

Влияние поля солёности на положение верхней границы зоны сероводорода в Черном море

На основе материалов наблюдений оценивается изменчивость составляющих водного бюджета моря. Новые данные о режиме течений в Босфоре позволили уточнить среднюю величину испарения с поверхности Черного моря, которая оказалась равной $292 \text{ км}^3/\text{год}$.

С помощью математической модели исследуется влияние материкового стока и водообмена через Босфор на горизонт залегания галоклина, градиент солёности в нем и величину коэффициента вертикального обмена, от которых зависит положение верхней границы зоны сероводорода.

Описывается механизм зимних заморов при сгонной циркуляции у Южного берега Крыма.

Горизонт залегания верхней границы зоны H_2S является сложной функцией ряда физических и химических процессов. Мы ограничимся изучением основных физических причин, определяющих тенденцию многолетней изменчивости глубины залегания этой границы и ее отклонений от среднего положения.

Отличительной особенностью Черного моря является слабый вертикальный обмен между поверхностной и глубинной водными массами, разделенными галоклином. Максимальная величина градиента солёности S_z галоклина в центральной части моря наблюдается вблизи горизонта 65 м, а на периферии моря — вблизи 80 м.

Основным источником солей Черного моря является нижнебосфорское течение, а стоком — верхнебосфорское. Расход нижнего течения составляет $300 \text{ км}^3/\text{год}$ при средней солёности 35,6 ‰, а верхнего — $600 \text{ км}^3/\text{год}$ при солёности 17,8 ‰ [1]. Оба эти течения переносят около 340 т/с солей. При этом водный и солевой бюджеты моря сбалансированы. Если принять расход босфорских течений за основу и дополнить их средними величинами стока рек $338 \text{ км}^3/\text{год}$, осадков $238 \text{ км}^3/\text{год}$ и результирующего поступления вод из Азовского моря $16 \text{ км}^3/\text{год}$, то для замыкания водного баланса моря испарение должно быть равно $292 \text{ км}^3/\text{год}$ (слой в 690 мм/год), а не общепринятой величине $396 \text{ км}^3/\text{год}$ [2]. Ошибка объясняется тем, что ранее использовались заниженные величины расходов течений в Босфоре, полученные на основе единичных измерений Макарова и Мерца (нижнее течение $176 \text{ км}^3/\text{год}$, верхнее — $371 \text{ км}^3/\text{год}$), а также неточностью современной теории океанического испарения, в которой не учитывается вертикальное распределение влажности в тропосфере над водоемом. Для Аральского моря, окруженного преимущественно пустыней, эта методика дает удовлетворительные результаты. Но при расчете испарения с поверхности океанов или больших морей, окруженных горами, как Черное, получаются завышенные результаты.

Для выяснения влияния современных изменений климата с учетом воздействия антропогенных факторов на режим полей солёности и сероводорода

целесообразно рассмотреть палеогидрологию Черного моря в плейстоцене (эпоха оледенений) и голоцене, когда климат менялся в широких пределах.

На основе материалов глубоководного бурения дна Черного моря и пролива Босфор [3], сведений об уровне водоема, палеобиологических индикаторов, математического моделирования в работе [4] выполнена палеогидрологическая реконструкция Черного моря для эпохи карангатской трансгрессии (рисс – вюрмское межледниковье), новозвксинской регрессии (вюрм) и голоцена.

В ледниковые периоды уровень моря понижался на 80 — 100 м и в Босфоре оставалось лишь течение из Черного в Средиземное море. С момента вырождения нижнебосфорского течения начинался процесс распреснения моря, который длился около 10 тыс. лет. В конце этого интервала времени море превращалось в пресноводный водоем. Вертикальный обмен зимой захватывал всю толщу вод, сероводород отсутствовал, донные осадки формировались в кислородной среде.

В межледниковые периоды уровень моря восстанавливался до отметок, близких к современной, восстанавливалось нижнебосфорское течение и начиналось осолонение вод моря. В течение около 5 тыс. лет формировались поля солености и сероводорода, близкие к современным [4].

Исходя из вышеизложенного представления, целесообразно рассмотреть реально возможные изменения составляющих водного бюджета моря в XXI в. с учетом антропогенных факторов и оценить их влияние на поля солености и сероводорода. Главной положительной составляющей водного бюджета является сток рек, равный в среднем $388 \text{ км}^3/\text{год}$. За многолетний период он изменялся от 246 км^3 в 1949 г. (73% от среднего) до 492 км^3 в 1970 г. (145% от среднего). Несмотря на изъятие на хозяйственные нужды части стока и строительство водохранилищ, в многолетнем ходе суммарного стока отмечается положительный тренд. Иногда сток р. Дунай характеризуется колебаниями с периодами, кратными периодам солнечной активности 22 года и 11 лет.

