

А. К. БОГДАНОВА

**ВОДООБМЕН ЧЕРЕЗ БОСФОР И ЕГО РОЛЬ
В ПЕРЕМЕШИВАНИИ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ**

Великий русский флотоводец и исследователь С. О. Макаров еще в 1885 г. раскрыл истинную природу водообмена через Босфор и дал первую количественную характеристику этого обмена. Он указал на две основные причины водообмена: 1) разность плотностей вод Черного и Средиземного морей, обуславливающую нижнебосфорское течение и 2) разность уровней (в Черном море выше, чем в Средиземном), приводящую к оттоку вод из Черного в Средиземное море верхнебосфорским течением. Разность плотностей — постоянно действующий фактор, определяется он высокой соленостью вод Средиземного моря (примерно 38‰) по сравнению с Черным (примерно 18‰); разность уровней — фактор переменный, он связан с изменением речного стока, осадков и испарения и с колебанием уровней у входов в пролив, обусловленным ветровым режимом. Значительно позже Макарова, в сентябре—октябре 1917 и мае—июне 1918 г. весьма подробные наблюдения проведены Мерцем (A. Merz, 1918, L. Möller, 1928). Результаты этих исследований подтвердили и дополнили выводы Макарова. Количественная характеристика обмена по Мерцу несколько выше, возможно, она точнее, так как используемые приборы были совершеннее. В 1946 году появилась работа Иллиота и Ильгаза (Ulliyott and Ilgaz, 1946), в которой отрицается поступление мраморно-морских вод в Черное море в силу наличия при выходе в море порога с глубиной 50 метров. Ряд исследователей — Водяницкий (1948), Шлямин (1951), Лебедев (1953), Бруевич (1953), Пекташ (1955) опровергли заключение Иллиота и Ильгаза и показали, что установившийся солевой режим Черного моря возможен только при условии, что количество солей, уносимых из Черного моря верхнебосфорским течением, восполняется поступлением солей из Средиземного моря нижнебосфорским течением, в противном случае соленость Черного моря непрерывно бы уменьшалась. В последней работе по Босфору, вышедшей в 1955 г., а также в сообщении на международной конференции по Средиземному морю, турецкий гидролог Пекташ (Hüseyin Pektaş, 1955), подтверждая наличие нижнебосфорского течения, вносящего в Черное море средиземноморские воды, пытается доказать, что эти воды не попадают в глубины Черного моря, а растекаются по промежуточному слою на глубине 150—200 метров в силу того, что их плотности соответствует плотности вод этого слоя. В результате на этих глубинах создается весьма устойчивый слой, обусловленный резким нарастанием солености с глубиной. Он полностью изолирует

глубинные воды от смешения с водами данного слоя (150—200 м) и тем более с водами вышележащими.

В доказательство выдвигаемой гипотезы Пекташ приводит следующие доводы: 1) Уменьшение солёности нижнебосфорского течения по направлению от Мраморного моря к Черному (приводятся наблюдения за величиной солёности до порога, над порогом и после порога в придонном слое в течение 16.XI-1953 г.). 2) Повышение температуры воды в Черном море ниже глубины конвекционного перемешивания. 3) Возрастание градиента солёности под слоем холодной прослойки. 4) Наличие кислорода ниже глубины конвекционного перемешивания. 5) Увеличение сульфатно-хлорного коэффициента в промежуточном слое с максимумом в слое 75—100 м. 6) Наличие минимума щелочно-хлорного коэффициента в слое 75—150 метров. 7) Для характеристики водных масс промежуточного слоя используется $T-S$ диаграмма, на основании которой указывается, что вода 125—200-метрового слоя не могла образоваться в результате смешения поверхностных вод с водами застойными.

Доводы Пекташа на первый взгляд выглядят достаточно убедительными и могут вызвать у читателя неправильное представление о гидрологическом режиме Черного моря, как о море застойном, в котором лишь поверхностный 200-метровый слой подвержен перемешиванию, а вся толща 0,9 общего объема вод Черного моря находится в состоянии покоя и застойности. Поэтому мы считаем необходимым подробно остановиться на доводах Пекташа, показать ошибочность его суждений и еще раз подтвердить наличие постоянного вертикального перемешивания, доказанного ранее Водяницким на обширном биологическом материале.

Основной довод, выдвигаемый Пекташем, состоит в том, что воды верхнего и нижнего течений в Босфоре настолько интенсивно перемешиваются по мере продвижения их по проливу от Мраморного к Черному, особенно при прохождении над порогом, что в Черное море нижнебосфорское течение вносит воды с характеристикой, близкой черноморским водам слоя 150—200 м. Поэтому они растекаются в нем, образуя зону относительно более теплой и солёной воды. За счет средиземноморской воды в этом слое создаются высокие градиенты солёности, что и определяет весьма большую устойчивость его, в результате чего он полностью изолирует глубинные воды от смешения с вышележащими, обрекая на застойность всю толщу вод Черного моря, начиная с 200-метровой глубины. В доказательство интенсивного перемешивания в проливе средиземноморских вод с черноморскими (приводится единичное наблюдение 16 ноября 1953 г.), выполненное вдоль порога, когда автором обнаружено значительное изменение солёности — на 6‰ (от 30,9 до 24,8‰) на пути 3,5 мили от порога с глубиной 50 метров на север, т. е. к Черному морю до глубины 70 метров. Однако резкое уменьшение солёности, наблюдаемое Пекташем, еще не говорит об интенсивном смешении средиземноморских вод с черноморскими. Возможно, это затухание или смена течений, последнее нам представляется более вероятным. Анализ синоптических карт показывает, что в течение всей первой половины ноября 1953 г. на Черном море преобладали сильные восточные и северо-восточные ветры, усилившиеся в период с 7 по 14 ноября до 8 баллов. Над всем бассейном Средиземного моря в течение указанного периода также господствовали восточные ветры, что способствовало сгону воды на запад Средиземного моря и понижению уровня моря на южном конце Босфора. Таким образом, предшествующая моменту наблюдения метеорологическая обстановка обусловила усиление верхнебосфорного течения и ослабление нижнего.

По наблюдениям Пекташа, соленость на северной стороне порога на глубине 45 м колебалась от 17,51‰ (24 марта 1954 г.) до 35,15‰ (19 августа 1953 г.). Такое колебание солености определяется непостоянством верхнего и нижнего течений в Босфоре, очевидно, поэтому наблюдения продолжались Пекташем в течение двух лет. Единичное наблюдение вдоль порога, используемое им для характеристики изменения вод ниже-босфорского течения по пути к Черному морю, и его довод о весьма интенсивном перемешивании средиземноморских вод с черноморскими мало убедителен. Наличие весьма резко выраженного скачка солености, и, следовательно, плотности (по данным же Пекташа) исключает возможность очень интенсивного перемешивания нижнего и верхнего течений. На рис. 1 приводится график вертикального распределения температуры,

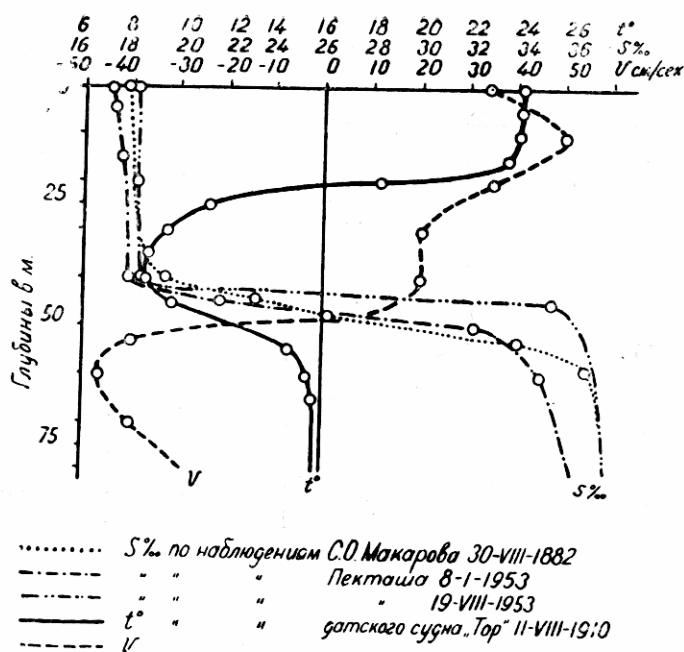


Рис. 1. Распределение температуры, солености и скорости при входе в Босфор из Черного моря

солености и скорости по наблюдениям Макарова (30 июля 1882 г.), датской экспедиции на пароходе «Тор» (11 августа 1910 г.) и Пекташа (январь и август 1952 г.), выполненным у северного входа в Босфор. Резкое разграничение вод верхнего и нижнего течений в Босфорском проливе указывает на незначительное их смешение. Большие градиенты солености и плотности в проливе, в слое соприкосновения вод верхнего и нижнего течений говорят не в пользу интенсивного их смешения (см. таблицу 1).

