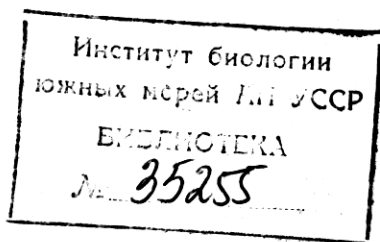


ПРОВ 2010

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ им. А. О. КОВАЛЕВСКОГО

БИОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ЮЖНЫХ МОРЕЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА», КИЕВ, 1974

КОСВЕННАЯ ОЦЕНКА СЕЗОННОГО КОЛЕБАНИЯ ВОДООБМЕНА ЧЕРЕЗ БАБ-ЭЛЬ-МАНДЕБСКИЙ ПРОЛИВ

А. К. Богданова

Режим Красного моря определяется климатическими условиями и водообменом с Аденским заливом через Баб-эль-Мандебский пролив и со Средиземным морем через Суэцкий канал. Климат моря носит муссонный характер, но вследствие положения моря между пустынями Аравийского полуострова и Северной Африки отличается большой сухостью. Отрицательный водный баланс определяет самую высокую соленость вод Красного моря по сравнению с другими морями земного шара.

В целях изучения гидрологического режима этих районов Институт биологии южных морей АН УССР провел две океанографические экспедиции в 1961—1962 и 1963 гг. (рис. 1).

Малые глубины в районе порога, расположенного на юге Красного моря (макс. глубина 125 м), ограничивают водообмен между Красным морем и Аденским заливом водами сравнительно небольшого верхнего слоя. В этих условиях весьма существенно влияние сгонно-нагонной циркуляции в предпроливных участках на интенсивность водообмена и на термохалинные характеристики вод нижнего и верхнего (или промежуточного) течений. В период зимнего муссона увеличивается повторяемость сгонов на юге моря в районе порога и нагонов — в предпроливном районе Аденского залива. Прослежено, что в этом случае в нижнее течение увлекаются более глубинные красноморские воды с высокой соленостью и, наоборот, в Красное море вносятся поверхностные аденские воды. В летний период, когда над всем Красным морем дуют северо-северо-западные ветры, а в предпроливном участке Аденского залива юго-юго-западные, на юге моря увеличивается повторяемость нагона, а со стороны Аденского залива — сгона. В результате нагонного утолщения поверхностного слоя в районе порога, нижнее течение формируется более поверхностными красноморскими водами. Промежуточное течение, несущее аденские воды в Красное море, формируется, наоборот, относительно глубинными водами залива, поднявшимися ближе к поверхности под влиянием сгонного эффекта ветра. В этом случае аденские воды поступают не только в поверхностный слой Красного моря, но и в промежуточные слои на глубины от 90—100 и до 300—400 м. Таким образом, сгонно-нагонная циркуляция изменяет не только величину расходов аденских и красноморских вод, но и их термохалинную характеристику, что в свою очередь определяет и глубину погружения красноморских вод в Аденском заливе и аденских вод — в Красном море (Богданова, 1966).

Течение в проливе возникает под действием приливообразующих сил, ветра, разности уровней и плотности вод на концах пролива. Если исключить приливные течения, которые не влияют на

осредненные величины расходов красноморских и аденских вод, то остаточное течение в поверхностном слое пролива зависит от ветра (его силы и направления) и разности уровней на концах пролива. Нижнее течение определяется разностью плотности между