В среднем на поверхность моря выпадает $238 \text{ км}^3/\text{год}$ осадков. Минимум $170 \text{ км}^3/\text{год}$ наблюдался в 1948 г. (72% от среднего), а максимум $322 \text{ км}^3/\text{год}$ — в 1981 г. (136% от среднего). В многолетнем ходе осадков отмечен положительный тренд с угловым коэффициентом $0,86 \text{ км}^3/\text{год}$.

В многолетнем ходе испарения выявлен отрицательный тренд с угловым коэффициентом, близким к коэффициенту осадков, но с обратным знаком. Изменение испарения связано с уменьшением скорости ветра.

Возрастание стока рек и осадков, а также уменьшение испарения ведут к распреснению поверхностных вод до галоклина. По данным наблюдений в многоводные периоды понижение солености прибрежных вод достигало в среднем 0,05‰, а вод центральной части моря 0,005‰. В это время ниже галоклина наблюдалось повышение солености [2]. А в галоклине возрастал градиент солености.

В конце XX в. отмечалось некоторое уменьшение толщины верхнего квазиоднородного слоя, что связано также с уменьшением средней скорости ветра и повторяемости штормов [2]. В апреле 1987 г. экспедицией МГИ на

НИС «Академик Вернадский» в центре западной части моря верхняя граница зоны H_2S была обнаружена на горизонте 67 м.

По мере приближения галоклина к поверхности моря усиливается влияние ветрового перемешивания на вертикальный профиль солёности. В период нагрева вод сезонный термоклин способствует подъёму верхней границы галоклина.

На основе вышеизложенного рассмотрим некоторые задачи влияния реально возможных изменений водного бюджета моря на поле солёности и, следовательно, на изменение границы зоны H_2S .

При этом можно ограничиться одномерной моделью, осредняя изоповерхности солёности по исследуемой акватории. Для этого случая уравнение диффузии запишем в виде

$$\frac{\partial S}{\partial t} = k_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - w \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (1)$$

где S — солёность, t — время, w — вертикальная компонента средней скорости, z — глубина.

Во многих случаях коэффициент вертикального обмена k_z определяется путем деления потока тепла или солей на соответствующий градиент. При этом учитывается и перенос, осуществляемый вертикальной компонентой скорости. Поэтому А.Г. Колесниковым было введено понятие коэффициента суммарного переноса [5] k_z^* :

$$k_z^* = k_z - w \frac{\partial S}{\partial z} / \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}.$$

Второй член правой части этой формулы имеет размерность коэффициента диффузии и учитывает перенос вертикальной компонентой скорости. Далее величину k_z^* мы будем обозначать k_z .

Для условий Черного моря зависимость k_z от градиента плотности можно записать в виде

$$k_z = \frac{k_0}{1 + \beta (\partial S / \partial z)}, \quad (2)$$

где k_0 — коэффициент суммарного переноса при адиабатическом распределении плотности, β — постоянная для данного района величина.

Для учета влияния стока рек и водообмена через Босфор на поле солёности и величину k_z рассмотрим следующие начально-краевые задачи [6]:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_0}{1 + \beta \frac{\partial S}{\partial z}} \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (3)$$

$$t = 0, \quad S(0, z) = f(z), \quad (4)$$

$$z = 0, \quad \frac{k_0}{1 + \beta(\partial S / \partial z)} \frac{\partial S}{\partial z} = \gamma(t) S(0, t), \quad (5)$$

$$z = l, \quad \frac{k_0}{1 + \beta(\partial S / \partial z)} \frac{\partial S}{\partial z} = q(t), \quad (6)$$

где $S(0, z)$ — начальное распределение солёности; $\gamma(t)$ — функция, которая характеризует временную изменчивость расхода верхнебосфорского течения; $q(t)$ — величина, определяемая расходом нижнебосфорского течения; l — средняя глубина черноморской впадины.

1. Рассмотрим случай, когда в течение 30 лет сток рек сократится на 10%. Такой процесс можно описать уравнением (3) при условиях (4), (5) и (6), где $\gamma(t)$ есть функция, которая убывает и характеризует сокращение стока, а $q(t)$ — величина постоянная. Численное решение системы (3) — (6) для этих условий даёт следующие результаты. Сокращение стока рек и соответствующее уменьшение верхнебосфорского течения обуславливает постепенное осолонение вод выше галоклина. Одновременно происходит его заглубление.

С помощью формулы (2) можно оценить изменение k_z в течение 30 исследуемых лет. Расчёты показывают, что величина k_z в галоклине увеличивается при этом от 0,3 до 0,9 см²/с при одновременном увеличении глубины минимума k_z от 70 до 250 м. В этих условиях увеличивается поток кислорода через галоклин и верхняя граница зоны H₂S соответственно заглубляется.

2. Влияние более существенного сокращения стока рек исследовалось в работах [4, 6]. Рассмотрим случай сокращения стока рек на одну треть в течение 20 лет с последующей 10-летней его стабилизацией на достигнутом минимальном уровне. Для этих условий изменение величины k_z и горизонта залегания его минимума приведено в таблице. В работах [4, 6] оценивается также влияние нижнебосфорского течения на поле солёности и величину k_z в течение длительного интервала времени.

