южно-калифорнийский круговорот циклонического знака. Летом течение Дэвидсона не выражено, а при значительном усилении апвеллинга Калифорнийское противотечение ослабевает и отступает к югу. Таким образом, в северо-западной и юго-западной половинах Калифорнийской системы формируются две прижатые к берегу циркуляции циклонического знака, граница между которыми проходит по 30—32° с. ш. В северной циркуляции движутся холодные, низкосолёные и богатые кислородом воды субарктического происхождения, в южной — теплые, высокосолёные и обеднённые кислородом воды экваториально-тропического происхождения.

Меандрирующая струя Калифорнийского течения рассматривается как фронтальное течение, через которое не проникают теплые антициклонические вихри со стороны открытого океана. Однако южнее 32° с. ш. течение ослабевает и здесь формируется область взаимодействия циклонических и антициклонических вихрей. Наблюдения показали, что циклонические вихри располагаются в основном на прибрежной стороне течения, а антициклонические — на мористой и в его стрекне. Многие антициклонические вихри имеют диаметр от 100 до 300 км и являются квазистационарными в пространстве и во времени.

Один из таких вихрей синоптического масштаба с центром на $25^{\circ}20'$ с. ш. и $119^{\circ}20'$ з. д. был исследован весной 1986 г. (А. М. Чернякова, С. О. Бородин, 1988). Направление течений в вихре сохранялось постоянным до глубины 1200 м. Максимальные скорости течений наблюдались на горизонте 150 м, где диаметр вихря достигал 150 км. В полях распределения гидрохимических характеристик вихревое образование проявляется куполообразным поднятием изолиний в слое 75—150 м и прогибом их вниз глубже 300 м. Поверхностный слой 0—75 м сохраняется однородным. При этом в слое 75—300 м концентрации фосфатов и кремниевой кислоты в центре вихря выше, а содержание кислорода ниже, чем на его периферии. Глубже 300 м происходит перестройка структуры вихря, отчего в центральной части вихря концентрации биогенных веществ становятся ниже по сравнению с окружающими водами.

Особенности системы Калифорнийского течения приво-

Рис. 4.10. Вертикальное распределение содержания кислорода и фосфатов в центре вихря (сплошная линия) и в окружающих водах (пунктирная линия), по А. М. Черняковой и С. О. Бородину (1988).



дят к сложному взаимодействию вод разного происхождения — субарктических, субтропических, тропических, экваториальных и апвеллинговых. Поэтому в вихре формируется собственный, калифорнийский, тип гидрологической и гидрохимической структуры, имеющий видоизмененные признаки слагающих вод. Рисунок 4.10 дает представление о типичном вертикальном распределении свойств вод этой структуры. Свойства вихря и окружающих вод различаются главным образом в диапазоне глубин 75—600 м. Здесь воды вихря характеризуются отрицательными аномалиями кислорода. Аномалии фосфатов положительны до 400 м и отрицательны глубже 400 м. На нижней границе термоклина (горизонт 75 м) по отрицательной аномалии солёности и положительной аномалии кислорода обнаруживается сильно трансформированная субарктическая водная масса. На остальных горизонтах аномалии солёности положительны. Идентификация свойств водных масс показала, что слой 250—600 м заполнен теплыми и солёными восточно-экваториальными водами Калифорнийского противотечения, а верхняя часть вихря состоит из смеси холодных прибрежных вод апвеллинга и теплых поверхностных океанических вод. Трёхслойную структуру вихря объясняет гипотеза бокового проникно-

вения и закручивания прибрежных и океанических вод в верхней части вихря, подтверждаемая независимыми биологическими данными. Близость повышенных концентраций биогенных веществ к эвфотическому слою может способствовать созданию добавочной биопродуктивности в центральной части вихря.

Мористая часть Калифорнийской системы западнее 200-мильной прибрежной зоны (20—37° с. ш., 120—135° з. д.) входит в зону влияния субтропической конвергенции. Весной содержание кислорода в поверхностной воде уменьшается от 7,0—7,5‰ (по объему)

на севере до 5,2‰ на юге.

Распределение концентраций кислорода на горизонте 200 м почти противоположно поверхностному. Глубина залегания изопикнической поверхности 25,8, характеризующей ядро субарктической водной массы зал. Аляска, меняется с севера на юг района от 140—180 до 250 м. Изолиния фосфатов 0,3 мкмоль/л на горизонте 200 м делит весь район по диагонали на богатую фосфатами северо-восточную часть (более 0,5 мкмоль/л) и обедненную юго-западную (до 0,15 мкмоль/л). Вдоль эконо-

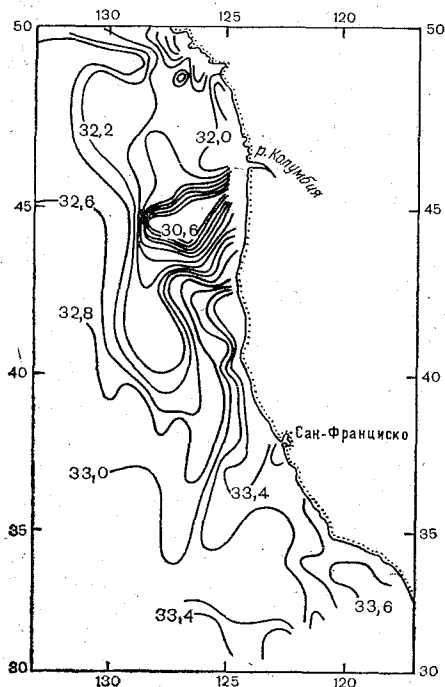


Рис. 4.11. Соленость (‰) воды на горизонте 10 м вдоль побережья Северной Америки в августе, по Хуверу (1983).

мической зоны на глубине 100 м выражен подъем вод, обогащенных биогенными веществами. По распределению кремния выделяется верхний квазиоднородный слой до глубины 50—75 м. В подповерхностных и глубинных водах содержание кремния уменьшается с северо-востока на юго-запад от 30—45 до 10—20 мкмоль/л на горизонте 200 м и от 110—130 до 100—110 мкмоль/л на горизонте 500 м. Нитраты в слое 0—75 м практически отсутствуют, а к горизонту 800 м их содержание возрастает до 35—37 мкмоль/л. Содержание нитритов в поверхностном слое составляет 0,08 мкмоль/л, у нижней границы слоя скачка плотности образуется подповерхностный максимум до 0,18 мкмоль/л. Глубинный максимум нитритов (0,14—0,18 мкмоль/л, в некоторых случаях до 0,6), возникающий за счет восстановления нитратов, наблюдается в слое минимума O_2 (500—800 м). В поверхностном слое ве-

лики концентрации аммиака (0,20—0,15 мкмоль/л), поскольку здесь идут активные процессы ассимиляции и регенерации азота. Распределение органического фосфора обратно распределению фосфора минерального. Органический фосфор в поверхностном слое составляет в северо-восточной части 0,4—0,2 мкмоль/л (14—30 % фосфора валового), к юго-западу — до 0,3—0,4 мкмоль/л (до 68 % валового). Таким образом, океаническая сторона Калифорнийской системы характеризуется как продуктивный район океана.

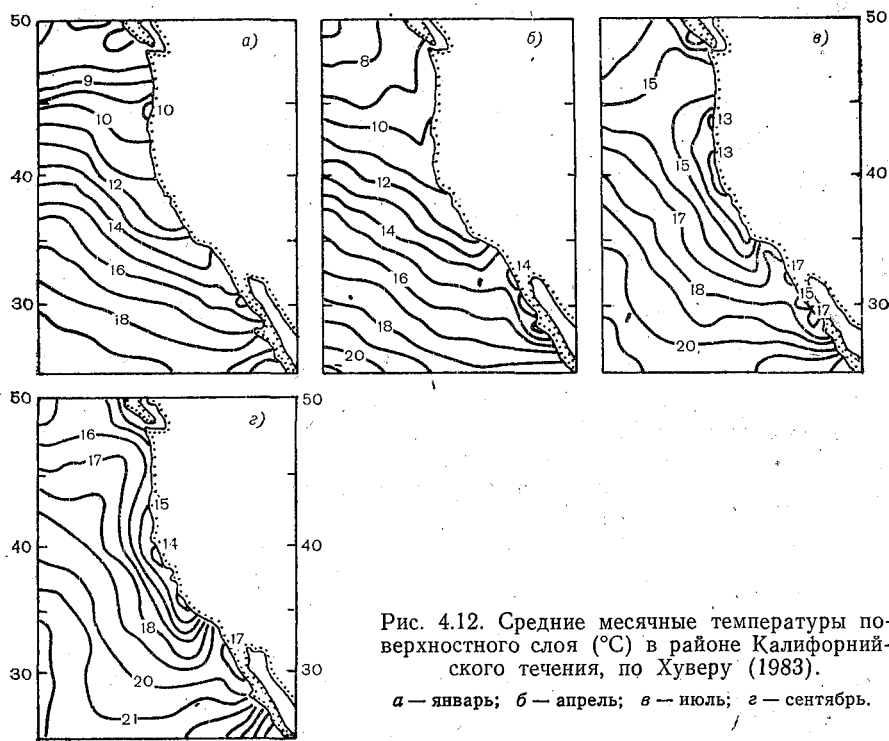


Рис. 4.12. Средние месячные температуры поверхностного слоя (°C) в районе Калифорнийского течения, по Хуверу (1983).

а — январь; б — апрель; в — июль; г — сентябрь.

В прибрежной полосе Калифорнийской системы севернее 35° с. ш. на распределение солёности поверхностного слоя большое влияние оказывает сток р. Колумбии (рис. 4.11), который создает распреснение воды на акватории до 250 км шириной и до 500 км длиной. Язык распресненных вод может достигать широты Сан-Франциско, причем нередко возникают трудности в различении фронта прибрежного апвеллинга и границы распресненных вод.

Непосредственные районы прибрежных апвеллингов можно обнаружить по понижению температуры на картах средних месячных температур (рис. 4.12): 28—34° с. ш. в январе, 35—40 и 26—33° с. ш. в апреле, южнее устья р. Колумбии вдоль всего побережья до 27° с. ш. в июле, 35—44 и 28—32° с. ш. в сентябре. С учетом стратификации вод вдоль берега можно определить глубины,

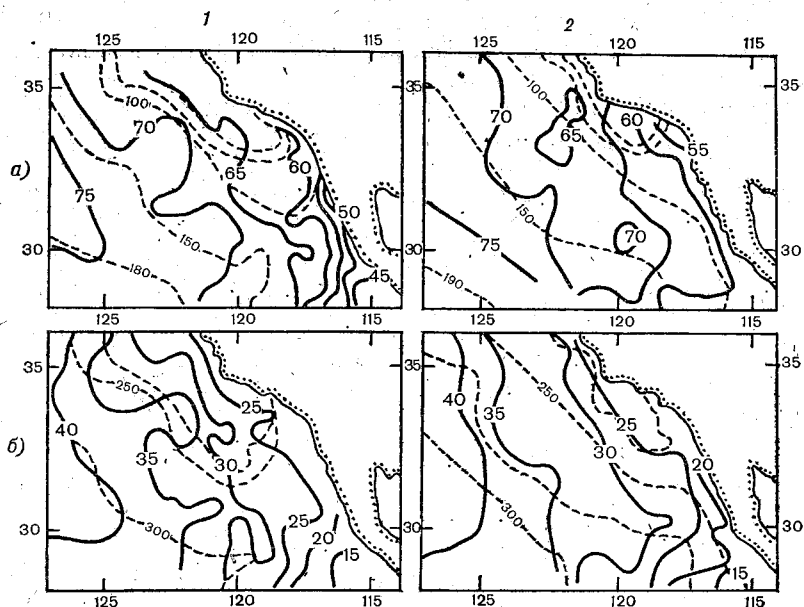


Рис. 4.13. Относительное содержание кислорода (% насыщения) в воде на изопикнических поверхностях $\sigma_t=25,8$ (а) и $\sigma_t=26,6$ (б) в октябре (1) и апреле (2).