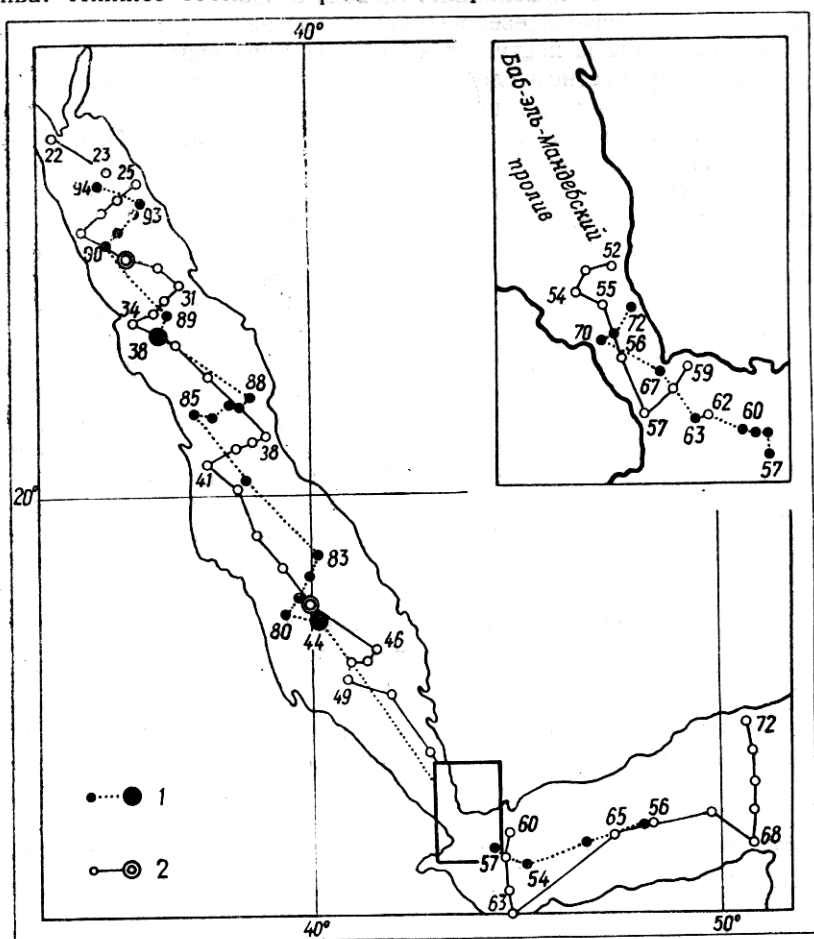


Рис. 1. Схема расположения гидрологических станций в Красном море, выполненных ИнБЮМ АН УССР на нис «Академик А. Ковалевский»: 1 — ст. 3.XII 1961 — 3.III 1962; 2 — 28.IX — 12.XII 1963 г. (маленькие кружки — разовые станции, большие — сutoчные).

красноморской и аденской водой на уровне порога. Средняя разность плотности, согласно Дефанту (Defant, 1961) равна 1,5 усл. единиц. В зависимости от прилива, ветра и сезона года, плотность нижнего потока изменяется от 23,94 до 27,74 усл. единиц.

В литературе высказывалось мнение, что определяющую роль в циркуляции вод в Красном море и в проливе играют ветры (Vercelli, 1931; Thompson, 1939). В зимнее время при господстве юго-

юго-восточного ветра над южной половиной Красного моря аденские воды поверхностным течением перемещаются в Красное море. Нижнее течение Баб-эль-Мандеба несет подповерхностную теплую и более соленую красноморскую воду в Аденский залив. Летом, при господстве северо-северо-западного ветра над всем Красным морем, аденская вода поступает в Красное море по промежуточному слою. В поверхностном слое и у дна остаточное течение направлено из Красного моря в Аденский залив.

В работе Неймана и Мак-Гилла (Neumann a. McGill, 1961) указывается, что в середине июня 1958 г. в Баб-эль-Мандебском проливе поверхностное течение было направлено из Аденского залива в Красное море. Авторы предполагают, что в первую половину лета циркуляция вод в Красном море и в проливе определяется в основном не ветром, а разностью уровней, обусловленной испарением. В июле, августе и сентябре поверхностное течение в проливе направлено в Аденский залив, т. е. совпадает с преобладающим северо-северо-западным ветром, что возможно лишь при уменьшении испарения с поверхности моря.

Анализ среднемесячных значений уровня в Суэце, Судане, Периме и Адене (север, центральная часть моря, Баб-эль-Мандебский пролив и северо-восточный район Аденского залива) и испарения показал, что это объяснение не подтверждается характером годового изменения уровня и уклона уровенной поверхности, а также данными об испарении.

Основные черты сезонного изменения уровня Красного моря

Уровень отражает результирующий эффект всех сил, действующих на поверхность моря. Поэтому для получения характеристики сезонной изменчивости водообмена использовались среднемесячные

Годовой ход уровня Красного моря относительно многолетнего среднегодового его концами

Пункт наблюдения	Ряд	I	II	III	IV	V
Суэц	12	10	9	9	12	6
Судан	37	13	9	6	7	5
Перим	6	6	6	5	3	9
Аден	25	5	7	7	10	10
Перепад						
Судан — Суэц		3	0	—3	—5	—1
Судан — Аден		8	2	—1	—2	—5
Судан — Перим		7	3	1	4	—4
Перим — Аден		1	—1	—2	—7	—1

значения испарения, уровня моря и перепады уровней между Аденом — Перимом, Аденом — Суданом.

Разность уровней между Красным морем и Аденским заливом зависит от двух причин: от фактического уменьшения объема воды в море за счет интенсивного испарения с поверхности его; от изменения положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив и Суэцкий канал, и от перераспределения вод в море под воздействием ветра и стонно-нагонной циркуляции.

В зимнее время среднемесячный уровень Красного моря выше средне-годового положения, что указывает на абсолютное увеличение объема вод моря в этот период. В северной и срединной частях моря с ноября по май уровень выше среднегодового значения. В Суэце (на севере) отмечается два максимума — в декабре и апреле (12 см), в Судане — один в январе (13 см). В районе пролива (Перим) и в северо-западном районе Аденского залива (Аден) уровень выше среднегодового с декабря по июнь с максимумом в Периме — в мае и в Адене — в апреле и мае (10 см).