Смешение средиземноморских вод с черноморскими в Босфорском проливе несомненно существует, но в силу больших градиентов плотности на стыке двух разнокачественных вод, оно весьма незначительное, чтобы можно было ожидать образования воды, близкой по плотности к черноморским водам на глубине 150—200 метров. В момент затухания ниже-

Таблица 1

Градиенты солености и плотности по наблюдениям Пекташа

Дата	Глубина	Соленость	Плотность	$\frac{dS}{dz}$ ‰/м	$\frac{dg}{dz}$ усл. пл./м
16/IX—52	35	18,22	13,94	1,41	1,06
	40	25,19	19,25	1,00	0,76
	50	35,15	26,84		
9/IX—52	50	18,46	14,12	0,22	0,17
	72	23,26	17,77		
4/X—52	35	19,89	15,21	1,31	0,99
	40	26,42	20,18		
8/I—53	40	17,88	13,63	0,77	0,58
	45	21,72	16,60	2,10	1,60
	50	32,21	24,60	0,28	0,22
	60	35,02	26,75		
19/VIII—53	40	18,39	14,07	3,40	2,59
	45	35,40	27,04		
6/XI—53	40	17,90	13,70	2,44	1,86
	45	30,10	22,99		
16/XI—53	40	17,05	13,05	2,68	2,11
	45	30,91	23,61		

босфорского течения и особенно в период его возобновления первые воды, вносимые в Черное море, будут невысокой солености и близки по плотности каким-то промежуточным слоям Черного моря. Однако, когда течение восстанавливается, в Черное море поступают воды высокой солености порядка 33—34 ‰, температура втекающих вод 13—14°, содержание кислорода 4—4,5 мл/на литр (см. рис. 1, распределение температуры, солености, кислорода и скорости течения на выходе из Босфора в Черное море по наблюдениям ряда исследователей). Вливаясь в Черное море на глубине 75 метров, средиземноморские воды первоначально смешиваются с водами холодной прослойки, а затем, по мере опускания, смешение происходит с более глубокими водами. Глубина, на которую они опускаются, определяется количеством втекающей воды и ее соленостью. Процент содержания средиземноморских вод в Черном море увеличивается до глубины 1500 м, дальше он остается практически постоянным. Равномерное распределение средиземноморских вод на больших глубинах Черного моря (1500—2000 м) указывает на довольно интенсивное перемешивание на этих глубинах.

Мы попытались рассчитать среднюю соленость, температуру и среднее содержание кислорода втекающей и вытекающей воды из Черного моря и количественную характеристику водного, солевого, теплового и кислородного обмена через Босфор. Для этой цели были использованы, с одной стороны, наблюдения Макарова 30.VII-1882 г. у м. Пилау, с дру-

гой стороны, наблюдения на датском пароходе «Тор» 11.VIII-1910 г. Средние величины скорости течения и площади живых сечений послойно были сняты с атласа течений по Босфорскому проливу Мерца и батиметрической карты, приведенной там же (издание гидрографического управления ВМФ СССР, перевод с немецкого атласа, составленного Л. Меллером по работам Мерца в 1917—1918 гг.). Данные этих вычислений приводятся в таблице 2.

Таблица 2

Слой в метр.	Площадь попереч. сечения слоя в кв. метр. F	Ск. V в см/сек.	Расход воды Q в м ³ /сек.	Ср. соле- ность слоя S _{0/00}	Колич. соли в гр/сек. проно- симое по сече- нию Q·S	Температура слоя		Колич. тепла, проносим. через сечен. слоя сек.		Содер. O ₂ в слое мл/л	Колич. O ₂ , про- носимое по слою в сек. Q·O ₂ мл
						летом t _л ^o	зимой t _з ^o	летом Q·t _л ^o	зимой Q·t _з ^o		
0—10	15460	20	3090	17,76	54850	24,19	6,5	74680	20085	5,14	15880
10—20	13168	35	4610	17,96	82730	22,41	6,5	103200	29965	5,16	23750
20—30	9980	25	2495	18,24	45510	12,59	6,5	31400	16218	6,82	17010
30—40	7530	15	1130	19,15	21650	8,88	6,6	10220	7458	7,00	7910
40—45	3310	5	165	22,80	3760	9,12	6,8	1504	1122	6,35	1043
верх. течен.	49448	23	11490 357 куб. км/год	18,20	208500	19,20	6,5	221004	74848	5,71	65598
45—50	3020	25	752	28,35	21380	11,17	9,0	8410	6768	6,83	5128
50—60	2920	50	2458	34,67	85200	14,22	12,3	34950	30950	4,28	10530
60—70	3690	47	1733	36,90	63900	15,50	14,2	26870	24608	3,50	6065
70—80	2550	25	637	37,88	24130	15,50	14,5	9870	923,6	3,50	2225
нижн. течен.	14180	39	5580 174 куб. км/год	34,90	188030	14,3	12,6	80100	70846	4,3	23948

F — площадь поперечного сечения отдельных слоев, V — средняя скорость слоя, Q — расход воды через поперечное сечение слоя в кубических метрах в секунду, S_{0/00} — средняя соленость слоя; Q·S — количество солей, проносимое через поперечное сечение слоя в граммах в секунду, t^o — температура воды слоя летом и зимой, Q·t — количество тепла, проносимое через сечение слоя в секунду летом и зимой, O₂ — среднее содержание кислорода слоя в мл/л и Q·O₂ — количество кислорода, проносимое через сечение в секунду. В таблице указаны эти величины для общей площади сечения верхнего и нижнего течений. По нашим расчетам, из Черного моря вытекает ежегодно 357 км³. Средняя соленость вытекающей воды 18,2‰, температура в летний период 19,2°, зимой 6,5—7,5°, среднее содержание кислорода 5,7 мл/л. Втекает в Черное море с нижебосфорским течением 174 км³ в год соленостью 34,9‰, температурой летом 14,5—15°, зимой 12,5—13,5°, содержание кислорода втекающей воды 4,5 мл/л.