Влияние изменения стока рек на изменение величины k_z и горизонта залегания его минимума

Изменение стока, % от современного	Начальный уровень		Конечный уровень	
	k_z , см ² /с	Глубина z , м	k_z , см ² /с	Глубина z , м
Падение на 10	0,3	70	0,9	250
Падение на 30	0,3	70	5,0	280
Рост на 10	0,3	70	0,2	60

3. Поскольку в последние 20 лет на фоне периодических изменений наблюдается систематический рост речного стока, то целесообразно воспользоваться начально-краевой задачей (3) — (6) для выяснения влияния роста материкового стока на поле солёности и величину k_z . Рассмотрим случай роста стока на 10% за 30 лет. В этом случае в краевом условии (5) величина $\gamma(t)$ должна равномерно увеличиваться за 30 лет на 10%, а величину $q(t)$ будем считать постоянной. Численное решение задачи даёт следующие результаты:

градиент солености в галоклине увеличивается; величина k_z уменьшается за 30 лет от 0,3 до 0,2 см²/с; горизонт залегания минимума k_z уменьшается от 70 до 60 м (табл.).

Дальнейший подъем квазистационарного галоклина глубоководной части моря выше горизонта 60 м ограничен ветровым перемешиванием. По этой причине положение верхней границы зоны H₂S в ближайшие десятилетия в среднем изменится мало. Но может увеличиться градиент солености в галоклине и концентрация H₂S под ним.

Отклонение галоклина от своего среднего положения, обусловленное влиянием ветра, приводит иногда к локальным заморам на шельфе вблизи материкового склона у Южного берега Крыма (ЮБК).

Летом, когда развит сезонный термоклин, при сгонных ветрах вода холодного промежуточного слоя с температурой 8 — 10 °С поднимается к поверхности. При этом поднимается и галоклин и тянет за собой сероводородную зону. Но поскольку для одновременного подъема термоклина и галоклина требуется слишком большая работа ветра, то обычно при летних сгонах на шельфе у ЮБК заморы не наблюдаются. Но в конце зимы, когда термоклин отсутствует, при западных штормовых ветрах галоклин и граница зоны H₂S поднимаются на несколько десятков метров и захватывают шельф до изобаты 50 — 60 м. При этом рыбы, которые зимуют в углублениях шельфа, отгороженных от глубоководной части моря порогами, гибнут. Такой зимний замор отмечался в феврале 1954 г. к западу от м. Кикинеиз. При этом происходила массовая гибель султанки и скорены.

В связи с отмеченной выше тенденцией медленного роста материкового стока в Черное море и увеличением градиента солености в галоклине есть основания ожидать в XXI в. увеличения повторяемости зимних заморы на шельфе у ЮБК.

В заключение отметим, что в глубоководной части Черного моря под галоклином в верхнем слое сероводородной зоны происходит частичная минерализация органического вещества. Высвобождающиеся при этом биогенные элементы частично переносятся в зону фотосинтеза и могут способствовать увеличению биологической продуктивности моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ozsoy E., Latif M.A., Tugrul S. et al. Water and nutrient fluxes through the Bosphorus, and exchanges between the Mediterranean and Black Seas // Problems of The Black Sea. — Sevastopol: MHI UAS, 1992. — P. 54 — 67.
2. Практическая экология морских регионов. Черное море /Под ред. В.П. Кеонджяна. — Киев: Наук. думка, 1990. — 250 с.
3. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения /Под ред. Ю.П. Непрочнова. — М.: Наука, 1980. — 202 с.
4. Еремеев В.Н., Богуславский С.Г., Жоров В.А. Особенности палеогеографии Черного моря в различные геологические эпохи // Морской гидрофизический журнал. — 1994. — №4. — С. 28 — 36.
5. Колесников А.Г., Иванова З.С., Богуславский С.Г. О влиянии устойчивости на вертикальный перенос в Атлантическом океане // Океанология. — 1961. — 1, вып. 4. — С. 592 — 599.

6. *Березовский А.А., Богуславский С.Г.* Математическая модель расчета и прогноза поля солености Черного моря // Асимптотическое интегрирование нелинейных дифференциальных уравнений. — Киев: Ин-т математики НАН Украины, 1992. — С. 133 – 165.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 29. 11.04

ABSTRACT Variability of the components of the seawater budget is estimated based on observations. New data on the current regime in the Bosphorus permit to specify a mean value of evaporation from the Black Sea surface – 292 km³/year.

The mathematical model provides an opportunity to study the influence of the continental run-off and the Bosphorus water exchange upon the depth of the halocline location, its salinity and the value of the vertical exchange coefficient that condition the location of the hydrogen sulfide zone upper boundary.

The mechanism of winter fish kill under the surge circulation nearby the Crimean southern coast is described.