Летом уровень Красного моря ниже среднегодового (рис. 2). Минимум отмечается в августе, когда уровень на севере моря ниже среднего на 21 см, в срединной части — на 22 и в Адене — на

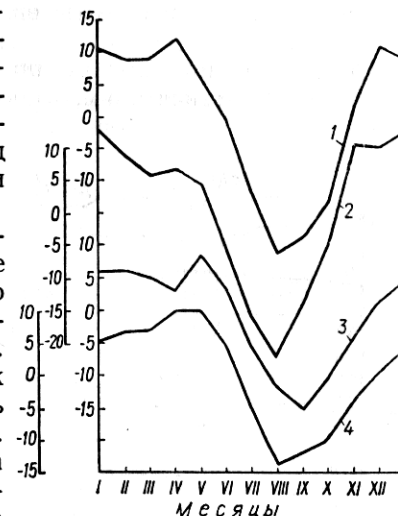


Рис. 2. Годовой ход уровня (в см) относительно среднегодового положения в Суэце (1), Судане (2), Периме (3), Адене (4).

Таблица 1
значения и перепадов уровня между средней частью моря, северным и южным (в см)

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Амплитуда
VI	0	—12	—21	—18	—12	3	12	33
VII	—5	—16	—22	—14	—4	11	11	35
VIII	3	—6	—12	—15	—9	—3	3	21
IX	4	—6	—14	—12	—10	—3	1	25
уровней								
VI	—5	—4	—1	4	8	8	1	13
VII	—9	—10	—8	—2	6	14	10	24
VIII	—8	—10	—10	1	5	14	8	24
IX	—1	0	2	—3	1	0	2	9

14 см. В проливе (о. Перим) минимальный уровень (15 см) отмечается в сентябре. К сожалению, ряды наблюдений на указанных пунктах неодинаковые; по Суэцу использовался 12-летний ряд, по Судану — 37-, по Периму — 6- и Адену — 25-летний, т. е. среднемесячные и среднегодовые значения уровня имеют разную точность (табл. 1).

Общий вид продольного профиля уровенной поверхности, по среднемесячным значениям, относительно среднегодового положения

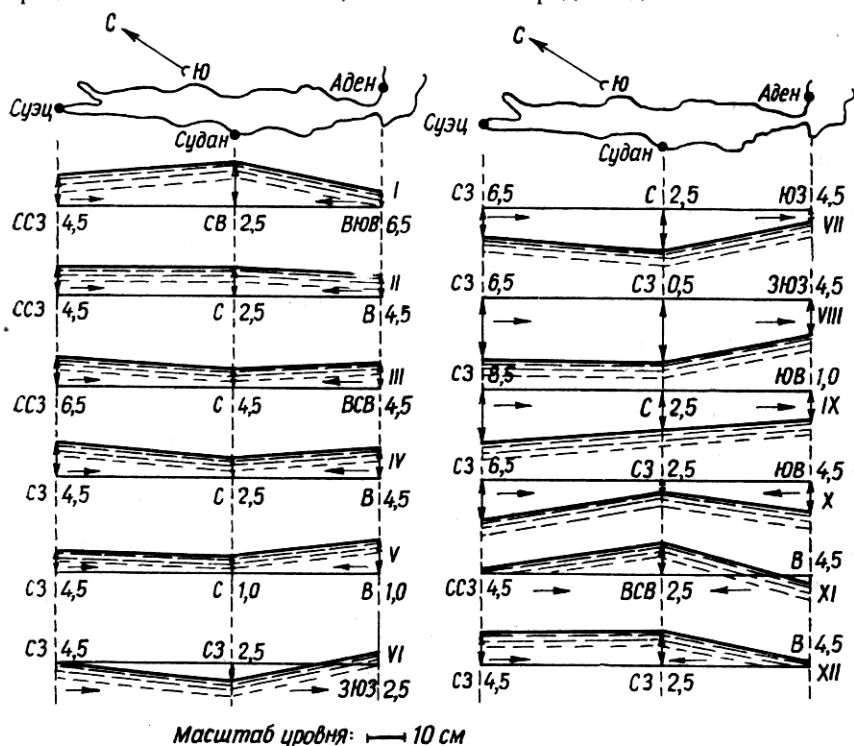


Рис. 3. Изменение продольного профиля уровенной поверхности (в см) Красного моря по среднемесячным значениям относительно среднегодового.

уровня (рис. 3) показывает, что в теплое время года она наклонена с юга на север. Однако в срединной части моря (Судан) уровень несколько ниже, чем на севере (Суэц), что, возможно, связано с поперечным уклоном уровенной поверхности, который нами не учитывался.

Понижение уровня по всему Красному морю в теплое время года связано с превышением потери воды на испарение над притоком из Аденского залива, т. е. положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив. Наиболее быстрое понижение уровня в Красном море отмечается от июня к августу, на севере моря оно составляет 21 см, в срединной части моря — 17,

а на юге (Перим) — 15 см. Уменьшение понижения уровня с севера на юг связано с нагонным эффектом господствующего над морем северо-западного ветра.

Уровень моря начинает повышаться с сентября и продолжается по январь, что указывает на увеличение в этот период положительной составляющей водного баланса. Некоторое повышение уровня отмечается также от марта к апрелю. В сентябре среднемесячный уровень моря оказывается выше среднегодового значения: в вершине Суэцкого залива на 3 см, в срединной части моря — на 11 см; только на юге в проливе (Перим) уровень на 3 см ниже среднеголетнего.