Попытаемся рассчитать количественные показатели перемешивания разнокачественных вод в проливе. Для образования вод нижебосфорского течения, имеющих при вливании в Черное море температуру 14,3° — летом и 12,5—13,0° — зимой, соленость примерно 34,5—35,0‰, кислород 4,5—4,0 миллилитра на литр, необходимо смешение средиземноморской воды с черноморской такой интенсивности, чтобы 5 объемов средиземноморской воды смешалось с одним объемом черноморской — соленостью

18,5‰ (берем воду с глубины 50 м). Вычислим примерную величину солевого потока от нижнебосфорских вод к верхним в период перемещения их по проливу. По данным Мерца, средиземноморские воды на пути следования от Мраморного к Черному морю теряют с каждого литра воды 1 грамм соли. Если принять среднюю скорость движения нижнебосфорских вод — 0,5 м/сек, то весь путь по Босфору, примерно 17 миль, будет пройден за 17,5 часа. Потеря солей водами нижнебосфорского течения и осолонение вод верхнего определяется перемешиванием этих вод при прохождении их по проливу. Средняя глубина пролива, по данным Мерца, 65 м, средняя толщина нижнебосфорного течения 21—22 м. Если вырезать столб нижнебосфорской воды сечением в 1 дм², то благодаря обмену за время перемещения по Босфору этим объемом воды будет отдано водам верхнего течения 217 г соли. Определив потерю солей через квадратный дециметр в единицу времени и используя градиенты по вертикали, в зоне соприкосновения средиземноморских с черноморскими водами, мы рассчитали коэффициенты турбулентной диффузии, характеризующие средние условия обмена в проливе. Если за все время следования вырезанный нами столб нижнебосфорской воды теряет 217 г соли, то в 1 секунду потеря соли через квадратный сантиметр выразится величиной $33 \cdot 10^{-7}$ г/см²сек. Используя выражение, характеризующее перемешивание вод $dQ_s = K \frac{ds}{dz}$, определим коэффициенты турбулентной диффузии, количественно характеризующие степень перемешивания средиземноморских вод с черноморскими в Босфорском проливе. Градиент солёности, по данным Пекташа, колеблется от 0,22 до 3,40 г/л.м или от $22 \cdot 10^{-7}$ до $340 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴, отсюда величина коэффициента обмена равна $K = 0,097—1,5$ см²/сек. Таким образом, перемешивание средиземноморских вод с черноморскими в проливе незначительное, а поэтому нижнебосфорское течение вносит воды достаточно высокой солёности.

Второй довод Пекташа о том, что воды слоя 150—200 м не могли образоваться в результате смешения поверхностных вод с глубинными, также мало убедителен. Известно, что повышение температуры воды в Черном море ниже глубины конвекционного перемешивания наблюдается не только в слое 75—200 метров, а во всей толще вод Черного моря. Повышение температуры с глубиной несомненно является следствием влияния относительно теплых средиземноморских вод. Однако некоторое повышение происходит также за счет адиабатического нагревания при погружении средиземноморских вод и за счет биохимических процессов. Поэтому температура черноморских вод чуть-чуть выше той, которая должна была бы быть только в результате смешения средиземноморской воды с черноморской водой холодной прослойки. Если бы средиземноморская вода, как полагает Пекташ, растекалась только в слое 150—200 метров, то температура этого слоя ежегодно повышалась бы на 0,069°, так как объем слоя 150—200 метров составляет примерно 15200 км³, температура воды этого слоя примерно 8,3°, втекает средиземноморской воды 174 км³ в год температурой примерно 14,3°. Следовательно, со времен Макарова температура указанного слоя должна была бы повыситься на 5,2°. Однако такого повышения температуры воды в действительности не наблюдается. Кроме того, если средиземноморская теплая вода поступает только в слой 150—200 м, то в обе стороны от этого слоя температура воды должна понижаться, а, как известно, она с глубиной повышается, т. е. источник тепла находится где-то на больших глубинах, а не в слое 150—200 м.

Возрастание градиента солёности под слоем холодной прослойки

объясняется, с одной стороны, более интенсивным (конвекционным) перемешиванием верхнего 50—75-метрового слоя, к которому непрерывно примешиваются пресные воды материкового стока, с другой стороны, влиянием средиземноморских вод, поступающих в глубины Черного моря и несомненно обуславливающих незначительную глубину конвекционного перемешивания. Наибольший градиент солености расположен, как правило, на нижней границе холодной прослойки. Определяется он, во-первых, глубиной распространения зимней конвекции на всей площади моря и, во-вторых, глубиной погружения охлажденных вод СЗ района. Последние течением разносятся по промежуточному слою, отвечающему плотности охлажденных вод, на громадные расстояния, вплоть до восточных районов моря. В суровые зимы, особенно при большой повторяемости сгонных ветров, мощность и глубина холодной прослойки возрастают, соответственно увеличивается и градиент солености на нижней ее границе.

Максимальный градиент солености, по осредненным данным, расположен в слое 60—80 метров. Он имеет порядок $655 \cdot 10^{-4}$ промилле на метр, в слое же 180—200 метров он равен только $40 \cdot 10^{-4}$. Признавая наличие вертикального обмена промежуточного слоя (150—200 м) с вышележащими водами, где отмечается наибольшее препятствие — большой градиент плотности, Пекташ отрицает наличие обмена на нижней границе указанного слоя, где градиент солености в 16 раз меньше, где также наблюдаются внутренние волны, только несколько большей амплитуды, сопровождающиеся как горизонтальным, так и вертикальным перемещением. Таким образом, уменьшение градиента солености глубже 200 метров по сравнению с нижней границей холодного слоя, где, по Пекташу, обмен существует, указывает на усиление обмена, а не на его затухание.

Наличие кислорода ниже глубины конвекционного перемешивания (75—200 м) Пекташ объясняет поступлением его только из Средиземного моря. Осолонение пресных вод, непрерывно поступающих в Черное море, происходит за счет соленых вод промежуточного слоя (150—200 м) в результате перемешивания их с поверхностными, а поступление кислорода из верхних горизонтов тем же путем почему-то Пекташем исключается. Возможен ли такой односторонний обмен? Если, следуя за Пекташем, допустить, что средиземноморские воды поступают в промежуточный слой Черного моря (150—200 м), то, зная среднее содержание кислорода в водах, втекающих в Черное море из Средиземного, и их количество, нетрудно рассчитать величину кислорода, которая должна наблюдаться в этом слое. Среднее содержание кислорода (O_2) в водах, втекающих в Черное море, рассчитанное нами по данным датского парохода «Тор», равно 4,3 мл/л. Если количество (Q) этих вод принять за $174 \text{ км}^3/\text{год}$, то общее количество кислорода, ежегодно вносимое в Черное море в промежуточный слой 150—200 метров, равно $174 \cdot 10^{12} \cdot 4,3 = 748 \cdot 10^{12}$ миллилитров кислорода в год. Если вся эта вода растекается в слое 150—200 м, то каждый литр воды указанного слоя ежегодно будет получать кислорода:

$$\frac{Q \cdot O_2}{F \cdot h} = \frac{748 \cdot 10^{12}}{304 \cdot 10^8 \cdot 500} = 0,0492 \text{ мл } O_2/\text{л год.}$$

где Q — количество средиземноморских вод, втекающих в Черное море ежегодно в $\text{дц}^3/\text{год}$, O_2 — среднее содержание кислорода втекающих вод в мл/л, F — средняя площадь занимаемая горизонтами 150 и 200 м в дц^2 , h — толщина слоя 150—200 м в дц . Если допустить, что слой воды 150—200 метров совершенно не перемешивается с глубинными водами, как это утверждает Пекташ, то в таком случае кислород не должен расходоваться на окисление сероводорода, а расходование его на дыхание планктон-

ных организмов и бактерий и окисление органических остатков не должно превышать величины кислорода, поступающего из Средиземного моря, т. е. величины 0,0492 мл O_2 /в год, или 0,000137 мл O_2 /в сутки. Самые приближенные расчеты показывают, что расход кислорода только на дыхание планктонных организмов в 6,5 раза больше этой величины. Так, по данным ряда авторов — Маршал, Николс и Опп (1935), Реймонт и Голд (1951), Голд (1953), Петипа (1957) среднее расходование кислорода одним рачком за сутки равно 0,004 мл/сутки. Средняя плотность зоопланктонного населения в слое 150—200 м в августе 1951 и апреле 1952 года в средней части Черного моря, по данным Делало, 226 рачков в кубометре (от 20 до 710 шт. в m^3), т. е. один рачок приходится на 4,43 литра морской воды. В среднем из каждого литра морской воды зоопланктоном будет расходоваться на дыхание 0,0009 мл O_2 /сутки. Эти, хотя и приближенные, подсчеты расходования кислорода, даже без учета расходования его на окисление органических остатков и сероводорода, непрерывно поступающего в этот слой, говорят о том, что содержание кислорода ниже холодной прослойки определяется в основном вертикальным обменом, а не поступлением его в этот слой со средиземноморскими водами.