Пунктирными линиями показана глубина (м).

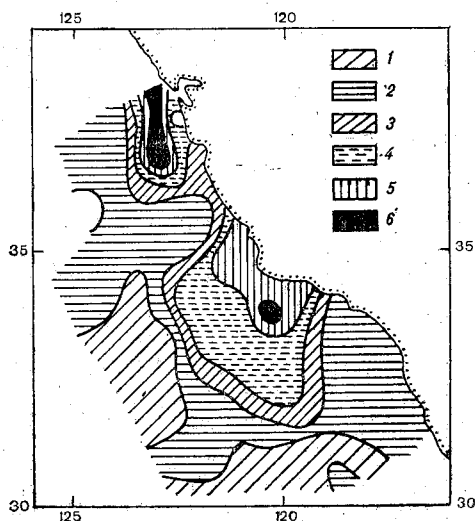


Рис. 4.14. Содержание хлорофилла «а» (мг/м^3) в поверхностной воде весной, по Хаури и Симпсону (1986).

1) 0—0,1; 2) 0,1—0,5; 3) 0,5—1,0; 4) 1,0—2,5; 5) 2,5—5,0; 6) >5,0.

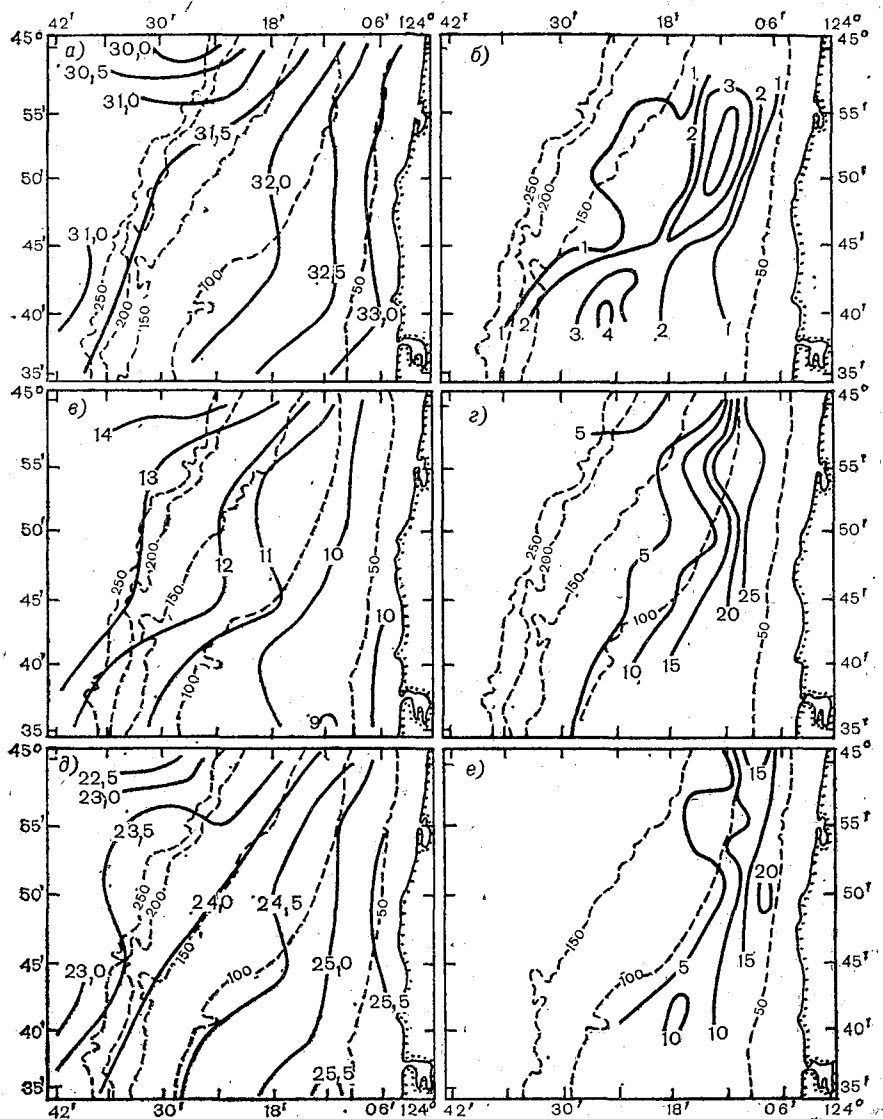


Рис. 4.15. Распределение солености (‰) (а), температуры (°C) (б), σ_t (усл. ед.) (в), хлорофилла «а» (г), нитратов (д) и силикатов (е) (мкмоль/л) на поверхности океана в июне, по Хуверу (1983).

с которых вода поднимается к поверхности при наиболее сильных ветрах. Вдоль всего побережья это глубина не менее 30 м, причем в районе 35—40° с. ш. и вдоль северной Калифорнии она превышает 60 м, а около 39 и 35° с. ш. достигает 90 м. Эффект прибрежного апвеллинга может проявляться на расстояние до 100 км от берега.

Апвеллинг сопряжен с повышенной первичной продуктивностью и соответствующим поглощением кислорода на биохимическое окисление отмершего органического вещества в подстилающих слоях. Распределение относительного содержания кислорода (% насыщения) на изопикнических поверхностях 25,8 и 26,6 (рис. 4.13) показывает, что в антициклоническом круговороте с центром 32,5° с. ш., 124° з. д. вода Калифорнийского противотечения подтягивается на меньшие глубины к апвеллингу и при этом теряет кислород. Данная система движения вод несколько видоизменяется от сезона к сезону, но в общих чертах сохраняется практически весь год.

Распределение хлорофилла «а» в поверхностной воде (рис. 4.14) в общих чертах согласуется с распределением температуры. Малыми концентрациями хлорофилла «а» характеризуются акватории, где распространяется теплая вода океана. Районы, подверженные действию апвеллингов, имеют повышенную первичную продукцию и соответственно возрастающие концентрации хлорофилла.

В период поздней стадии хорошо развитого апвеллинга наблюдаются четко выраженные горизонтальные градиенты гидрологических и гидрохимических параметров. Например, вдоль берега центрального Орегона (рис. 4.15) изолинии практически всех параметров располагаются близко к направлению изобат. Распространение вод апвеллинга ограничивается на западе языком распресненных вод р. Колумбии (соленость менее 32,0‰ над изобатой 100 м). Восточнее этой изобаты резко возрастают концентрации хлорофилла «а», нитратов и кремния.

4.3. Перуано-Чилийский район

Динамика вод и гидрохимическая структура района. В районе Перу—Чили основной поток поверхностных вод направлен к экватору, являясь ответвлением Антарктического циркумполярного течения. Около 25° ю. ш. основной поток раздваивается на Перуанское прибрежное течение (ППТ) и океаническое Перуанское течение (ОПТ). Перуанское прибрежное течение общей шириной порядка 200 миль ограничено со стороны океана изобатой 100—150 м. На 4—6° ю. ш. ППТ резко поворачивает на запад и на его северной границе образуется зона мощных градиентов всех океанографических характеристик (экваториальный фронт). Над шельфом Перу за счет воздействия юго-юго-восточных пассатов и местных северных ветров образуются исключительно интенсивные апвеллинги в виде пятен вдоль побережья от 30—35 до 6—7° ю. ш. Наиболее известны районы апвеллингов около Фальса—Пимен-

таль, Кальяо—Писко и Ило—Арико. В зонах апвеллингов происходит сгон поверхностных вод и замещение их подповерхностными водами, поднявшимися вдоль склона. По обобщениям В. В. Сапожникова (1984), они выносят нитратов 20—25, кремния 20—25, фосфатов 2,5—3,0 мкмоль/л и обеднены кислородом (30—40 % насыщения). На поверхности эти воды прогреваются, образуя резкий термоклин на горизонтах 10—20 м. При движении от берега в океан и бурном развитии фитопланктона этот слой постепенно обедняется биогенными элементами и насыщается кислородом. В 20—30 милях от берега содержание фосфатов в воде падает до 0,2 мкмоль/л, кремния — до 2—5 мкмоль/л, нитратов — до 0,2—1,0 мкмоль/л. Законченный цикл гидрохимических и биохимических изменений в пятне глубинных вод, вынесенных на поверхность, длится 3—5 сут, поэтому изменения биогенов можно пересчитать в урожай органического вещества. Например, при ассимиляции нитратов 1,03 мкмоль/л в сутки получается продукция углерода 82 мг/м³ в сутки, или 820 мг/м² в сутки, в слое 0—10 м.

За пределами 100-метровой изобаты поток ППТ на север постепенно ослабевает, что приводит к возникновению сложной системы дрейфовых течений. В подповерхностных горизонтах 100—300 м формируется устойчиво направленное на юг Перуанское подповерхностное противотечение (ПППТ), которое является восточным звеном тропического круговорота. Оно питается водами Межпассатного противотечения, течения Кромвелла и подповерхностного противотечения, проходящего под Южным Пассатным течением. Перуанское подповерхностное противотечение характеризуется пониженной соленостью, высоким содержанием биогенных элементов и очень низким содержанием кислорода (на 8—10° ю. ш. меньше 0,2‰ по объему). В воде ПППТ идут процессы нитрат-редукции, сопровождающиеся образованием минимума нитратов и максимума нитритов (до 10 мкмоль/л). На глубине 200—300 м, прижимаясь к материковому склону, движется узким потоком на юг Перуано-Чилийское подповерхностное противотечение (течение Гюнтера). На 33° ю. ш. (рис. 4.16) ПППТ и течение Гюнтера проявляются двумя ядрами с содержаниями кислорода менее 1,0‰ и фосфатов более 2,5 мкмоль/л. В период сильного Эль-Ниньо оба противотечения усиливаются и, постепенно сближаясь, могут достигать 42—44° ю. ш.