В холодное время года уровенная поверхность моря повышается с севера и с юга к срединной части, куда нагоняются поверхностные воды. В северной половине моря наибольший перепад уровня отмечается в октябре — ноябре и составляет 8 см на все расстояние от Судана до Суэца. В южной половине моря наибольший перепад уровня между Суданом и Аденом отмечается в октябре — ноябре с максимумом (14 см) в ноябре.

Выпуклое строение уровенной поверхности в средней части моря наиболее четко прослеживается в ноябре, а вогнутое — в июне. Уровенная поверхность Красного моря выравнивается и в какой-то степени приближается к горизонтальной в апреле — мае и сентябре — октябре, т. е. в периоды ослабления и смены направлений муссонных ветров. Направление поверхностного течения (остаточной составляющей) в эти периоды определяется в основном разностью уровней, обусловленной потерей воды с поверхности Красного моря на испарение. Такой характер изменения рельефа уровенной поверхности определяется: сезонной сменой полей ветра, годовым ходом интенсивности испарения и изменением составляющих водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив и частично через Суэцкий канал. При этом наиболее резкое изменение рельефа уровенной поверхности моря связано, вероятно, с ветром. Если исключить ветровой фактор, то изменение рельефа уровенной поверхности происходило бы более плавно.

Особенности испарения и водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив

Данных по испарению в литературе немного и они противоречивы. Одни исследователи предполагали, что испарение с поверхности моря было самым большим в летнее время (Schott, 1929). По данным Правита (Privett, 1959), наибольшее испарение в Красном море отмечалось в зимний период. Нейман и Мак-Гилл (Neumann, а. McGill, 1961) указывают, что уровень Красного моря в зимнее время вследствие интенсивного испарения должен значительно понизиться, чтобы поверхностное течение в Баб-эль-Мандебском проливе, по крайней мере до середины июня, было направлено навстречу ветру.

В действительности понижение уровня наблюдается не в зимние месяцы, а летом, с минимумом в августе, и хорошо совпадает с обратным ходом кривой испарения, построенной по данным Верчели (Vercelli, 1926). По данным Правита (1959) и Неймана (Neumann, 1952) среднегодовая потеря воды на испарение в Красном море доходит до 2,10 м или 17,5 см в месяц. По данным измерений Н. И. Егорова в сентябре 1959 г. с э/с «Ю. М. Шокальский» и в июле 1960 г. с э/с «А. И. Воейкова», среднемесячное испарение с поверхности Красного моря составляло 21,9 см (Муромцев, 1960, 1962).

Поскольку в нашем распоряжении не имелось величин испарения с поверхности моря в течение всего года, то при расчете водного баланса Красного моря и положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив использовались данные Верчели по испарению на трех береговых станциях: Тор, Судан, Суакин (табл. 2). Последние были осреднены и отнесены к поверхности моря.

Согласно этим данным, максимальное испарение отмечается в летние месяцы июнь — август, минимальное — зимой, когда оно уменьшается почти вдвое. Уровень моря, наоборот, принимает минимальное положение летом, максимальное — зимой, следовательно, приведенные данные по испарению на береговых станциях достаточно верно характеризуют ход потери воды на испарение с поверхности Красного моря.

Кривые изменения уровня и испарения (рис. 4, а) имеют обратный ход, но полной зеркальности в их ходе нет, что, вероятно, связано с колебаниями водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив. Понижение уровня с апреля по август связано с превышением потери воды на испарение над притоком вод из Аденовского залива, т. е. $\Delta Q_a = Q_a - Q_k < Q_e$. Повышение уровня с сентября по январь, наоборот, указывает на превышение притока вод из Аденовского залива над испарением, т. е. $\Delta Q_a = Q_a - Q_k > Q_e$.

Оценка положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив выполнена по объему воды, теряемой ежемесячно на испарение, и изменению от месяца к месяцу уровня моря. Последний, как известно, является интегральным выражением всех

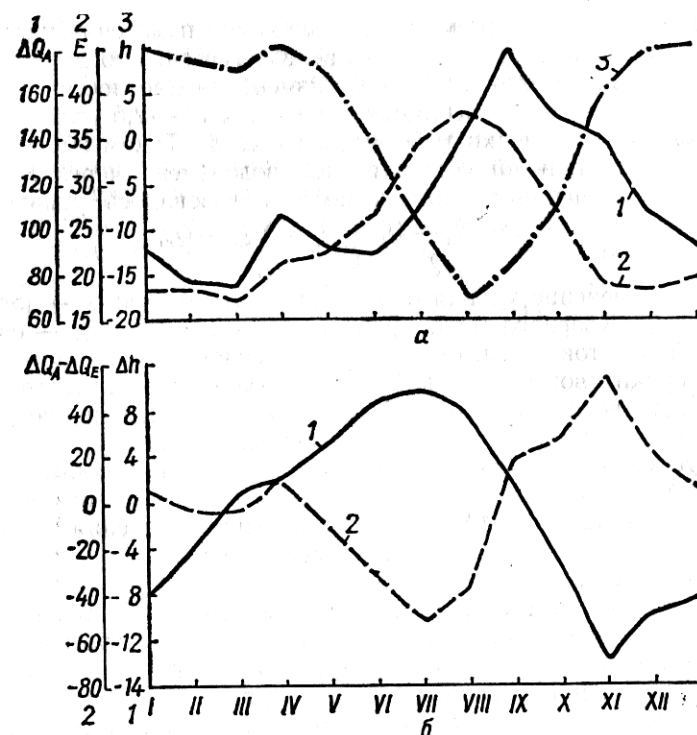


Рис. 4. Годовой ход:

а) 1 — положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив (в $\text{км}^3/\text{месяц}$), 2 — испарения (в $\text{см}/\text{месяц}$), 3 — уровня, осредненного по 3 пунктам (Суэц, Судан, Адена); б) 1 — перепада уровня моря от Адена к Судану (в см), 2 — водного баланса Красного моря (в $\text{км}^3/\text{месяц}$).

составляющих водного баланса моря, ветрового воздействия и изменения плотности воды. Из составляющих водного баланса учитывается потеря воды на испарение и приток из Аденовского залива. Осадки и речной сток для Красного моря, как известно, весьма малы, предполагается, что они компенсируются оттоком вод через Суэцкий канал в Средиземное море. Влияние ветра исключено путем

Годовой ход испарения на береговых станциях (данные климатологического

Пункт	I	II	III	IV	V	VI
Тор	6,25	6,85	8,11	8,83	9,18	10,89
Судан	7,10	6,07	7,61	8,66	9,97	13,06
Суакин	4,38	4,71	4,86	5,25	6,68	10,38
Среднее						
мм/сутки	5,91	6,21	6,86	7,58	8,61	11,44
см/месяц	18,32	17,39	21,27	22,74	26,69	34,32

справочника заимствованы из работы Верчели)

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее
10,11	9,68	8,83	6,93	6,73	8,22	8,22
13,27	12,70	10,47	6,71	7,12	7,40	9,26
12,78	11,60	7,81	4,68	4,69	4,62	6,87
12,05	11,33	9,04	6,11	6,18	8,12	8,72
37,36	35,12	27,12	18,94	18,54	18,85	24,72

осреднения уровня по всему морю. Влиянием изменения плотности вод на годовой ход уровня моря пренебрегается, оно для условий Красного моря невелико. Сезонные изменения плотности воды для разных районов моря колеблются в пределах 1,6—2,5 усл. единиц и захватывают лишь верхний 50-метровый слой. Таким образом, для оценки положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандеб и изменения ее по сезонам использовалось уравнение:

$$\Delta h S = Q_a - Q_k - Q_e = \Delta Q_a - Q_e,$$

$$\Delta Q_a = \Delta h S + Q_e,$$

где Δh — изменение уровня от месяца к месяцу, см; S — площадь поверхности Красного моря, равная $458 \cdot 10^3 \text{ км}^2$; Q_a — средне-месячный приток аденских вод в Красное море; Q_k — отток красноморских вод в Аденский залив; ΔQ_a — положительная составляющая водообмена через пролив и Q_e — количество воды, теряемое с поверхности моря на испарение. В табл. 3 приведены полученные значения положительной составляющей водообмена через пролив (ΔQ_a), разность между притоком вод из Аденского залива и потерей на испарение ($\Delta Q_a - Q_e$), исходные значения объема и толщины слоя воды, испаряемой за месяц, и уровня, осредненного по всему морю.

Положительная составляющая водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив имеет двухвершинную кривую годового хода (рис. 4, б). Увеличение притока аденских вод в Красное море начинается с июля и продолжается до сентября, когда ΔQ_a достигает $181 \text{ км}^3/\text{месяц}$. Максимум притока наблюдается в сентябре, в момент ослабления летнего муссона. В апреле, в период перехода от зимнего муссона к летнему, также отмечается некоторое увеличение превышения притока аденских вод в Красное море, над оттоком в Аденский залив ($\Delta Q_a = 108,4 \text{ км}^3/\text{месяц}$).

Максимальный перепад уровня отмечается в летние месяцы (VI—VIII) с максимумом в июле, в то время как максимальный приток аденских вод ($Q_a - Q_k$) смещается на сентябрь, что связано с влиянием ветра, дующего навстречу уклону уровенной поверхности.

Годовой ход испарения (в см/месяц, $\text{км}^3/\text{месяц}$), осредненного уровня Красного

Показатели	I	II	III	IV	V
h_e	18,85	18,32	17,39	21,27	22,74
Q_e *	86,33	83,91	79,65	97,42	104,15
Уровень	9,4	8,3	7,4	9,8	7,0
ΔQ_a	92,29	78,87	75,52	108,41	91,32
$\Delta Q_a - Q_e$	5,96	-5,04	-4,13	10,99	-12,83

* Величины испарения смещены на 1 месяц вправо (например, испарение за январь относительно толщины слоя среднemesячного испарения с поверхности Красного моря = $24,72 \text{ см}$; обмена через Баб-эль-Мандеб рассчитывалась по формуле $\Delta Q_a = \Delta h \cdot S + Q_e$, где Δh — из-
ра = $458 \cdot 10^3 \text{ км}^2$.