Повышение сульфатно-хлорного $\left(\frac{SO_4}{Cl}\right)$ и уменьшение щелочно-хлорного $\left(\frac{A}{Cl}\right)$ коэффициентов на горизонтах 150—200 м в Черном море

Пекташ приводит в качестве доказательства того, что средиземноморские воды, вносимые в Черное море нижнебосфорским течением, не опускаются на глубины, а растекаются по слою 150—200 метров. Для иллюстрации роли притока средиземноморских вод в величине сульфатно-хлорного коэффициента в указанном слое Пекташем приводится таблица величин коэффициента в зависимости от пропорции смешения средиземноморской воды с черноморской.

Таблица 3

Число частей смешиваемых вод		Величина хлора	Величина сульфатов	Сульфатно-хлорный коэффициент
Средиземн.	Черного			
100	—	19,00	2,65	13,94
100	50	16,00	2,20	13,75
100	100	14,50	1,975	13,62
100	200	13,00	1,750	13,46
100	300	12,25	1,637	13,36
100	500	11,50	1,525	13,26
100	800	11,00	1,450	13,18
100	1200	10,69	1,404	13,13
100	1600	10,53	1,380	13,11
100	2000	10,44	1,364	13,06
—	100	10,00	1,300	13,00

В первой строке таблицы характеристика средиземноморской воды, в последней — черноморской. Если бы в море никаких гидрохимических и биохимических процессов, изменяющих величину сульфатов, не происхо-

дило, то можно было бы по величине сульфатов судить о доле примеси средиземноморских вод в воде Черного моря. До сих пор для характеристики водной массы, полученной в результате смешения, используют соленость как наиболее консервативный фактор, который не изменяется в самой толще воды в результате химических или биохимических процессов, происходящих в ней. Являются ли сульфаты таким фактором? Конечно, нет. Посмотрим, что же происходит в промежуточном слое 100—200 м, а вернее 75—300 метров в Черном море и может ли увеличение сульфатов в этом слое быть показателем или доказательством растекания средиземноморских вод в этом слое.

В промежуточном слое Черного моря, где соприкасаются и одновременно сосуществуют некоторое количество растворенного кислорода и сероводорода, происходит непрерывное окисление сероводорода. В результате расходования кислорода и сероводорода образуются сульфаты, причем процесс этот происходит непрерывно, что возможно только при непрерывном поступлении как кислорода, так и сероводорода. Что такой процесс наблюдается в указанном слое, доказано, рядом гидрохимиков: Бруевич (1953), Скопинцев (1956), Добржанская (1954), Гололобов (1953). На окисление сероводорода растворенным кислородом в промежуточном слое Черного моря указывал известный русский гидролог — Книпович Н. М. (1933). Сосуществование в некотором слое кислорода и сероводорода указывает на непрерывное поступление их из выше- и нижележащих слоев, содержащих, с одной стороны, кислород, с другой — сероводород. Процесс окисления свободного сероводорода до солей серной кислоты идет в результате реакции $\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O} + \text{S}$ с последующим окислением серы до сульфатов $2\text{S} + 3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2\text{SO}_4$. Одни гидрохимики полагают, что этот процесс протекает с участием бактерий и сопровождается выделением тепла (Данильченко П. Т., Чигирин Н. И., 1926), другие (Скопинцев, 1953) считают, что эта реакция в основном протекает химическим путем, третьи — что окисление сероводорода и йона HS до тиосульфатов (S_2O_3) и сульфитов (SO_3) идет чисто химическим путем, а окисление тиосульфатов до сульфатов происходит с участием бактерий. Нас в данном случае не интересует, каким путем этот процесс протекает, важно, что он происходит интенсивно именно в рассматриваемом слое (150—200) и что увеличение сульфатов на этих горизонтах вполне закономерное явление, и нет необходимости для объяснения этого факта притягивать поступление средиземноморских вод в эти горизонты.

Для того, чтобы выявить величину сульфатов, возникающих в результате окисления сероводорода, и долю их за счет влияния средиземноморских вод, мы воспользовались двумя кривыми T—S диаграммой рис. 2, на которой, построив треугольник смешения, нашли, какой процент средиземноморских вод находится в водах Черного моря на разных его глубинах, и щелочно-хлорной — сульфатно-хлорной диаграммой рис. 3, позволяющей уточнить природу величин сульфатов, наблюдаемых в рассматриваемом слое (150—200). За координаты треугольника смешения брались средиземноморские воды соленостью 38‰ и температурой 15,5° и черноморские — слоя холодной прослойки соленостью 18,6‰ и температурой 7,5°. Слой холодной прослойки взят нами потому, что смешение средиземноморских вод на первых порах происходит не с поверхностными водами Черного моря, а с водами холодной прослойки. Вода же холодной прослойки формируется в зимнее время за счет смешения 3 вод: поверхностных охлажденных вод открытого моря ($t^\circ = 7,6^\circ$. S =

18,1‰), охлажденных вод СЗ района ($t^\circ = 2,2^\circ$, $S_{\text{‰}} = 15,6\text{‰}$) и глубинных вод Черного моря (глубина 200 м с $t^\circ = 8,6^\circ$ и $S = 21,2\text{‰}$).

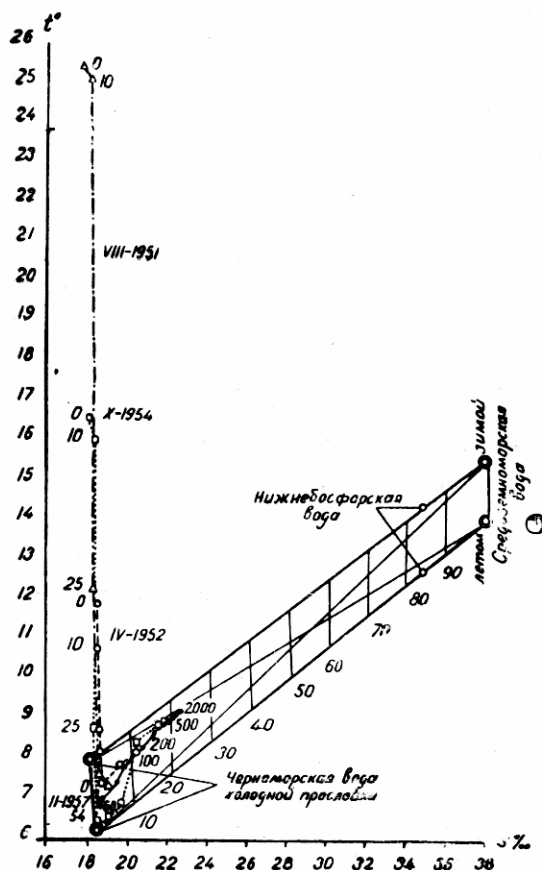


Рис. 2. t° - $S_{\text{‰}}$ диаграмма черноморской воды. Глубинные воды Черного моря образуются в результате смешения средиземноморских вод с черноморскими — холодной прослойки. Координаты их нанесены двойными кружками.