Циркуляцией тропических вод у Южной Америки создаются две мощные зоны прибрежного и океанического апвеллингов (В. В. Сапожников, В. А. Ширяев, 1984). Это хорошо видно на разрезе, перпендикулярном берегу в районе Мальпаса (рис. 4.17). На картах распределения кислорода зона прибрежного апвеллинга выделяется по локальным пятнам с низким содержанием кислорода вдоль побережья Перу и Чили от 8 до 40° ю. ш. Зона разделения Перуанского течения на прибрежный и океанический апвеллинги начинается около 20—25° ю. ш. Район океанического апвеллинга обнаруживается по узкой полосе акватории с максимальными горизонтальными градиентами кислорода.

Прибрежный апвеллинг интенсифицируется зимой при усилении юго-восточного пассата. В прибрежном апвеллинге поверхностный биоценоз остро лимитирован содержанием азота, поскольку концентрации нитратов и нитритов здесь практически

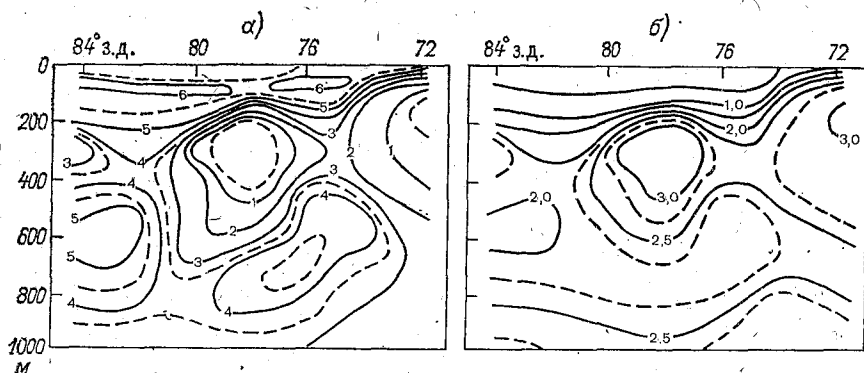


Рис. 4.16. Содержание кислорода (‰ по объему) (а) и фосфатов (мкмоль/л) (б) в воде на разрезе по 33° ю. ш., по В. В. Сапожникову и В. А. Ширяеву (1984).

равны нулю. Аномально высокие концентрации фосфатов (до 4,4 мкмоль/л) в поверхностном слое при удалении на 50 миль падают до 0,2 мкмоль/л и в южной тропической дивергенции вновь увеличиваются до 1,2 мкмоль/л. Зимой в пятнах апвеллинга кон-

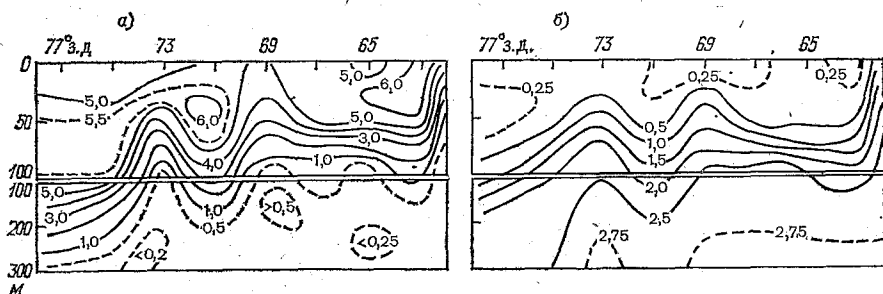
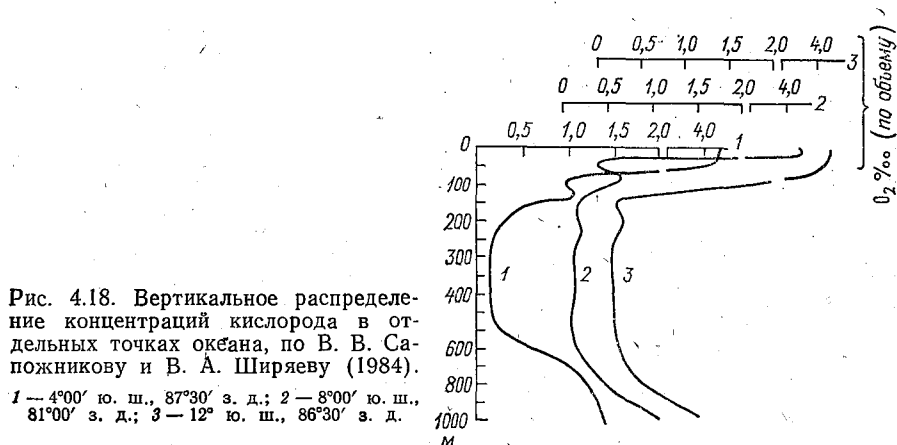


Рис. 4.17. Распределение концентраций кислорода (‰ по объему) (а) и фосфатов (мкмоль/л) (б) в воде на разрезе вдоль траверса Мальпаса, по В. В. Сапожникову и В. А. Ширяеву (1984).

центрация фосфатов достигает 3,0—4,0 мкмоль/л, летом уменьшается до 1,5—2,0.

Океанический Перуанский апвеллинг (ОПА) находится на расстоянии 150—250 миль от берега и по своему положению совпадает с юго-восточной ветвью южной тропической дивергенции. Он слабее прибрежного, но более обширен. В верхнем слое концентрации фосфатов зимой составляют 1,2—1,3 мкмоль/л, летом 0,3—0,4

Сезонные изменения содержания кремния не превышают 5 мкмоль/л. Содержание нитратов меняется от 0,5—1,0 мкмоль/л летом до 9—15 мкмоль/л зимой. Такая изменчивость содержания биогенных элементов свидетельствует о влиянии динамических факторов и об интенсификации фотосинтеза летом. Зона ОПА является районом повышенной динамической активности, где постоянно возникают мезомасштабные вихревые системы, которые протягиваются цепью вдоль Южной Америки от 6—7 до 20—22° ю. ш. Наиболее крупные из них имеют квазистационарный характер (6—8, 10—12, 14—16, 18—22° ю. ш.). В зоне ЮТД возникает также множество мелких и подвижных вихрей (время жизни 1—7 сут). Все вихревые образования проявляются пятнами с по-



ниженной температурой и повышенными концентрациями биогенных веществ. В целом ОПА относится к высокопродуктивным районам Мирового океана. В отличие от прибрежного апвеллинга, в ОПА лимитирующим первичную продукцию элементом является кремний, затем азот и далее фосфор.

В зоне ОПА взаимодействуют разнонаправленные потоки ОПТ и ППТ, которые различаются по глубине и по наличию подповерхностного максимума кислорода. Последний может служить признаком вод течения Кромвелла (В. А. Ширяев, В. В. Сапожников, 1984). Максимум кислорода наблюдается в слое 75—150 м (рис. 4.18) и прослеживается на всем пути течения Кромвелла, огибающего с юга о-ва Галапагос, а затем совместно с ППТ вытянутого на юго-восток вдоль побережья Перу. «Кинжальный» язык подповерхностного максимума кислорода образуется лишь при достаточно высоком положении верхней границы промежуточного минимума кислорода. Если эта граница находится на глубине 80—90 м, то вторжение воды течения Кромвелла размывает и заглубляет ее (рис. 4.18, профиль 3). Установлено также, что зимой, при усилении Перуанского апвеллинга, воды течения Кромвелла залегают на 50—70 м выше, чем летом. Максимум кислорода

глубже 200 м (профили 2 и 3) возникает при внедрении субантарктических промежуточных вод, приходящих с юга, в поток ПППТ. Полезно отметить, что по вертикальному распределению температуры обе водные массы, отличающиеся по максимуму кислорода, не выделяются, поскольку они находятся в гомотермическом слое под термоклином.

Круговорот веществ в апвеллингах. В развитом прибрежном апвеллинге постоянно протекают совмещенные процессы продукции и деструкции органического вещества. При этом непрерывно вовлекаются в биогеохимический круговорот большие массы биогенных элементов. Одновременно значительные массы органического вещества подвергаются седиментации, выходят из круговорота и накапливаются в донных отложениях.

В нормальных условиях развитого апвеллинга прибрежные воды содержат фосфатов 6,8—8,6 мкмоль/л при концентрации кислорода менее 0,4‰. Концентрация фосфатов в глубинных водах 2,5 мкмоль/л. Накопление фосфатов можно объяснить механизмом биофильтра (В. В. Сапожников, И. В. Свиридова, 1983), представленным как противоточный процесс. Глубинные воды поднимаются к поверхности и вызывают там вспышку фотосинтеза. Детрит, содержащий фосфор, опускается в подповерхностный слой, а обедненные фосфатами воды покидают зону апвеллинга. В поверхностный слой поступает следующая порция глубинных вод, но к фосфатам, которые она выносит, добавляется фосфор, освобожденный при минерализации первой порции детрита. Благодаря многократному повторению подобных циклов происходит постепенное накопление фосфатов в апвеллинговых водах. При достаточно высоких концентрациях фосфатов начинает действовать механизм сорбции их взвесями и перенос в анаэробную зону, где происходит десорбция.

С позиций биофильтра определенный интерес представляет вертикальное распределение различных форм взвешенного вещества (рис. 4.19). В шельфовых водах концентрация суммарной взвеси примерно в 5 раз выше, чем в водах пелагиали. Повышенная мутность наблюдается в поверхностном и придонном слоях вод над материковым склоном. Значительную часть взвеси составляет терригенный материал. Количество биогенных частиц (живое органическое вещество, органический детрит, кремнистые и карбонатные частицы) также максимально над шельфом, причем максимум в поверхностном слое вытягивается в сторону пелагиали. Содержание органического детрита характеризуется вертикальной зональностью с максимумом в слое 0—80 м.

Концентрация растворенного органического углерода меняется от 0,6 до 1,6 мг/л с максимумом в поверхностном слое 0—20 м. В целом распределение растворенного C_{org} довольно равномерно и сравнительно мало изменяется при переходе от шельфа к материковому склону и Перуано-Чилийскому глубоководному желобу. Растворенные липиды, составляющие в слое 0—10 м 126—248 мкг/л (13—30,5 % растворенного C_{org}), практически не убывают с глу-

биной, но наблюдается максимум в районе подъема вод. Углеводоподобные соединения имеют узкий диапазон концентраций (0,23—0,40 мг/л) и равномерное распределение во всем эвфотическом слое.

Содержание взвешенного $C_{орг}$ в слое 0—200 м (300—30 мкг/л) подчиняется закономерностям распределения биомассы фитопланктона, отношение $C_{орг}^{раств} / C_{орг}^{взв}$ увеличивается к апвеллингу.