Вероятно, ослабление северо-северо-западного ветра в сентябре при уклоне уровенной поверхности в сторону Красного моря сопровождается усилением поверхностного течения в этом же направлении.

При этом происходит выравнивание не только уровенной поверхности, но и повышение границы раздела водных масс в районе порога, а, следовательно, некоторое усиление нижнего потока.

В апреле при ослаблении юго-юго-восточного ветра уменьшается интенсивность не только верхнего, но и нижнего течения, поскольку граница раздела водных масс и разность плотностей на уровне порога уменьшается. Однако разность между притоком аденских вод и оттоком красноморских в апреле увеличивается по сравнению с мартом и маем.

Годовой ход водного баланса Красного моря (рис. 4, б) также имеет два максимума — в ноябре и апреле и два минимума — в июле и феврале — марте. Летом водный баланс моря отрицательный. В этот период приток вод из Аденского залива не восполняет потерю воды на испарение. Наибольший дефицит — $49,93 \text{ км}^3/\text{месяц}$ отмечается в июле. Уровень моря в это время понижается и минимум отмечается в августе. С сентября по январь водный баланс положительный. Максимальное превышение притока над испарением ($\Delta Q_a - Q_e = 56,34 \text{ км}^3/\text{месяц}$) отмечается в ноябре. Незначительное превышение поступления вод из Аденского залива над испарением ($10,99 \text{ км}^3/\text{месяц}$) отмечается также в апреле. В феврале и марте потеря воды на испарение несколько превышает приток вод из Аденского залива ($5,04$ и $4,13 \text{ км}^3/\text{месяц}$).

Полученные значения положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандеб не претендуют на большую точность, поскольку в основу расчета положены данные по испарению. Последние, как известно, наиболее трудно определяются из всех составляющих водного баланса.

Среднегодовое значение положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив ($1359 \text{ км}^3/\text{год}$) оказалось

Таблица 3
моря (см), положительной составляющей водообмена (ΔQ_a , $\text{км}^3/\text{месяц}$)

	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	26,69	34,32	37,36	35,12	27,12	18,94	18,54
	122,24	157,19	171,11	160,85	124,21	86,74	84,91
	-0,3	-11,2	-19,0	-14,6	-8,6	3,7	8,1
	88,81	107,26	135,38	181,00	151,69	143,08	105,06
	-33,43	-49,93	-35,73	20,15	27,48	56,34	20,15

сится к февралю и т. д.); Q_e — годовое испарение со всей поверхности моря = $1358,6 \text{ км}^3/\text{год}$; h_e — толщина слоя испарившейся воды за год = $2,96 \text{ м}$. Положительная составляющая водообмена уровня моря от месяца к месяцу (в см); S — площадь поверхности Красного моря

близким к ранее полученному нами по уравнению солевого баланса, именно $1197 \text{ км}^3/\text{год}$ (Богданова, 1966). Используемые методы расчетов различные, поэтому небольшое расхождение ($\sim 13\%$) в положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандеб дает основание полагать, что полученная оценка среднегодового и среднемесячных значений притока аденских вод в Красное море достаточно верно отражает общую картину, наблюдавшуюся в природе.

Качественная характеристика водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив

Изменение поступления аденских вод в Красное море, конечно, не отражает полной картины водообмена через пролив. Анализ изменения уровня, его наклона и сезонной смены поля ветра над морем

Остаточное течение в Баб-эль-Мандебском

Дата наблюдений	Район расположения станций	Номер станции	Глубина, м	Горизонт, м
27—29.VI 1929 г.	Между порогом и о. Перим, западнее глубоководного желоба	22	34	5 10 25
29.IV 1929 г.	Восточнее глубоководного желоба	23	50	5 20 40
3.VII 1929 г.	Вблизи африканского берега, у м. Расдумейра	25	35	5 10 25
16.XII 1923 г.	Западнее желоба у м. Расдумейра	82	51	5 15 40
19.XII 1923 г.	Восточнее желоба, в створе Рас Луме	83	48	5 15 40
20—21.XII 1923 г.	Восточнее желоба	84	43	5
21—22.XII 1923 г.	Западнее желоба, в створе Рас Луме	87	42	5
13—15.XII 1923 г.	В малом проливе (о. Перим — м. Баб-эль-Мандеб)	80	19	5
17—19.III 1924 г.	Тот же	119	18	5
19.III—2.IV 1924 г.	Вблизи узкой части пролива, восточнее максимальной глубины желоба	120	186	5 20 50 100 130 150

указывает на то, что интенсивность потоков аденских и красноморских вод имеет иную закономерность в годовом ходе по сравнению с изменением положительной составляющей водообмена.

Наиболее интенсивный водообмен через Баб-эль-Мандебский пролив, вероятно, наблюдается в период зимнего муссона, когда верхний поток формируется под воздействием двух сил, совпадающих по направлению: уклона уровенной поверхности и касательного напряжения ветра. Нижний поток в это время также усиливается, поскольку зимние юго-юго-восточные ветры в южной части моря создают сгон поверхностных и подъем глубинных красноморских вод в районе порога, т. е. увеличивается градиент плотности — движущая сила нижнего потока.