За координаты щелочно-хлорной — сульфатно-хлорной диаграммы брались величины соответствующих коэффициентов, характерных для средиземноморской воды: $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 13.94$ (Пекташ, 1955) и $\frac{A}{\text{Cl}} \cdot 100 = 12.24$ (Демир и Акара, 1955) и для черноморской — слоя холодной прослойки (брались с пятидесятиметровой глубины) $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 13.74$ ¹⁾ (Данильченко и Чигирин, 1926), и $\frac{A}{\text{Cl}} \cdot 100 = 30.59$ (Добржанская, 1930). Определив про-

¹⁾ Так как в работе Данильченко и Чигирина (1926) величины хлора значительно завышены (например, на 300 м у них $\text{Cl} = 12.32$, т. е. $S = 22.27$, на 1000 м $\text{Cl} = 12.64$ и $S = 22.85$, в то время как максимальная $S = 22.34$), то величину хлора мы взяли как среднее из наблюдений 1924, 1926 и 1927 гг., а сульфатно-хлорные коэффициенты вычислили заново.

цент средиземноморских вод на разных горизонтах, входим с этим процентом в щелочно-хлорную — сульфатно-хлорную диаграмму и определяем, какова была бы величина этих коэффициентов, если бы они обуславливались только процессами смешения. Сравнивая найденные величины сульфатно-хлорных коэффициентов ($\frac{SO_4}{Cl}$) на разных глубинах Черного моря с фактическими величинами (по Данильченко и Чигирину)

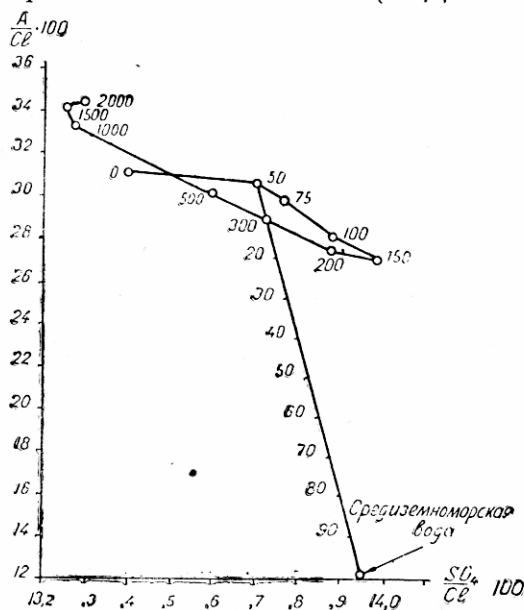


Рис. 3. $\frac{A}{Cl} - \frac{SO_4}{Cl}$ диаграмма черноморской воды и прямая, характеризующая величины коэффициентов в зависимости от пропорции смешения средиземноморских вод с черноморскими холодной прослойки.

определяем количество сульфатов, образовавшихся в результате окисления сероводорода в зоне соприкосновения с растворенным кислородом. В таблице 4 приведены: процент средиземноморской воды на разных горизонтах Черного моря, величины сульфатно-хлорных коэффициентов, вычисленные по проценту смешения черноморских и средиземноморских вод, и фактические величины этих коэффициентов по Данильченко и Чигирину. По разности сульфатов (вычисленных теоретически и найденных в море) определена величина сероводорода. Для горизонтов 75, 100 и 200 м это отрицательная величина, указывающая на расходование сероводорода на окисление кислородом, на больших глубинах — положительная, что свидетельствует об образовании сероводорода путем восстановления сульфатов. По разности сульфатно-хлорного коэффициента, наблюдаемого в море и вычисленного, найдена величина сульфатов, обусловленная химическими и биохимическими процессами, происходящими в море. Положительная разность указывает на преобладание процессов окисления сероводорода, в результате которого образуются сульфаты; отрицательная разность указывает на преобладание восстановительных процессов, при которых сульфаты переводятся в сероводород. В промежуточном слое 75—280 м, где всегда присутствует или же время от времени поступает кислород, преоб-

Таблица 4

Н в м	% средиземно- морских вод в водах Черного моря	$\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$			SO_4 в г/л соответ- ствующие разности	H_2S в мл/л		$\frac{A}{Cl}$		Разность между вычисл. и найден- ным
		вычисл. по % смешения	найден в море (*)	разность		вычисл. по раз- ности	найден- ный в мо- ре*)	вычисл. по % смеше- ния	найден- ный в мо- ре**)	
75	14	13,734	13,770	+0,036	0,00386	-0,89	0	28,03	29,72	0,69
100	17	13,740	13,880	+0,140	0,01558	-3,60	0	27,47	28,07	0,60
200	22	13,754	13,870	+0,116	0,01362	-3,14	0,470	26,57	27,46	0,89
300	23	13,757	13,720	-0,037	0,00444	+1,03	1,480	26,38	28,93	2,55
500	24	13,759	13,600	-0,159	0,01941	+4,48	3,779	26,20	30,17	3,97
1000	24,4	13,760	13,270	-0,490	0,06030	+13,90	5,637	26,15	33,33	6,18
1500	24,7	13,760	13,250	-0,510	0,06300	+14,40	6,169	26,10	34,12	8,02
2000	25	13,790	13,290	-0,500	0,06170	+14,22	5,796	26,02	34,28	8,36

*) Данные Данильченко и Чигирова, 1926.

**) Данные Добржанской, 1930.

ладают окислительные процессы, при которых сероводород переводится в сульфаты. В слое 300—1000 метров отмечается резкое убывание сульфатно-хлорного коэффициента, что определяется изменением характера химических и биохимических процессов, протекающих в данной водной массе. Вместе с полным прекращением поступления кислорода окислительные процессы заменяются восстановительными, образование сульфатов на месте прекращается, и единственным их источником является поступление из вышележащих горизонтов в результате перемешивания. Максимум сульфатно-хлорного коэффициента наблюдается на глубине 75—200 м, минимум — на 1500.

$\frac{A}{Cl} - \frac{SO_4}{Cl}$ диаграмма позволила не только разобраться в причинах, влияющих на величину коэффициента $\frac{SO_4}{Cl}$, но и количественно определить эту величину, обусловленную процессами, происходящими в самой толще воды. Прежде всего, щелочно-хлорная — сульфатно-хлорная диаграмма показала, что в слое 150—250 м величина $\frac{SO_4}{Cl}$ определяется

не тем, что здесь растекаются средиземноморские воды, а процессами окисления сероводорода, непрерывно поступающего из нижележащих слоев. Глубже 300 метров величина сульфатно-хлорного коэффициента уже меньше, чем должна быть в результате смешения черноморской и средиземноморской воды, что определяется, вероятно, процессами восстановления сульфата кальция с образованием гидрокарбоната кальция и сероводорода, т. е. процессами, происходящими в самой толще воды. Этот процесс выражается уравнением: $CaSO_4 + 2C + 2H_2O \rightarrow Ca(HCO_3)_2 + H_2S$ в дальнейшем $Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaSO_3 + H_2O + CO_2$ (Бруевич, 1953). В результате сульфатно-хлорный коэффициент уменьшается, а щелочно-хлорный возрастает. Начиная с глубины 1000 м и до дна, проявляется какой-то новый фактор, возможно, связанный с накоплением карбонатов,

падающих сверху, или растворением донных карбонатов, который приводит к изменению в соотношении сульфатно-хлорного и щелочно-хлорного коэффициентов. При этом сульфатно-хлорный коэффициент даже несколько увеличивается на глубинах от 1500 к 2000 метрам. Как известно, в этом слое отмечается и некоторое уменьшение сероводорода, вероятно, создаются какие-то условия, задерживающие процесс восстановления сульфатов.

Таким образом, и этот расчет опровергает предположение Пекташа об отсутствии перемешивания ниже двухсотметрового слоя. Характер вертикального распределения сульфатно-хлорного и щелочно-хлорного коэффициентов в Черном море определяется не притоком средиземноморских вод в промежуточные слои, а окислительно-восстановительными процессами, происходящими в самой толще Черного моря. Анализ водных масс на разных глубинах Черного моря по принципу смешения двух водных масс (черноморской и средиземноморской) показал, что содержание средиземноморских вод ниже слоя 150—200 м с глубиной увеличивается.