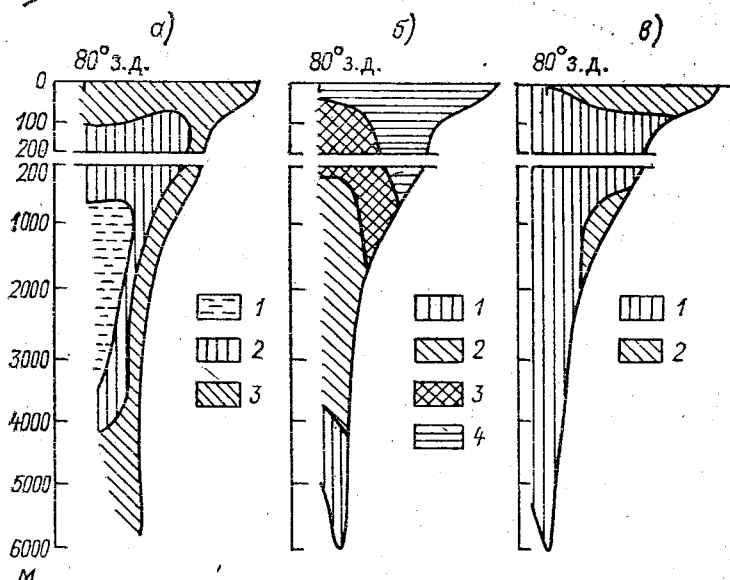


Рис. 4.19. Распределение взвеси (а), биогенных частиц во взвеси (б) и органического детрита (в) на широтном разрезе по 9° ю. ш. в районе Перуанского апвеллинга, по В. В. Гордееву и соавт. (1983).

а: 1) <0,2; 2) 0,2—0,4; 3) >0,4 мг/л; б: 1) 50—100; 2) 100—250; 3) 250—500; 4) >500 тысяч частиц в 1 л; в: 1) 20—40; 2) 40—60 % общей взвеси.

Содержание лабильных липидов во взвесах максимально в апвеллинге. Здесь оно достигает 100 мкг/л (по углероду) и на порядок превосходит то, что наблюдается над материковым склоном. При этом на шельфе в составе липидов взвеси увеличивается содержание нестойких веществ, обязанных своим происхождением живому органическому веществу (эфиры жирных кислот, триглицеридов, полярных соединений). В процессе седиментации взвеси концентрации всех составляющих липидов уменьшаются.

Толщина зоны фотосинтеза в пятнах интенсивного развития фитопланктона невелика вследствие самозатемнения водорослей и не превышает 20 м (рис. 4.20). Основная масса фитопланктона сосредоточена в верхнем слое воды, а при достаточном развитии термоклина скапливается в зоне скачка плотности. По мере

удаления от пятна локального прибрежного апвеллинга и приближения к океаническому апвеллингу максимум активного фитопланктона удаляется от поверхности океана в термоклин или несколько

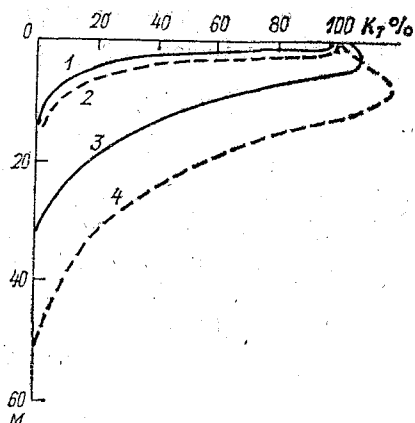


Рис. 4.20. Зависимость фотосинтеза в толще воды от подводной освещенности (K_t %) в Перуанском районе, по Ю. И. Сорокину и соавт. (1983).

1 — в зоне «красного прилива»; 2, 3 — в пятне локального апвеллинга соответственно в середине и конце периода цветения диатомей; 4 — в зоне квазистационарного апвеллинга.

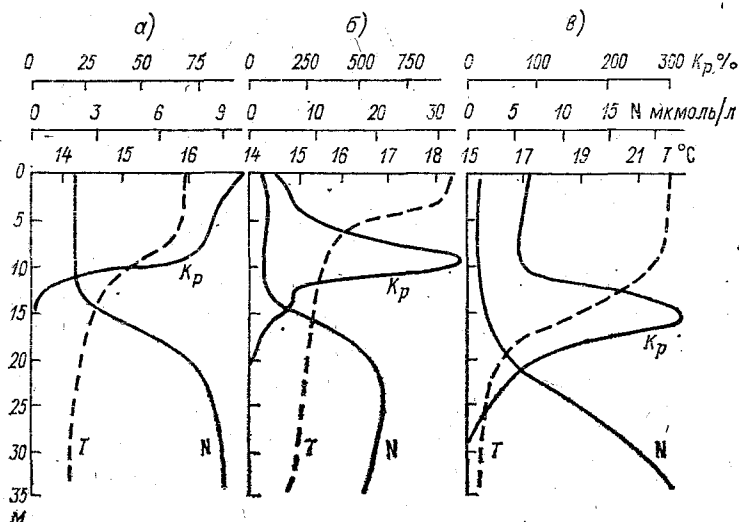


Рис. 4.21. Изменение характера распределения фитопланктона в толще воды в разрезе от пятна локального апвеллинга (а, б) до фронта квазистационарного апвеллинга (в), по Ю. И. Сорокину и соавт. (1983).

глубже (рис. 4.21). Выше термоклина концентрации нитратного и аммонийного азота близки к лимитирующим, а глубже они возрастают. Поэтому в слое 10—20 м при наличии достаточного

освещения фитопланктон способен давать первичную продукцию углерода до 2—3 г/м² в сутки.

Примером всестороннего изучения прибрежного Перуанского апвеллинга могут служить комплексные биологические, гидрохимические и гидрологические исследования, выполненные в марте 1978 г. в ходе 20-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», когда на разрезе примерно по 15° ю. ш. был обнаружен очень сильный подъем глубинных вод по шельфу (О. К. Бордовский и др., 1980).

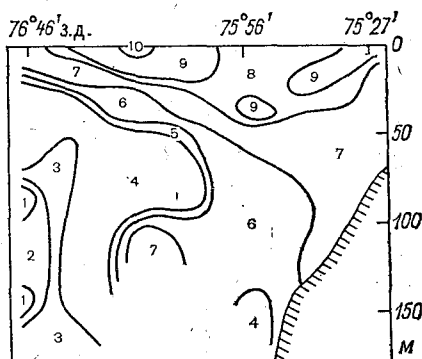


Рис. 4.22. Биомасса суммарного фитопланктона (мг/м³) на разрезе вдоль 15° ю. ш. в марте 1978 г., по Т. Н. Ратьковой (1980).

1) <0,1; 2) 0,1—1,0; 3) 1—10; 4) 10—50;
5) 50—100; 6) 100—200; 7) 200—500; 8) 500—1000; 9) 1000—10 000; 10) >10 000.

Максимальная численность водорослей отмечается в верхнем слое 0—40 м, причем на самых мелководных станциях она понижается (рис. 4.22). Преобладающими по численности являются диатомеи и жгутиковые, меньшее значение имеют перидинеи.

Первичная продукция измерялась радиоуглеродным методом в модификации Ю. И. Сорокина. На каждой станции измеряли фотосинтез в пробе воды с поверхности океана ($C_{\text{ФП}}$) и определяли зависимость интенсивности фотосинтеза в толще воды от распределения фитопланктона (коэффициенты K_P) и освещенности (K_T) по вертикали. Полученные значения первичной продукции приведены в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Некоторые параметры среды, биомасса и продукция фитопланктона в прибрежных водах Перу вдоль 15° ю. ш., по М. Н. Корсак и Ю. И. Сорокину (1980)

Долгота	Температура поверхности, °С	Нитраты на поверхности, мкмоль/л	Биомасса фитопланктона В г/м ²	Первичная продукция Р г/(м ² ·сут)	Р/В
75°28,5' з.	15,6	14,9	31	2,0	0,91
75 43	16,3	13,4	38	18,7	6,9
75 57	16,6	15,3	44	5,0	1,6
76 19	18,5	0,8	255	1,8	0,1
76 25	17,6	0,3	112	10,4	1,3
76 34	19,8	0	16	1,3	1,2
76 48	21,4	0,2	4,5	1,1	3,4

В вертикальном распределении температуры на разрезе (рис. 4.23 а) отмечается выход на поверхность изотерм 16—20 °С и заглубление изотерм начиная с 15 °С над краем материкового шельфа. Это свидетельствует о подъеме по шельфу вод с глубины 100—120 м, их растекании от берега и об опускании над краем

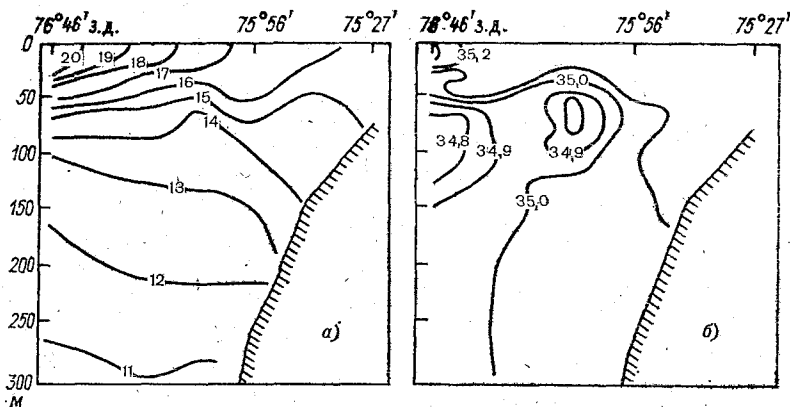


Рис. 4.23. Вертикальное распределение температуры (°С) (а) и солености (‰) (б) на разрезе вдоль 15° ю. ш. в марте 1978 г., по В. В. Попкову, С. Г. Пояркову и В. М. Шипилову (1980).

шельфа. Около 76°30' з. д. опускание вновь сменяется подъемом вод. Вертикальное распределение солености (рис. 4.23 б) характеризуется существованием в подповерхностном слое пятен понижен-

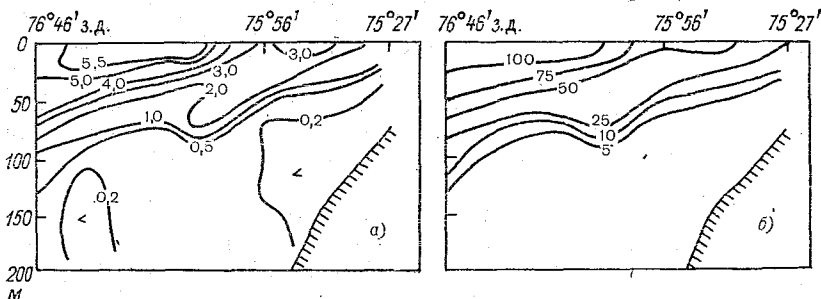


Рис. 4.24. Распределение содержания кислорода (‰ по объему — а, % насыщения — б) на разрезе по 15° ю. ш. в марте 1978 г.

ных значений, ядро которых по мере удаления от берега заглубляется от 60 до 100 м.