Летом силы, формирующие поверхностное течение, имеют противоположное направление. Уклон уровенной поверхности направлен в сторону Красного моря, тангенциальное напряжение ветра —

проливе (Vercelli, 1931)

Таблица 4

Остаточное течение		Ветер во время наблюдения	Уклон, см/100	Примечание
направление, градусы	скорость, см/сек			
135	10	СЗ умеренный, временами сильный	1,91	Течение в Аденский залив против уклона уровенной поверхности
109	9			
116	3			
140	23	ССЗ от штиля до сильного	1,91	
134	21			Верхний 20-метровый слой двигался по ветру в Аденский залив, придонный слой в направлении уклона — в Красное море
331	25			
356	18	СЗ умеренный, слабый, довольно сильный	2,0	
335	34			
354	29	ЮЮВ довольно сильный	0,18	По направлению уклона, против ветра
350	78			
350	74			
350	41			
162	13	ЮВ слабый, СЗ умеренный и слабый	0,18	Течение в Красное море, совпадает с ветром и уклоном
165	10			
171	7			
272	6	СЗ, ССЗ слабый	0,18	
327	31	СЗ, ССВ, СВ слабый	0,18	По ветру, против маленького уклона в Аденский залив
322	60	ВЮВ, довольно сильный	0,18	
310	50	ЮЮВ, ЮВ от умеренного до сильного	1,18	
350	66	ЮВ 11—14 м/сек в первую половину срока, с ослаблением до 2—3 м/сек	1,18	
350	59			Течение по ветру и уклону, в Красное море
350	40			
350	1			
170	38			
170	68			Течение в Красное море, по ветру, против уклона уровенной поверхности

навстречу ему. Поверхностное течение ослабевает и меняется по направлению, по ширине пролива. Вдоль аравийского побережья поверхностное течение направлено в Аденский залив, вдоль африканского — в Красное море (табл. 4 — инструментальные наблюдения Верчели (Vercelli, 1931). Аденские воды, в таком случае, движутся в Красное море промежуточным слоем — вдоль аравийского побережья и поверхностным слоем — вдоль африканского. Нижнее течение, несущее красноморские воды в Аденский залив, также ослабляется, так как господствующие летние ветры (ССЗ) создают нагон поверхностных вод в предпроливном районе Красного моря (в районе порога) и сгон со стороны Аденского залива, что сопровождается уменьшением разности плотности на концах пролива.

Таким образом, интенсивность водообмена усиливается в зимнее время, когда увеличиваются расходы как верхнего, так и нижнего течения. Однако превышение притока аденских вод над оттоком красноморских в этот период уменьшается. Летом интенсивность водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив ослабевает, но, начиная с июня, увеличивается приток аденских вод за счет большего ослабления нижнего красноморского потока относительно верхнего.

Выводы

Годовой ход уровня Красного моря, осредненного по площади, и испарения с поверхности моря имеет обратный ход (рис. 4, а). Низкий уровень наблюдается в летние месяцы, когда испарение наибольшее. Повышение уровня моря совпадает с уменьшением испарения и наблюдается в холодное время года. Это указывает, что в водном балансе Красного моря и в водообмене через Баб-эль-Мандебский пролив решающую роль играет испарение.

Незеркальность годового хода кривых связана с изменением положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив. Это подтверждается обратным ходом кривых водного баланса моря и перепада уровня от Адена к Судану (рис. 4, б).

Получены ориентировочные количественные характеристики положительной составляющей водообмена через Баб-эль-Мандебский пролив. За год поступает $1358,6 \text{ км}^3$. Максимум в поступлении отмечается в сентябре ($181,0 \text{ км}^3/\text{месяц}$), минимум в марте ($75,52 \text{ км}^3/\text{месяц}$). Они дают первую количественную характеристику поступлений аденских вод в Красное море.

Смещение в годовом ходе кривой притока аденских вод в Красное море относительно максимума испарения связано, вероятно, с влиянием тангенциального напряжения ветра и сгонно-нагонным эффектом.

Качественная характеристика изменения интенсивности водообмена через пролив дается по перепаду уровня и полю ветра над Красным морем. Годовой ход интенсивности водообмена через пролив не совпадает с кривой изменения притока аденских вод в Крас-

ное море. Наиболее интенсивный водообмен через пролив отмечается в зимнее время, когда уклон уровенной поверхности моря и тангенциальное напряжение ветра совпадают по направлению. Сгоны и подъем более глубоких вод в районе порога, вызванные господствующим в южной половине моря юго-юго-восточным ветром, определяют усиление нижнего течения. В летний период интенсивность водообмена уменьшается, поскольку уклон уровенной поверхности и тангенциальное напряжение ветра разнонаправлены. Нагон поверхностных вод на юге моря и уменьшение разности плотностей вод на концах пролива на уровне порога ослабляет нижнее течение.