Значительная разность плотностей поверхностных и глубинных слоев, поддерживаемая своеобразным условием водного баланса — значительного избытка речного стока и осадков над испарением, с одной стороны, и притока средиземноморских вод высокой солёности — с другой, определяет особенности гидрологического режима Черного моря. Зимняя конвекция ограничивается сравнительно тонким (до 50—75 м) слоем, глубже которого охлажденная на поверхности вода не опускается. Это в свою очередь обусловило и своеобразный характер распределения кислорода в Черном море и присутствие сероводорода в его водах, начиная с глубины 200 м и до дна. Перемешивание вод Черного моря от границы конвекционного слоя и до дна осуществляется благодаря турбулентной диффузии. Последняя связана с завихрениями, возникающими под влиянием глубинных течений, внутренних волн и др. динамических причин. Турбулентными вихрями водные частицы перемещаются из слоя в слой. Наличие сероводорода в глубинных водах Черного моря указывает на замедленные процессы вертикального обмена поверхностных слоев, где продуцируется кислород, с водами, лежащими ниже зоны фотосинтеза.

Характер изменения градиента солёности по глубине и, следовательно, плотности указывает на различную интенсивность перемешивания вод на разных глубинах моря. Наибольший градиент солёности отмечается в слое 40—150 м, который обуславливается, во-первых, глубиной распространения зимней конвекции и, во-вторых, глубиной погружения охлажденных вод, проходящих над мелководьем СЗ района моря. Последний эффект усиливается в суровые зимы с большой повторяемостью снежных ветров. Охлажденные воды разносятся течением по промежуточному слою с соответствующей плотностью, на громадные площади моря. Так, холодные воды, наблюдаемые в ЮВ районе моря в центре антициклонического кольца течения (описанного П. В. Морозовым) с температурой 7°, не могут быть водами местного происхождения, т. к. в восточном районе моря в самые суровые зимы таких низких температур не наблюдается. На наш взгляд, это воды, пришедшие из СЗ района моря, где отмечается наибольшее охлаждение. Наибольший градиент солёности отмечается сразу под слоем холодной прослойки, глубже этого слоя нарастание солёности уменьшается, следовательно, уменьшается и градиент солёности, ниже тысячеметровой глубины солёность меняется весьма незначительно, градиенты ее близки к нулю. Для Черного моря наибольшее перемешивание происходит в верхнем поверхностном слое 0—40 м, в слое же резкого на-

растания градиента солености и, следовательно, плотности, перемешивание затухает, ниже этого слоя перемешивание вновь увеличивается. Там, где градиенты солености уменьшаются почти до нуля, а температура, хотя и незначительно, но возрастает с глубиной, водные массы находятся в состоянии, близком к безразличному равновесию, и достаточно небольшой силы, чтобы вызвать их перемешивание.

В зависимости от особенностей формирования и разрушения устойчивости водных масс, Черное море можно разбить на четыре слоя: 1) верхний слой интенсивного перемешивания, где увеличение турбулентности порождается внешними причинами, 2) слой с резким изменением плотности, связанный со скачком температуры, в котором происходит столь же резкое падение интенсивности турбулентного обмена, 3) слой наиболее резкого нарастания солености с глубиной, последний тесно связан с холодной прослойкой, характеризуется затуханием турбулентного обмена в связи с некоторым нарастанием устойчивости слоя, 4) последний — самый мощный слой от 100—125 метров до дна характеризуется плавным нарастанием солености и температуры, убыванием устойчивости вод, следовательно, постепенным нарастанием коэффициента турбулентного обмена.

Для получения самого общего представления о порядке величины коэффициента вертикального перемешивания и о характере изменения его по глубине воспользуемся тем количеством солей, которое поступает в глубины Черного моря из Средиземного. Установившаяся соленость в поверхностных слоях Черного моря примерно 18‰ при условии ежегодного поступления избытка материковых вод и осадков над испарением в сумме 180 км³ в год указывает на наличие в Черном море вертикального обмена такой интенсивности, при которой вертикальное поступление солей целиком восполняет вынос солей с поверхностных слоев водами верхнебосфорского течения. Поток солей от слоя к слою осуществляется постепенно благодаря турбулентной диффузии. Величина потока в заданном слое вычислялась следующим образом: вся толща воды была разбита на слои примерно с одинаковым процентом содержания средиземноморских вод. По проценту найдены абсолютные объемы средиземноморских вод (в км³) в каждом из заданных слоев и для моря в целом. Затем было вычислено, какой процент из общего объема средиземноморских вод содержится в том или ином слое, и, наконец, по существующему проценту было определено, какое же количество средиземноморских вод, втекающих ежегодно в Черное море, достигает той или иной его глубины. Эти величины и были использованы для определения потока солей на разных глубинах моря. Общее количество солей нарастает от слоя к слою, так как к вертикальному потоку, подающему соли в данный слой, прибавляются еще те соли, которые задерживаются в нем при опускании средиземноморских вод в глубины Черного моря. Так как полученные таким путем количества солей являются средними за год и относятся ко всей поверхности слоя, то для получения потока достаточно эти величины разделить на площади сечений (в см²) и время (число секунд в году). Имея поток солей через единицу поверхности слоя и единицу времени и градиент солености по вертикали, пользуясь выражением потока солей $Q_s = K \frac{ds}{dz}$, нетрудно

определить и величину коэффициента турбулентной диффузии — $K = \frac{Q_s}{\frac{ds}{dz}}$

здесь K — коэффициент турбулентной диффузии, который мы принимаем

постоянным для слоев с одинаковым градиентом солености ($-\frac{ds}{dz}$). Таким образом, впервые для всей толщи Черного моря получены количественные показатели обмена. Они не претендуют на абсолютную точность, но дают среднюю характеристику вертикального обмена вод Черного моря. В таблице 5 приведены величины площадей, занятых разными глубинами, поток солей через квадратный сантиметр данной поверхности, вертикальный градиент солености по осредненным данным и коэффициент турбулентной диффузии.

Таблица 5

Глубина в м h	Площадь горизонт. сечения моря на заданной глубине $F \text{ км}^2$	Поток соли в г через кв. см в сек. $Q_s \text{ г/см}^2 \text{ сек.}$	Градиент солености по верт. $-\frac{ds}{dz} \text{ г/см}^4$	Коэффициент турбулентной диффузии $K \text{ см}^2/\text{сек.}$
0	413 000	$47,3 \cdot 10^{-9}$	$10 \cdot 10^{-9}$	4,73
20	399 500	$48,8 \cdot 10^{-9}$	$30 \cdot 10^{-9}$	1,63
40	387 000	$50,5 \cdot 10^{-9}$	$160 \cdot 10^{-9}$	0,36
60	373 000	$52,3 \cdot 10^{-9}$	$470 \cdot 10^{-9}$	0,11
80	351 500	$55,6 \cdot 10^{-9}$	$340 \cdot 10^{-9}$	0,16
100	344 000	$56,3 \cdot 10^{-9}$	$190 \cdot 10^{-9}$	0,29
140	316 500	$60,6 \cdot 10^{-9}$	$105 \cdot 10^{-9}$	0,58
180	301 500	$62,1 \cdot 10^{-9}$	$75 \cdot 10^{-9}$	0,83
220	297 400	$61,6 \cdot 10^{-9}$	$45 \cdot 10^{-9}$	1,37
260	296 200	$60,2 \cdot 10^{-9}$	$35 \cdot 10^{-9}$	1,72
300	295 000	$59,0 \cdot 10^{-9}$	$24 \cdot 10^{-9}$	2,46
350	293 000	$57,9 \cdot 10^{-9}$	$20 \cdot 10^{-9}$	2,90
400	290 700	$56,6 \cdot 10^{-9}$	$16 \cdot 10^{-9}$	3,54
450	288 600	$58,8 \cdot 10^{-9}$	$12 \cdot 10^{-9}$	4,48
500	287 000	$52,0 \cdot 10^{-9}$	$11 \cdot 10^{-9}$	4,73
550	285 200	$50,3 \cdot 10^{-9}$	$10 \cdot 10^{-9}$	5,30
600	283 400	$48,6 \cdot 10^{-9}$	$8 \cdot 10^{-9}$	8,10
650	281 500	$46,8 \cdot 10^{-9}$	$4 \cdot 10^{-9}$	15,60
850	272 700	$40,2 \cdot 10^{-9}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$	16,06
1000	265 000	$35,0 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-9}$	29,2
1500	219 000	$27,9 \cdot 10^{-9}$	$0,7 \cdot 10^{-9}$	39,9
2000	127 000	$12,8 \cdot 10^{-9}$	$0,3 \cdot 10^{-9}$	42,7