Особенностью данного района является наиболее резко выраженный дефицит кислорода (рис. 4.24). Здесь хорошо виден подъем и выход на поверхность обедненных кислородом вод (до 0,2 ‰ по объему, менее 5 % насыщения). Поверхностные воды над шельфом находятся в состоянии резкого недонасыщения кис-

лородом. Аналогичными чертами распределения характеризуется рН (рис. 4.25 а), значения которого уменьшаются по вертикали до минимума (менее 7,7) в слое 100—200 м и с востока на запад. В шельфовом районе океана подъем глубинных вод, обладающих дефицитом кислорода и избытком CO_2 , происходит настолько интенсивно, что фотосинтез лишь постепенно, с удалением поверх-

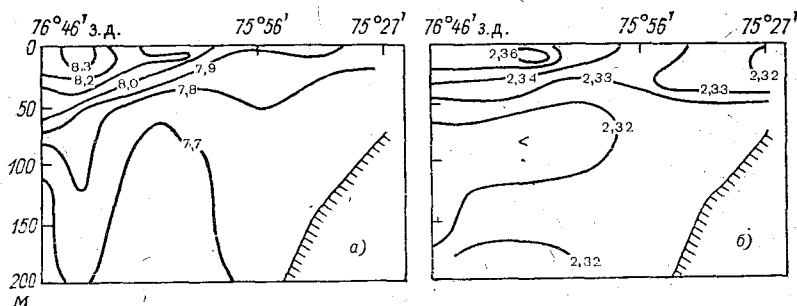


Рис. 4.25. Распределение значений рН (а) и общей щелочности (мкмоль/л по HCl) (б) на разрезе по 15° ю. ш. в марте 1978 г.

ностных вод от берега, приводит эвфотическую зону к равновесию с атмосферой. Поэтому вся прибрежная часть акватории выделяет в атмосферу CO_2 и поглощает из нее кислород. Общая щелочность воды (рис. 4.25 б) в меньшей мере зависит от процессов продукции

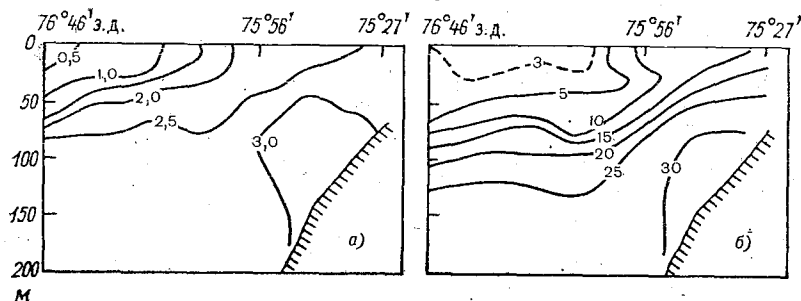


Рис. 4.26. Концентрации фосфатов (а) и растворенного кремния (б) (мкмоль/л) в воде на разрезе по 15° ю. ш. в марте 1978 г.

и деструкции органического вещества. Она связана с соленостью и с круговоротом карбоната кальция, который при пониженных рН переходит в раствор, повышая щелочность. Водные взвеси Перуанского района содержат сравнительно мало карбонатного материала, поэтому вслед за соленостью распределение щелочности имеет минимум в подповерхностном слое и увеличение от берега в поверхностных водах.

Подъем вод в прибрежной зоне четко прослеживается и по характеру изолиний фосфатов и кремния (рис. 4.26). На этом

участке происходит вынос биогенных веществ с глубин более 40 м к поверхности. В прибрежном районе их концентрации в 3—5 раз выше, чем на удалении от берега. Распределению фосфатов и кремния свойственно существование купола повышенных концентраций (Р более 3,0 и Si более 30,0 мкмоль/л) над краем шельфа на глубинах 50—100 м. Происхождение этих экстре-

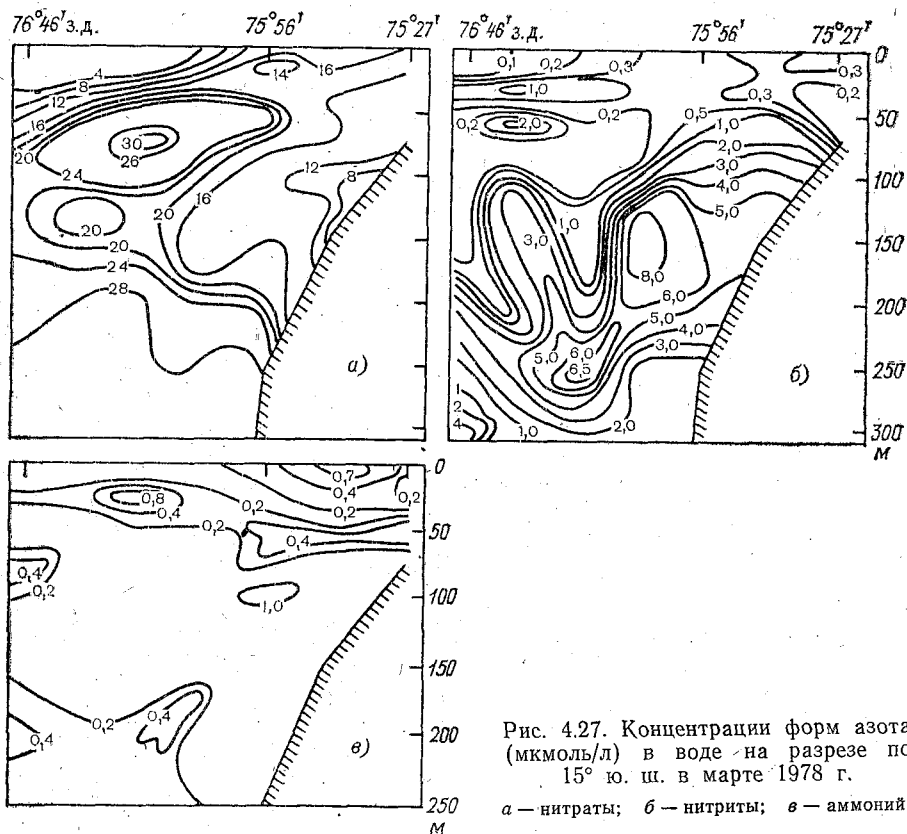


Рис. 4.27. Концентрации форм азота (мкмоль/л) в воде на разрезе по 15° ю. ш. в марте 1978 г.

а — нитраты; б — нитриты; в — аммоний.

мумов связывают с адвекцией из более глубоких слоев и с минерализацией органического вещества в донных отложениях.

Распределение форм азота (рис. 4.27) имеет вид, типичный для апвеллинговых зон. В поверхностном слое содержание минеральных форм азота уменьшается от берега, органическая форма азота превалирует (до 90 %). В слое скачка плотности происходит быстрое нарастание содержания нитратов, здесь же находятся максимумы нитритов, аммонийного азота и растворенного органического вещества. Глубже наблюдается второй максимум нитритов с концентрациями 3,0—8,0 мкмоль/л, сопряженный с минимумом нитратов. Выше и ниже минимума нитратов можно выделить подповерхностный и глубинный максимумы аммонийного азота. Мак-

симум нитритов и минимум нитратов создаются процессами денитрификации, происходящими бактериальным путем при остром дефиците растворенного кислорода. Нитраты восстанавливаются до нитритов, других окислов азота или до молекулярного азота.

По стехиометрической модели Ричардса, окисление органического вещества за счет восстановления нитритов идет с выделением аммиака:

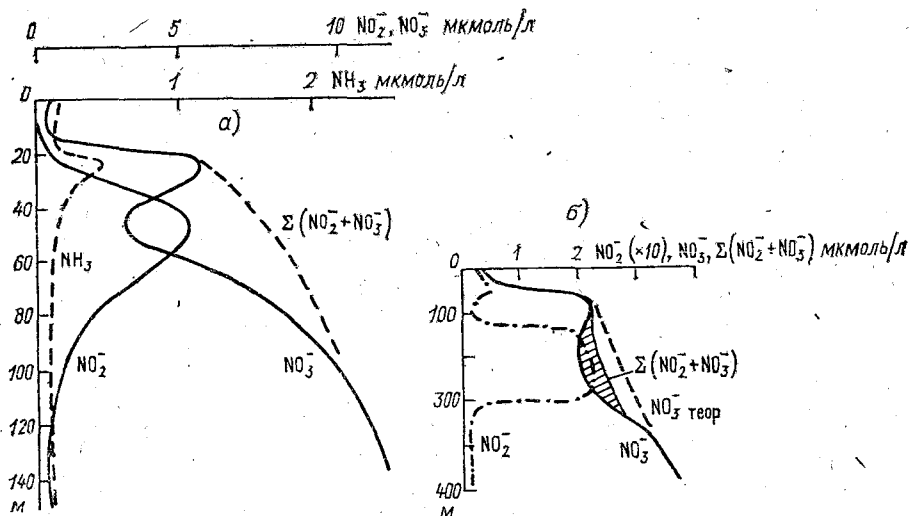
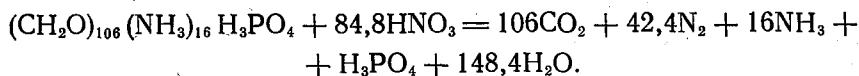
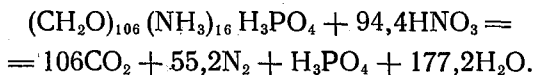


Рис. 4.28. Вертикальное распределение соединений азота (мкмоль/л) в точках 7°35' ю. ш., 79°40' з. д. (а) и 15°44' ю. ш., 75°33' з. д. (б) в марте 1974 г., по В. В. Сапожникову и И. В. Свиридовой (1979).

Однако в океане в слое минимума нитратов не наблюдается накопления аммиака, поскольку он аккумулируется азотобактериями при восстановлении нитратов (В. В. Сапожников, И. В. Свиридова, 1979). Тогда потеря связанного азота за счет восстановления нитратов до свободного азота при дополнительной затрате нитратов на окисление аммиака будет происходить в соответствии с уравнением



Примером невыхода аммиака может служить вертикальное распределение нитратов, нитритов и аммиака на некоторых станциях в Перуанском апвеллинге (рис. 4.28).

В первом случае разложение органического вещества и окисление аммиака при низкой температуре (10 °C) и содержании кисло-

рода менее 0,1 ‰ (по объему) приводит к количественному переходу нитратов в нитриты. Если на горизонте 50 м просуммировать концентрации нитратов и нитритов, то минимум нитратов полностью исчезает и их распределение приобретает вид, традиционный для открытого океана. В другом случае наблюдается лишь незначительное накопление нитритов, а около 60 % количества участвующих в реализации нитратов восстанавливается до свободного азота.

Зона Перуанского апвеллинга — это район вентиляции океанических глубин, где зоны активного выделения CO_2 в атмосферу сочетаются с зонами его биологической ассимиляции и выделения кислорода.

По расчетам О. К. Бордовского (1984, 1986), парциальное давление CO_2 в Перуанском районе меняется в пределах 150—1200 млн⁻¹, возрастаая вдоль берега от северных районов к южным. Здесь же вода резко недонасыщена кислородом.