Для проверки полученных выводов необходимо организовать инструментальные наблюдения над течением в проливе с помощью самописцев, поставленных с автономных буйковых станций. Желательно провести исследование поля течений в проливе в разные сезоны года. Длительные ряды записей скорости позволяют получить осредненные значения расходов красноморского и аденского потоков и их изменчивость в зависимости от поля ветра и сезонной разности перепадов уровня моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибик В. А., Кочкиков В. Н. Водные массы Красного моря, их формирование, характеристика и распределение.— Тр. АзЧерНИРО, 1970, 30.
- Богданова А. К. Гидрологические условия в Красном море и Аденском заливе по наблюдениям э/с «Академик А. Ковалевский». — Океанологические исследования, 15, «Наука», М., 1966.
- Богданова А. К. Основные черты гидрологии и водообмена Суэцкого канала. — В кн.: Биология моря, 21, «Наукова думка», К., 1970.
- Муромцев А. М. К гидрологии Красного моря. — ДАН СССР, 1960, 134, 6.
- Муромцев А. М. К гидрологии Суэцкого канала, Красного моря и Аденского залива. Метеорология и гидрология. 2. Гидрометиздат, М., 1962.
- Defant A. Physical Oceanography, 1, 1961.
- Mohammed A. F. The Egyptian exploration of the Red Sea. — Proc. Roy. Soc. London, 128, 1939.
- Natterer K. Chemische Untersuchungen. Exped. S. M. Pola in das Rothe Meer, nördliche Hälfte (1895—1896) 1898, 55.
- Neumann A. C. a. McGill D. A. Circulation of the Red Sea in early summer. — Deep-Sea Res., 1961, 8, 3/4.
- Picotti M. Ricerche di oceanografia chimica eseguite delle R. Nave Ammiraglio Magnaghi. Ann. Idrografici, 1930, 11 bis.
- Privett D. W. Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf. Quart. — J. Roy. Meteorol. Soc., London, 1959, 85 (366), 424.
- Schott G. Über die Wasserbewegungen im Bab-el Mandeb. — Ann. der Hydrogr., 1929, 62.
- Thompson E. F. Chemical and physical investigation. The general hydrography of the Red Sea. — John Murray Expedition 1933—1934. 1939, 2, 3.
- Thompson E. F. Chemical and physical investigations. The exchange of water between the Red Sea and the Gulf of Aden over The «Sill». — John Murray Expedition 1933—1934, 1939, 2, 4.
- Vercelli F. Ricerche di oceanografia fisica eseguite della R. Nave Ammiraglio Magnaghi (1923—1924). Part 1. Currenti e maree. — Ann. Idrografici, 1925, 11, 1.

- Vercelli F. Ricerche di oceanografia fisica eseguite della R. Nave Ammiraglio Magnaghi (1923—1924). Part IV. La temperature e la salinita.—Ann. Idrografici 1927, 11, 1.
- Vercelli F. Nuove ricerche sulli correnti marine nel Mar Rosso.—Ann. Idrografici, 1931, 12, 1.

INDIRECT ESTIMATION OF SEASONAL VARIATION OF WATER EXCHANGE THROUGH BAB EL MANDEB

A. K. Bogdanova

Summary

Tentative values are obtained for a positive component of water exchange through Bab el Mandeb. The Maximum increase of the Aden waters inflow as compared with the Red sea waters outflow is observed in September, the minimum one — in March.

Intensity of water exchange through Bab el Mandeb does not coincide with the change in the positive component of water exchange. The most intensive water exchange through the straight is observed in winter. In summer the water exchange intensity weakens, which is connected with a seasonal change of the wind and ebb-tide fluctuation in the level and interface within the sea and bay regions adjacent to the straight.

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФАТОВ В КРАСНОМ МОРЕ И АДЕНСКОМ ЗАЛИВЕ

М. А. Добржанская

Настоящая работа является продолжением обработки гидрохимических материалов рейсов нис «Академик А. Ковалевский» в декабре 1961 г. — марте 1962 г. и в сентябре — декабре 1963 г. (Добржанская, 1970). В данном разделе рассматриваются результаты наблюдений по фосфатам. Последние определялись методом Денниге — Аткинса с применением двуххлористого олова. При вычислении фосфатов солевая поправка не вводилась.

Красное море отличается своеобразным распределением фосфатов как по горизонтали, так и по вертикали. По своим количественным характеристикам его отдельные районы заметно различаются. В продольном направлении, по большой оси Красного моря, по содержанию фосфатов, как и по кислороду (Добржанская, 1970), различаются северная, средняя и южная части. Как следует из прилагаемых таблиц 1, 2 и рисунков 1, а, б, южная, примыкающая к Баб-эль-Мандебскому проливу, часть наиболее обогащена фосфатами. В ноябре 1963 г. содержание фосфатов на поверхности в районе ст. 55 достигало до 8 мг/л Р, вблизи дна (на 220 м) количество фосфатов возросло до 25 мг/л. По мере продвижения к северу содержание фосфатов по всей вертикали понижалось, особенно резко в верхнем 200-метровом слое. Так, на ст. 50 фосфаты отсутствовали лишь в верхних 10 м. По мере дальнейшего продви-