Характер изменения коэффициента турбулентной диффузии по вертикали указывает на затухание вертикального обмена в слое резкого нарастания солености, т. е. на глубине 75 м. В природе затухание обмена в указанном слое может отклоняться от вычисленного нами коэффициента обмена в зависимости от отклонения фактического распределения солености от среднего распределения, по которому велись расчеты. Так, при возникновении циклонического кольца течений слой скачка солености при-

поднимается, а градиент солености в нем увеличивается. При антициклоническом течении, наоборот, он уменьшается и несколько заглубляется. В случае увеличения градиента солености коэффициент турбулентной диффузии будет уменьшаться и окажется меньше вычисленного нами по осредненному распределению солености, в случае уменьшения — больше.

В целях проверки достоверности порядка величин коэффициентов турбулентной диффузии, полученных нами по потоку солей, ежегодно вносимых из Средиземного моря, мы рассчитали коэффициенты турбулентной теплопроводности для верхних слоев моря по распространению температурной волны годового периода по методу Шмида (приведены средние величины, вычисленные по затуханию амплитуды и по сдвигу фазы). Как

Слой	K см ² /сек.	Слой	K см ² /сек.
0—15	4,73	10—25	2,87
10—25	2,87	10—50	1,91
25—50	2,56	10—70	1,16
50—70	0,95		

видим, коэффициенты турбулентной диффузии и турбулентной теплопроводности, вычисленные совершенно различными методами, дают величины одного порядка. Это дает основание предполагать, что коэффициенты турбулентной диффузии, вычисленные для всей толщи вод Черного моря по потоку солей, правильно отражают общую картину вертикального обмена и, следовательно, могут быть использованы для количественной характеристики послонного обмена теми или иными физико-химическими показателями. Например, можно рассчитать количество кислорода, поступающего в процессе турбулентного обмена в слои, расположенные глубже конвекционного перемешивания, или поступление сероводорода в слои, непосредственно соприкасающиеся с кислородной зоной. В таблице 6 приведены подобные расчеты по подаче кислорода и сероводорода в промежуточные слои, где все время сосуществуют эти газы, несмотря на непрерывное их расходование.

Таблица 6

Глубина в м	H ₂ S мл ² /л	O ₂ мл/л	Градиенты в мл/см ⁴		K см ² /сек.	Поток газов в мл через кв. дм. в сутки	
			$\frac{dH_2S}{dz}$	$\frac{dO_2}{dz}$		H ₂ S	O ₂
25	—	7,27	—	31·10 ⁻⁸	1,00	—	2,6784
50	—	6,58	—	14·10 ⁻⁸	0,20	—	0,2419
75	—	6,37	—	31·10 ⁻⁸	0,13	—	0,3482
100	0	4,20	8,0·10 ⁻⁹	111·10 ⁻⁸	0,28	0,0194	2,6853
150	0,088	0,87	45,0·10 ⁻⁹	31·10 ⁻⁸	0,66	0,2739	1,9677
175	0,220	0,35	68,0·10 ⁻⁹	15·10 ⁻⁸	0,90	0,5288	1,1664
200	0,420	0,09	82,0·10 ⁻⁹	7·10 ⁻⁸	1,16	0,8268	0,7016
250	0,910	0,00	98,0·10 ⁻⁹	0	1,74	1,4733	0,0
300	1,500	0,00	132,0·10 ⁻⁹	0	2,34	2,6687	0,0
400	2,78	0,00	109,0·10 ⁻⁹	0	3,58	3,3715	0,0
500	3,78	0,00	87,0·10 ⁻⁹	0	4,80	3,6081	0,0

По разности потоков кислорода и сероводорода на границах слоев вычислено суточное поступление этих газов в горизонты, расположенные ниже глубины конвекционного перемешивания, обусловленного турбулентным обменом. Данные этих вычислений приведены в таблице 7.

Таблица 7

Слой	Приход H_2S в мл за сутки		Приход O_2 в мл за сутки		Приход газов мл/сут. в слой 150—200 м	
	в слой	в 1 литр	в слой	в литр	H_2S	O_2
75—100	0,0194	0,00008	2,3371	0,00935	0,00110	0,00254
100—150	0,2545	0,00051	0,7176	0,00143		
150—175	0,2549	0,00102	0,8013	0,00321		
175—200	0,2980	0,00119	0,4648	0,00186		
200—300	1,8419	0,00184	0,7016	0,00072		
300—500	0,9394	0,00047	0	0		

Таким образом, в слой 150—200 м за счет турбулентного обмена из вышележащих горизонтов ежесуточно приходит примерно 0,00254 миллилитра кислорода на каждый литр воды и из нижележащих горизонтов — 0,00110 мл/л сероводорода. Если же согласиться с Пекташем и предположить, что кислород в указанный слой поступает в основном со средиземноморскими водами, которые растекаются в указанном слое, то каждый литр воды получал бы только 0,000137 мл/л, т. е. примерно в 20 раз меньше того, что поступает в процессе турбулентного обмена.

Новые представления о строении и гидрологическом режиме вод Черного моря были впервые выдвинуты В. А. Водяницким в работах 1941, 1948 гг. На конкретном биологическом и гидрохимическом материале он показал, что существующая в Черном море жизнь возможна только при наличии в нем глубокого вертикального перемешивания такой интенсивности, которая в состоянии обеспечить подачу необходимых питательных солей с глубин. Если бы не было такого перемешивания, то в Черном море не могла бы развиваться нормальная жизнь, которая подтверждается многими исследователями: Малятским (1940), Морозовой-Водяницкой (1948, 1950, 1954), Пипыком (1950, 1954), Кусморской (1950, 1954), а также последними многочисленными наблюдениями Севастопольской биологической станции (Кондратьева, Белогорская, Гонтарева и др.).

Факт постоянства солености поверхностного слоя, несмотря на значительное распреснение за счет речного стока и осадков (намного превышающего испарение), и ежегодного выноса солей верхнебосфорским течением указывает на наличие постоянного и довольно интенсивного вертикального обмена. Водяницкий впервые попытался дать количественную характеристику вертикального обмена вод Черного моря, используя для этой цели величину избытка материкового стока и осадков, ежегодно поступающих в поверхностные слои моря, над испарением, и сохранение относительно постоянной солености в этом слое. Для образования воды соленостью 18‰, указывает Водяницкий, необходимо, чтобы один объем пресной воды смешался с шестью объемами глубинной воды соленостью 21‰. Следовательно, если взять объем пресного избытка, в действительности поступающего в поверхностные слои Черного моря (Водяницкий при расчете брал условную цифру в 500 км³), например, 200 км³, как среднюю по данным ряда авторов, то 1200 км³ глубинной воды соленостью

21‰ в процессе обмена должно ежегодно поступать в поверхностные слои, чтобы, перемешавшись с 200 км³ пресной воды, образовать воду соленостью 18‰. В природе смешение ежегодно распресняемых, поверхностных вод не происходит непосредственно с глубинной водой. Только в результате последовательного перемешивания прилегающих друг к другу слоев глубинные воды, вернее их соли, перемещаются в поверхностные горизонты. Для большей наглядности представления об интенсивности обмена вод Черного моря, кроме коэффициентов турбулентной диффузии, нами рассчитаны объемы воды (в литрах), перемещающиеся из слоя в слой в результате обмена через поверхность в 1 кв. дц. Расчеты велись согласно известным уравнениям, характеризующим соленость воды, получившейся в результате смешения двух водяных масс. Общий вид