Общей чертой растворенного неорганического углерода является увеличение его содержания с глубиной и к берегу от 24 до 27—28 мг/л. Средняя концентрация растворенного органического углерода достигает 3 мг/л, что обычно присуще внутренним морским бассейнам. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}^{\text{раств}}$ уменьшается с глубиной, поэтому выход подповерхностных вод в апвеллинге сопровождается понижением его концентраций. Содержание взвешенного неорганического углерода в воде прибрежной зоны пренебрежимо мало. Благодаря низкому рН и высокому содержанию CO_2 вода проявляет агрессивность к карбонатному материалу, который быстро растворяется. Содержание взвешенного органического углерода меняется от 0,5 мг/л в поверхностных водах до 0,05 мг/л на горизонтах 100—200 м. Это свидетельствует о быстром протекании деструкции органического вещества, его лабильности и согласуется с высокими значениями БПК в перуанских водах.

В пределах верхнего активного слоя вод (0—180 м) в данном районе наблюдаются следующие средние концентрации углерода (мг/л): сумма неорганического и органического — 28,6; неорганический — 25,7; органический растворенный — 2,8; органический взвешенный — 0,08. Преобладает неорганический (гидрокарбонатный) углерод, на долю которого приходится 89,9 % общей суммы, на втором месте $\text{C}_{\text{орг}}^{\text{раств}}$ (9,9 %), $\text{C}_{\text{орг}}^{\text{взв}}$ составляет не более 0,03 %. В то же время наиболее подвижной частью углеродной системы выступает детритный взвешенный углерод, поскольку в него входит и живое вещество.

Благодаря высокой продукции органического вещества фитопланктоном в районах апвеллингов развивается богатая микрофлора, биомасса и продукция которой достигают значений, рекордных для морских планктонных сообществ (табл. 4.2) и на порядок превосходят биомассу и продукцию бактерий в поверхностном слое вод пассатных течений.

Превышение продукции бактерий над их биомассой наблюдается лишь в самой прибрежной части, где начинается резкий рост

Таблица 4.2

Характеристики численности, биомассы, продукции и метаболизма бактериопланктона в толще вод на разрезе вдоль 15° ю. ш. в марте 1978 г., по Ю. И. Сорокину и Т. И. Мамаевой (1980)

Долгота	Средняя численность в слое 0—50 м, 10 ⁶ кл/мл	Суммарная биомасса B г/м ² (углерод)	Суммарная продукция P г/(м ² ·сут) (углерод)	Суммарная деструкция D г/(м ² ·сут) (углерод)	P/B	P_p/D
75°27' з.	0,12	0,26	0,96	2,06	3,7	1,0
75 56	0,35	2,84	1,18	2,53	0,4	2,0
76 10	0,60	2,41	1,43	3,05	0,6	3,4
76 46	0,30	2,45	1,62	3,47	0,7	0,3

Примечание. P_p — первичная продукция.

численности бактерий. С удалением от берега нарастание первичной продукции опережает скорость ее деструкции. Деструкция начинает преобладать, как только первичное продуцирование замедляется.

За счет развития диатомей в зоне интенсивного апвеллинга вода обогащается усвояемой органикой, которая служит основной энергетической базой дальнейшего развития гетеротрофных процессов. Время оборота усвояемого органического вещества (РОВ), вычисленное как отношение полного БПК к суточной деструкции, составляет 3—5 сут. Полное и суточное БПК отличаются очень высокими значениями: соответственно 0,7—1,5 и 0,25—0,45 мг/л. Эти данные указывают на высокую интенсивность круговорота органического вещества и его усвояемой части.

Рекордно высокая биопродуктивность в прибрежной зоне Перу находит отражение в накоплении значительных масс органического вещества в донных отложениях (до 11 % па сухое вещество). Таким путем извлекается из шельфовых вод большой объем биогенных веществ, а обратный поток биогенов из отложений вносит значительный вклад в поддержание высокого уровня первичного продуцирования района.

Исследования донных отложений проводились в широких масштабах (О. К. Бордовский, М. М. Доманов, 1980; О. К. Бордовский, Е. А. Ахметьева, 1984). Некоторые данные приведены в табл. 4.3.

На шельфе и материковом склоне встречаются разные типы донных отложений — от песков до тонких глинистых илов. Их существенной органической частью являются остатки диатомовых водорослей и перетертый карбонатный материал биогенного происхождения. Влажность отложений закономерно возрастает от грубозернистых прибрежных к тонкозернистым глубоководным, глинистым илам.

Окислительно-восстановительный потенциал E_h меняется от +524 мВ в глубоководных окисленных илах до —148 мВ в мелководных алевроитовых илах прибрежных районов. Переход от

Химический состав придонной воды (а), иловой воды (б) и отложений (в) по 7° ю. ш., по О. К. Бордовскому и Е. А. Ахметьевой (1984)

Глубина, м	Образец	Влажность, %	E_h мВ	pH	Alk ммоль/л (по HCl)	$C_{орг}$ %	$C_{орг}$ мг/л	O_2 ‰ (по объему)	P раств неорг ммоль/л	Si ммоль/л	Характеристика грунтов
440	а	—	—	—	2,353	—	—	1,26	2,24	198	Ил алевритово-глинистый с диатомеями
	б	—	—	7,72	2,353	—	5,0	—	11,40	343	
	в	61,0	+317	7,31	—	6,70	—	—	—	—	
250	а	—	—	—	2,353	—	—	0,30	2,54	29,7	Ил глинистый с диатомеями
	б	—	—	7,77	4,626	—	25,2	—	29,4	746	
	в	61,5	+72	7,34	—	7,20	—	—	—	—	
220	а	—	—	—	2,349	—	—	0,37	2,42	32	Ил алевритово-глинистый
	б	—	—	7,78	2,650	—	7,2	—	29,5	281	
	в	46,0	-23	7,32	—	3,3	—	—	—	—	
156	а	—	—	—	2,345	—	—	0,76	2,21	14,5	То же
	б	—	—	7,83	4,202	—	11,2	—	29,2	384	
	в	65,0	-148	7,32	—	3,6	—	—	—	—	
80	а	—	—	—	2,351	—	—	1,48	—	—	Ил алевритово-глинистый с H_2S
	б	—	—	7,95	5,041	—	9,0	—	30,3	814	
	в	38,0	-128	7,44	—	3,3	—	—	—	—	

окислительных условий к восстановительным происходит в пределах верхней части материкового склона и бровки шельфа на глубинах 290—185 м. Активные динамические факторы района ослабляют влияние донных отложений на кислородный режим придонных слоев, поэтому, как правило, даже над сильно восстановленными осадками в воде присутствует кислород и отсутствует сероводород.

Значение pH свидетельствует об интенсивной минерализации органического вещества. Придонная вода обычно характеризуется более высокими значениями (на 0,3—0,5), чем жидкая фаза отложений, а pH жидкой фазы на 0,3—0,7 превосходит pH натуральных отложений. Наоборот, общая щелочность жидкой фазы отложений существенно выше щелочности придонной воды, причем от глубоководных окисленных отложений к мелководным восстановленным щелочность неуклонно нарастает.

Разложение органического вещества сопровождается увеличением его концентрации в иловой воде. Минимальные концентрации встречаются в глубоководных окисленных отложениях, максимальные — в восстановленных. Причем соотношения концентраций ОВ в составе отложений, их жидкой фазы и придонных водах свидетельствуют о неравновесности системы и возможности диффузионного обмена. Кроме того, они зависят от распределения первичной продукции и биомассы органического вещества над шельфом и материковым склоном.

В целом жидкая фаза отложений гораздо богаче органическим веществом, чем придонная вода. Среднее содержание ОВ 5,0—25,2 мг/л (в 2—10 раз больше, чем в придонной воде). Среди биохимических компонентов преобладают липиды (среднее 9,8 мг/л), затем идут углеводы (7,1 мг/л), далее белки (2,5 мг/л). Биохимический состав придонных вод имеет иные соотношения: преобладают углеводы (0,9 мг/л), содержания липидов и белков близки между собой (0,4 и 0,3 мг/л).

Распад органических веществ в отложениях сопровождается большим увеличением содержания фосфатов (до 30,3 мкмоль/л) и растворенного кремния (до 800 мкмоль/л). Это приводит к диффузии фосфатов и кремния из отложений в придонную воду. Интенсивность потока биогенов из отложений будет зависеть от типа отложений, их химического состава и от динамических факторов.

Экстремальные явления в Перуанском районе. Функционирование экосистемы прибрежных вод Перу, обладающей исключительно высокой биопродуктивностью, нередко нарушается такими мощными природными явлениями, как Эль-Ниньо и Эль-Агуахе.

При Эль-Ниньо происходит прорыв теплых малосоленых вод с севера из районов экваториального фронта, резко снижающий интенсивность прибрежных апвеллингов. Эль-Агуахе характеризуется надвигом теплых высокосоленых субтропических вод с северо-запада, которое также сопровождается ослаблением апвеллингов. В обоих случаях к побережью приходит вода, обедненная

биогенными веществами, а это влечет за собой деградацию местных фитопланктонных сообществ и вызывает нарушения во всех последующих звеньях трофических цепей.

Явления Эль-Ниньо и Эль-Агуахе малой интенсивности наблюдаются ежегодно в прибрежной полосе Перу к югу от 5° ю. ш. Эль-Ниньо характерно для лета, Эль-Агуахе — для осени Южного полушария. Один раз в 5—10 лет потепление охватывает район протяженностью до 1000 км (год Эль-Ниньо) и имеет катастрофические последствия: массовую гибель анчоуса и птиц.

Эль-Ниньо всегда приносил потери промыслу, но влияние его на годовой вылов анчоуса до 1972—1973 гг. практически не ощущалось, поскольку сокращение уловов в 2—3-месячный период компенсировалось увеличением вылова в последующие месяцы. Практически неограниченные запасы анчоуса позволяли вылавливать его по потребности и по возможности переработки с ежегодным наращиванием темпов: в 1970 г. вылов анчоуса увеличился в 40 раз (12,28 млн т) по сравнению с 1956 г. Катастрофический Эль-Ниньо 1972—1973 гг. сократил годовой вылов анчоуса до 4,45 млн т. В последующие годы численность стад анчоуса не восстановилась, так как его воспроизводство было подорвано чрезмерной интенсификацией промысла. Дальнейший годовой вылов составил в 1973 г. 1,77 млн т, в 1977 г. — 0,79 млн т, в 1978 г. — 1,16 млн т.

Изучая причины Эль-Ниньо, Виртки (1975) показал, что Эль-Ниньо и Эль-Агуахе являются динамическим ответом Тихого океана на усиление атмосферных воздействий. Усиление юго-восточных пассатов длительностью более года вызывает интенсификацию субтропического круговорота южной части Тихого океана, рост зонального градиента уровня и накопление воды между островами Самоа и Соломоновыми. Когда пассаты слабеют, эта масса воды отбрасывается на восток в виде экваториальной внутренней сейши. Одновременно усиливаются восточные течения — Южное подпассатное противотечение, Межпассатное противотечение, течение Кромвелла и слабеет Южное Пассатное течение. В итоге — накопление тепла вблизи Перу, депрессия в структуре термоклина и Эль-Ниньо.

Имеются данные биологических (Ю. И. Сорокин, Т. Н. Ратькова, М. Н. Корсак, 1980; Ю. И. Сорокин и соавт., 1983) и гидробиологических (О. К. Бордовский, А. Н. Гусарова, В. Р. Винтовкин, И. А. Соколова, П. А. Стунжас, 1980; В. В. Сапожников, И. В. Свиридова, 1979) исследований в Перуанском районе в периоды развития Эль-Агуахе, позволяющие осветить причины деградации местных биоценозов.

Трансгрессия теплых поверхностных вод на большие прибрежные акватории сопровождается появлением «красного прилива». Этот феномен вызывается здесь массовым развитием динофлагеллят (*Gymnodinium splendens*) и фотосинтезирующих инфузорий (*Mesodinium rubrum*). Массовое развитие этих организмов приводит к конкурентному вытеснению диатомовых водорослей, харак-

терных для зон поднятия воды. Динофлагелляты и инфузории слабо потребляются зоопланктоном, что обуславливает гибель последних и соответствующий подрыв пищевой базы анчоуса. Накопленная масса органического вещества организмов «красного прилива» после их отмирания поступает в детритную пищевую цепь с участием бактерий и простейших.

Особенностью организмов «красного прилива» является их способность к интенсивной вертикальной миграции. Поэтому даже при полном отсутствии биогенных элементов в поверхностном слое их продукция и биомасса могут достигать очень высокого уровня. Основная масса динофлагеллят *Gymnodinium splendens* ночью мигрирует на глубину 30—40 м ниже термоклина, где вода обогащена биогенами. В начальной стадии массового развития динофлагеллят их первичная продукция может достигать рекордных для морских водоемов значений — 22 г/(м²·сут) (по углероду). Днем водоросли скапливаются тонким слоем у поверхности. За счет самозатемнения водорослей продукция здесь невелика, но биомасса может достигать 17 г/м³. Аналогичным образом мигрирует и инфузория *Mesodinium rubrum*, содержащая симбиотический хлоропласт и способная к фотосинтезу. Ночью вся масса инфузорий мигрирует ниже слоя скачка температуры на глубину 30—40 м, запасаясь там биогенными веществами, а днем скапливается в поверхностном слое толщиной 5—10 м и окрашивает воду в красный цвет.

Распределение гидрохимических элементов в районах, подверженных трансгрессии теплых вод, существенно отличается от наблюдаемого в зонах невозмущенных апвеллингов. На разрезе, расположенном примерно вдоль 8° ю. ш., изолинии загибаются вверх только в узком прибрежном участке, где сохраняется остаточный апвеллинг, а вдоль всего разреза проходят практически горизонтально (рис. 4.29—4.31). Содержание кислорода до глубины 50 м сохраняется сравнительно высоким (до 2,0 % по объему, 50 % насыщения). В верхнем квазиоднородном слое организмы «красного прилива» увеличивают содержание кислорода до 120—130 % насыщения и рН выше 8,30. Весь поверхностный слой обеднен фосфатами, растворенным кремнием и нитратами, отделяясь от промежуточного слоя термоклином, в котором наблюдаются резкие вертикальные градиенты их концентраций.

По распределению форм азота выделяются три области. Первая из них — прибрежное мелководье — отличается наличием подповерхностных максимумов, расположенных на разных глубинах. Максимумы растворенного органического и аммонийного азота совпадают (10—15 м), глубже (15—17 м) лежит максимум нитритного азота и еще глубже (20 м) — максимум нитратов. Здесь видна классическая последовательность трансформации органического азота в минеральный.

Вторая переходная зона (до глубин 150—170 м) характеризуется наличием резкого максимума растворенного органического, аммиачного и нитритного азота в слое скачка плотности. Наблю-

дается сползание по материковому склону языков с пониженными концентрациями нитратов и с повышенными концентрациями нитритов, аммиака и растворенного органического азота.

В третьей, океанической зоне в поверхностном слое более 90 % азота представлено органической формой. В слое скачка плотности

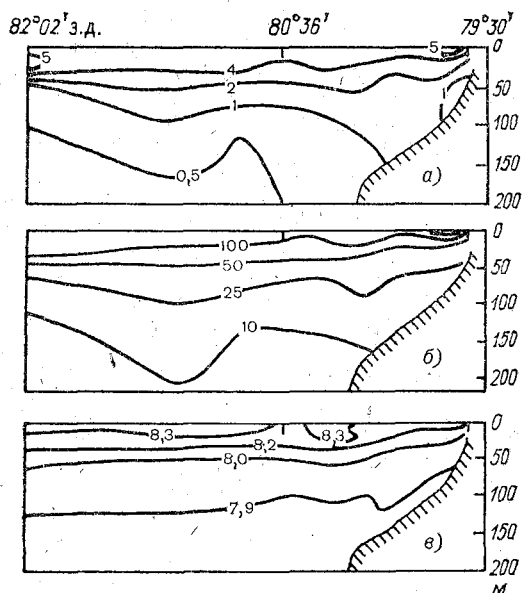


Рис. 4.29. Содержание кислорода (% по объему — а, % насыщения — б) и значения pH (в) в воде на разрезе около 8° ю. ш. в марте 1978 г.

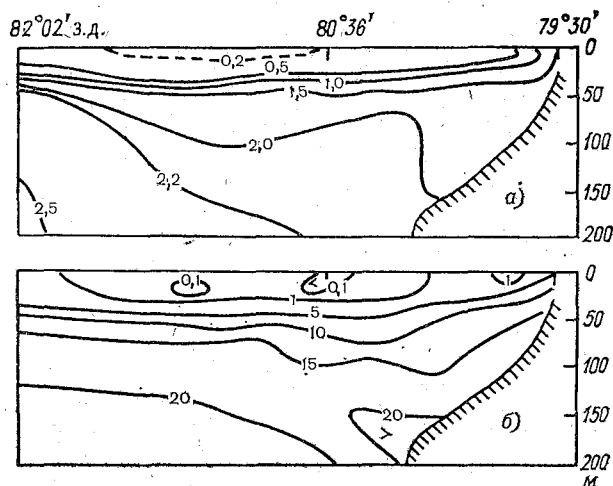


Рис. 4.30. Концентрации фосфатов (а) и растворенного кремния (б) (мкмоль/л) в воде на разрезе около 8° ю. ш. в марте 1978 г.

быстро нарастает содержание нитратов, здесь же находятся максимумы растворенного органического, аммонийного и нитратного азота. Над вторым максимумом нитритов на глубине 150—180 м,

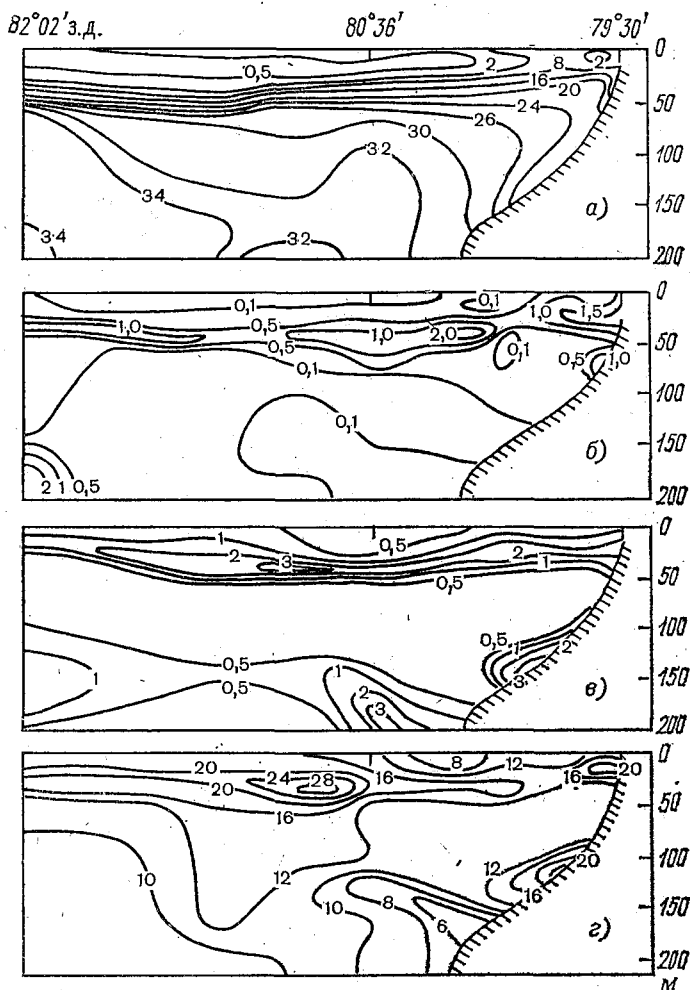


Рис. 4.31. Распределение концентраций форм азота (мкмоль/л) в водной толще на разрезе около 8° ю. ш. в марте 1978 г. а — нитратный; б — нитритный; в — аммонийный; г — органический растворенный азот.

связанным с процессом денитрификации, находится второй подповерхностный максимум аммонийного азота. Таким образом, присутствие организмов «красного прилива» проявляется прежде всего в создании мощных максимумов нитритов, аммиака и растворенного органического азота в слое скачка плотности.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Общая

- Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—344 с.
- Биологические ресурсы открытого океана.—М.: Наука, 1987.—267 с.
- Биопродуктивность экосистем апвеллингов.—М.: Наука, 1983.—190 с.
- Океанология. Химия океана. Т. 1. Химия вод океана.—М.: Наука, 1977.—518 с.
- Промысловая океанография/Под ред. Д. Е. Гершанович.—М.: Агропромиздат, 1986.—336 с.
- Суховой В. Ф. Моря Мирового океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1986.—288 с.
- Условия среды и биопродуктивность моря.—М.: Наука, 1982.—120 с.
- Химико-океанографические исследования морей и океанов.—М.: Наука, 1975.—С. 79—110.
- Химические ресурсы морей и океанов.—М.: Наука, 1970.—254 с.

К главе 1

- Израэль Ю. А., Цыбань А. В. Антропогенная экология океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1989.—527 с.
- Мировой океан и международное право: основы современного права-порядка в Мировом океане.—М.: Наука, 1986.—296 с.
- Научное обоснование программы комплексного экологического мониторинга океана (Программа МОНОК)/Под ред. Ю. А. Израэля и А. В. Цыбань.—М.: Гидрометеиздат, 1986.—51 с.

К главе 2

- Безбородов А. А. и др. Тропическая Атлантика. Регион Гвинеи.—Киев: Наукова думка, 1988.—409 с.
- Емельянов Е. М. и др. Геохимия Средиземного моря.—Киев: Наукова думка, 1979.—131 с.
- Емельянов Е. М., Романкевич Е. А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор.—М.: Наука, 1979.—220 с.
- Комплексные исследования Карибского моря, Мексиканского залива и сопредельных вод.—М.: Наука, 1975.—158 с.
- Океанографические исследования в Центрально-Американских морях.—Севастополь: МГИ, 1984.—167 с.
- Океанографические исследования Карибского моря и прилегающих районов. Международная программа МОКАРИБ.—Севастополь: МГИ, 1980.—123 с.
- Рыбохозяйственные исследования ВНИРО в восточной части тропической Атлантики.—М.: Наука, 1982.—103 с.