уравнения $\frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2} = S$, где m_1 и m_2 объемы смешиваемых вод, а S_1 и S_2

их соленость, S — соленость воды, образовавшейся в результате смешения. В наших расчетах мы исходим не из объемов смешиваемых вод, а из солей, поступающих из слоя в слой, уже полученных ранее при вычислении коэффициентов турбулентной диффузии. Зная среднюю соленость слоев, их объем, а также поток солей, входящих в данный слой и выходящий из

него, мы уравнение смешения представили в виде: $\frac{(v-x) S_1 + x S_2}{v} = \frac{v \cdot S_1 + Q_s}{v}$,

где v — объем заданного слоя, x — количество воды данного слоя, замененное в процессе обмена водой нижнего слоя, S_1 и S_2 — соленость этих слоев и Q — поток солей, поступающий в данный слой из нижележащего слоя. Таким путем было вычислено количество воды, поступающее в процессе обмена из слоя в слой за год и за сутки. Данные этих расчетов приводятся в таблице 8.

Таблица 8

Глубина в м	Колич. солей в тоннах, проходящее через поверхность слоя	Средняя соленость слоя	Разность соленостей смежных слоев	Объем слоя в км ³	Приход воды в слой в процессе обмена		Время, необходимое для однократного обмена вод слоя
					км ³ /год	км ³ /сутки	
0		18,20		8120	202433	563	14,4
20	6073	18,24	0,04	7860	151825	421	18,7
40	6073	18,44	0,20	7560	30365	84	90,0
60	6073	19,14	0,70	7320	8675	24	309,0
80	6018	19,84	0,70	7040	8597	23	306,5
100	5957	20,83	0,99	31480	6017	16	1970,0
200	5625	21,59	0,76	29624	7401	20,5	1444,0
						Итого 5162,0 дня или 11,6 лет	
200	5625	21,82	0,99	87764	3691	15,8	5562
500	4462	22,27	0,45	349110	9915	27,6	12670,0
2000	2714					Итого 18232,0 дня или 50,6 лет	

Итак, для того, чтобы глубинные воды Черного моря поднялись к поверхности, потребуются не тысячелетия, как предполагалось ранее, и даже не сотни лет, а всего 62 года, с глубины 500 м — 27 лет, с двухсотметровой глубины — 11,5 года.

ВЫВОДЫ:

1. Вычислен водообмен и обмен солями, теплом и кислородом через Босфор. В Черное море ежегодно вносится нижнебосфорским течением 174 км^3 воды соленостью 33—35‰, температурой 14,5—15,0° — летом и 12,5—13,0° — зимой, с содержанием кислорода 4,5 мл/л. Выносится верхнебосфорским течением поверхностных вод Черного моря примерно $350\text{—}360 \text{ км}^3/\text{год}$, соленостью 18,2‰, температурой 19,2° — летом и 6,5—7,0° — зимой и содержанием кислорода 5,7 мл/л.

2. Доказывается, что средиземноморская вода проникает на большие глубины Черного моря. Определяется процент примеси средиземноморских вод на разных глубинах Черного моря, последний увеличивается с глубиной.

3. По потоку солей и вертикальному градиенту солености определены коэффициенты турбулентной диффузии, являющиеся первой количественной характеристикой интенсивности перемешивания глубинных вод Черного моря. Эти величины коэффициентов того же порядка, что и коэффициенты турбулентной теплопроводности, полученные нами для верхнего слоя моря по распространению температурной волны годового периода.

4. По найденным коэффициентам обмена вычислено поступление кислорода в промежуточный слой, лежащий на глубинах 150—200 метров, а также поступление сюда сероводорода с глубин. Показано, что количество кислорода, поступающее в этот слой, в результате вертикального перемешивания (0,00254 мл/л в сутки) примерно в 20 раз больше того количества, которое могло бы быть принесено со средиземноморскими водами, если бы они поступали только в данный слой, как утверждает Пекташ (0,000137 мл/л в сутки).

5. По проценту средиземноморских вод и сульфатно-хлорной — щелочно-хлорной диаграмме рассчитано количество сульфатов, обязанное своим происхождением процессам окисления сероводорода растворенным в воде кислородом. Одновременно отмечается невозможность использования сульфатно-хлорного коэффициента в качестве показателя присутствия средиземноморских вод на данных горизонтах Черного моря.

6. Кроме коэффициентов, характеризующих вертикальный обмен вод Черного моря; вычислены объем воды, перемещающиеся из слоя в слой в процессе обмена. Показано, что для того, чтобы глубинные воды достигли поверхности моря, потребуются не тысячелетия, а всего лишь десятки лет (по нашим расчетам 62 года). Таким образом, на основании количественных показателей доказывается существование в Черном море постоянного вертикального обмена.

ЛИТЕРАТУРА

- Бруевич С. В., 1953. Химия и биологическая продуктивность Черного моря. Тр. ин-та океанологии, т. VII.
Водяницкий В. А., 1948. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря. Тр. Сев. биол. ст., т. VI.
Водяницкий В. А., 1950 (а). Черное море в свете новейших исследований Крым. от. Всесоюз. общ. по распростр. полит. и научн. знан.
Водяницкий В. А., 1958. Допустим ли сброс отходов атомных производств в Черное море? Природа, № 2.

- Данильченко П. Т. и Чигирин Н. И., 1926. К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море. Тр. особой зоологической лаборатории и Сев. биол. ст., сер. II, №№ 5—10.
- Добржанская М. А., 1930. Щелочность вод Черного моря. Известия Ак. Наук, отд. физико-математических наук, № 4.
- Книпович Н. М., 1930. Вертикальная циркуляция и распределение кислорода в морях Черном и Каспийском. Известия госуд. гидролог. ин-та, № 31.
- Лебедев В. И., 1953. По поводу водообмена Черного моря. Метеоролог. и Гидролог. № 4.
- Макаров С. О., 1885. Об обмене вод Черного и Средиземного морей.
- Скопинцев Б. А., 1953. О распределении сероводорода в Черном море. Метеоролог. и гидролог., № 7.
- Скопинцев Б. А. и Губин Ф. А., 1955. Сульфаты в воде Черного моря. Гидрохимические материалы, т. XXV.
- Скопинцев Б. А., 1956. Окислительно-восстановительный потенциал вод Черного моря. Докл. Ак. Наук СССР, т. 108, № 6.
- Шлямин В. А., 1951. Океанографическое исследование адмирала Макарова в Средиземном море. Метеоролог. и гидролог. № 2.
- Pektas H., 1956. The influence of the Mediterranean Water on the hydrography of the Black Sea. Fisheries Center Istanbul. General fisheries council for the Mediterranean. Technical Papers. 4-meeting.
- Pektas H., 1955. Karadenizde Kükürlü mürekkebatın yayılışı hakkında ilk araştırmalar. Demir, M. ve Acara, A. 1955. Balıklarımızdan Uskumrunun Göçleri ve biyolojisi üzerinde araştırmalar. Hidrobioloji mecmuasi, cilt II, sayı 4.
- Ulliott, P and Ilgazz, O. 1945. The Hydrography of the Bosphorus. Geographical Review January.
- Merz, A. 1918. Hydrographische Untersuchungen in Bosphorus and Dardanellen. Veröff. d. Inst. f. Meereskunde, N. F. A. Geogr. naturwiss.
- Report on the Danish oceanographical expeditions 1908—1910 to the Mediterranean and adjacent seas. Copenhagen, 1912, p. 94.