Средиземное море. Охрана среды: правовые и экономические аспекты.— Киев: Наукова думка, 1986.— 191 с.

Суходей В. Ф., Коротаев Г. К., Шапиро Н. Б. Гидрология Карибского моря и Мексиканского залива.— Л.: Гидрометеонадат, 1980.— 182 с.

К главе 3

Биогидрохимия северо-западной части Индийского океана.— М.: Наука, 1981.— 175 с.

Комплексные океанографические исследования Индийского океана.— М.: Наука, 1981.— 155 с.

Лавинная седиментация в океане.— Ростов н/Д, 1982.— 184 с.

Промысловое описание Персидского залива.— Керчь, 1971.— 43 с.

Результаты океанографических исследований в пелагиали Индийского океана.— М.: Наука, 1983.— 131 с.

Рыбохозяйственные исследования в западной части Индийского океана.— М.: ВНИРО, 1980.— 80 с.

Современное гидротермальное рудоотложение.— М.: Мир, 1969.— 280 с.

Хоршева М. И., Митропольский А. Ю., Безбородов А. А. Гидрология и гидрохимия Красного моря.— Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1983.— 63 с.

К главе 4

Океанологические условия открытых вод Калифорнийского района весной—летом 1984 г.— М.: ВНИРО, 1985.— 72 с.

Промыслово-океанографические исследования продуктивных зон морей и океанов.— М.: ВНИРО, 1984.— 222 с.

Тихий океан//Природа и ресурсы Мирового океана.— М.: Мысль, 1982.— 317 с.

Экосистемы пелагиали Перуанского района.— М.: Наука, 1980.— 279 с.

Предисловие	3
Глава 1. Использование и охрана ресурсов Мирового океана	5
1.1. Биологические и минеральные ресурсы Мирового океана	8
1.2. Загрязнение Мирового океана	11
1.3. Международное право и охрана Мирового океана	13
1.4. Задачи мониторинга Мирового океана	
Глава 2. Бассейн Атлантического океана	
2.1. Карибское море и Мексиканский залив	15
Физико-географические условия и морфометрия (15). Циркуляция вод и водные массы (17). Распределение основных гидрохимических характеристик (23). Гидрохимические условия образования первичной продукции (34)	
2.2. Область смещения стока р. Амазонки с атлантическими водами	36
Распространение стока Амазонки (36). Донные отложения (37). Поведение органического вещества (38). Гидрохимические особенности области смещения вод (39)	
2.3. Средиземное море	43
Физико-географические условия (43). Циркуляция вод и основные черты гидрологии моря (45). Гидрохимический режим Средиземного моря (48). Донные отложения (58). Загрязнение морской среды (61). Охрана морской среды (65)	
2.4. Восточно-тропические районы Атлантического океана	68
Общие черты гидрохимического режима (68). Район, прилежащий к северо-западной Африке (70). Гвинейский сектор восточной Атлантики (78). Приафриканский тропический район (85). Район, прилежащий к юго-западной Африке (94)	
Глава 3. Бассейн Индийского океана	101
3.1. Аравийское море	101
Физико-географические условия (101). Циркуляция вод и основные черты гидрологии моря (102). Некоторые главные компоненты солевого состава и элементы карбонатной системы (104). Растворенный кислород (107). Биогенные вещества (112). Первичная продукция (120). Тяжелые металлы и нефтяные углеводороды (122)	
3.2. Персидский залив	124
Физико-географические условия и общие черты гидрологии (124). Гидрохимический режим (126). Донные отложения (130)	
3.3. Аденский залив	131

Физико-географические условия и водные массы (131). Гидрохимический режим в период юго-западного муссона (132). Гидрохимический режим в период северо-восточного муссона (137). Гидрохимические особенности придонных вод рифтовой зоны Таджура (138)

3.4. Красное море	141
Общие сведения (141). Водные массы и их циркуляция (141). Гидрохимический режим (146). Первичная продукция (151). Особенности гидрохимического режима глубоководных рассолоносных впадин Красного моря (151)	
3.5. Юго-западная часть Индийского океана	160
Условия формирования биологической продуктивности вод (160). Особенности гидрохимии прибрежных районов и района Маскаренского хребта (161)	
3.6. Бенгальский залив и Индаманское море	164
Общие сведения (164). Гидрохимический режим Бенгальского залива (167).	
Глава 4. Восточная часть Тихого океана	172
4.1. Общие сведения о циркуляции вод и гидрохимическом режиме . Циркуляция и водные массы (172). Особенности гидрохимического режима (176)	
4.2. Район Калифорнийского течения	184
4.3. Перуано-Чилийский район	190
Динамика вод и гидрохимическая структура района (190). Круговорот веществ в апвеллингах (194). Экстремальные явления в Перуанском районе (205).	
Рекомендуемая литература	210

Учебник

Ляхин Юрий Иванович

Гидрохимия тропических районов Мирового океана

Редактор З. И. Мироненко. Художник Б. Л. Каганович. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Г. В. Ивкова. Корректор И. А. Жарова. ИБ № 2074. Сдано в набор 13.07.90. Подписано в печать 10.12.90. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 13,5. Кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 14,64. Тираж 670 экз. Индекс ОЛ-71. Заказ № 161. Цена 80 коп. Гидрометеиздат 199226, Ленинград, ул Беринга, 38. Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

Гидрометеиздат готовит к выпуску в 1991 г.

**«Справочник по теории подводного видения». Авторы: Долин Л. С.,
Левин И. М. Объем 17 л. Цена 1 р. 60 к.**

Справочник состоит из двух частей: теоретической и прикладной. В первой части даются сведения о математическом аппарате и физических основах теории переноса излучения и теории переноса изображения. Во второй части — простые формулы, графики, таблицы и номограммы, позволяющие рассчитывать как характеристики светового поля в воде и атмосфере, так и параметры изображения, дальность видимости и разрешающую способность различных систем наблюдения: визуальных, фотографических, телевизионных, с непрерывными и импульсными излучателями, работающих под водой и через взволнованную границу вода — воздух. Приводятся фактические данные об оптических параметрах воды и атмосферы для расчета видимости в заданном районе Мирового океана.

Справочник рассчитан на океанологов, геологов, инженеров, разрабатывающих или использующих системы подводного видения.

Заказы принимает магазин № 15
«Ленкниги»: 197101, Ленинград, Боль-
шой пр., д. 57

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

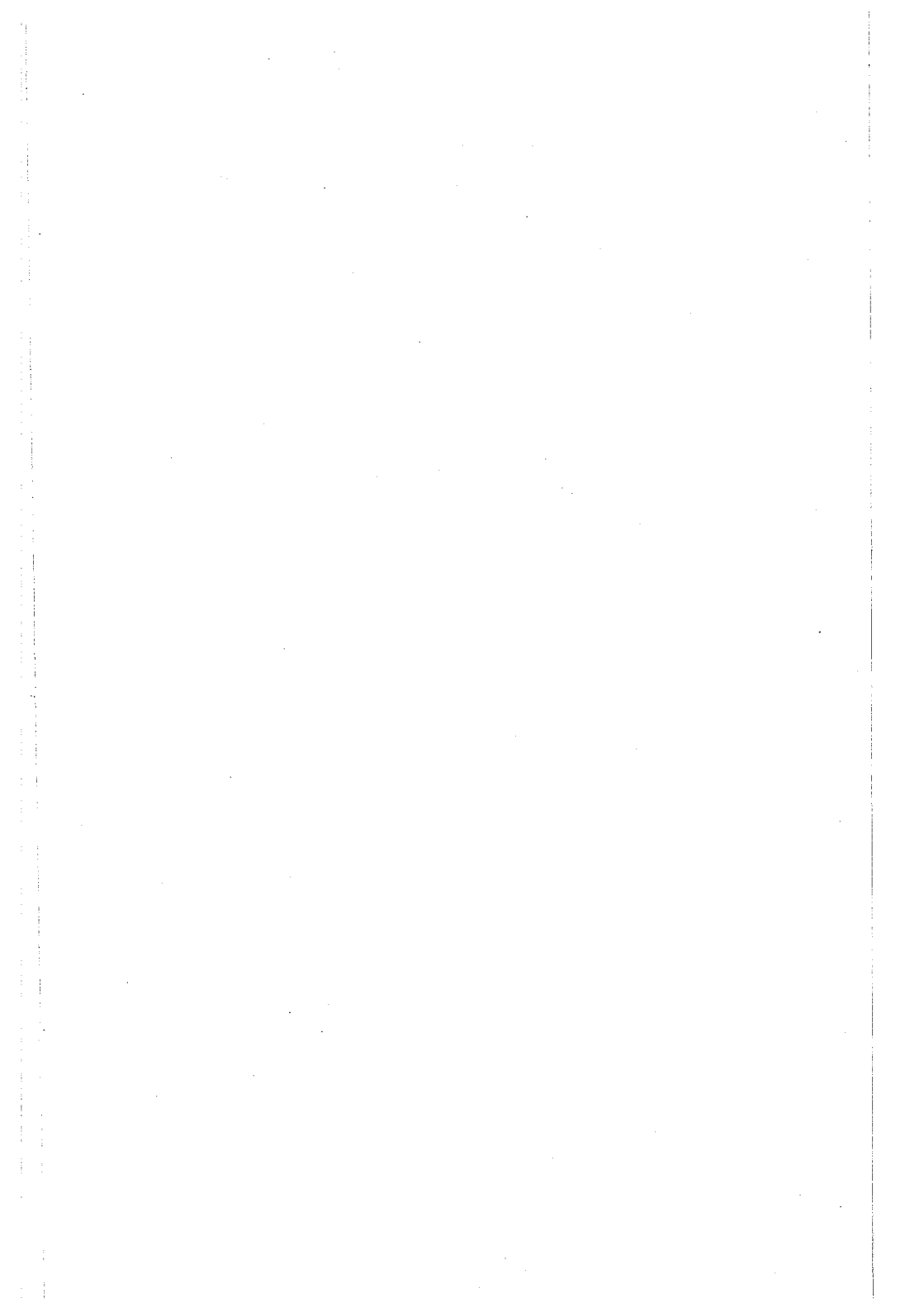
Магазин № 15 «Ленкниги» предлагает студентам вузов, обучающимся по специальности «Океанология» следующие учебники:

Доронин Ю. П. Региональная океанология. 1986 г. 1 р. 10 к.
Коровин В. П., Чверткин Е. И. Морская гидрометрия. 1988 г. 1 р.
Морские прогнозы. Коллектив авторов. 1988 г. 1 р. 10 к.

Заказы просим присылать по адресу: 197101, Ленинград, Большой пр., д. 57, магазин № 15 «Ленкниги».

Книги могут быть посланы наложенным платежом.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ



50-00