



Для вычислений мы использовали средние значения для наших широт: $a = 0,04$; $Q_0 = 295$ кал/см² в сутки, $\beta = 30$ м⁻¹ [2; 4], так как прямые измерения не проводились.

Таким образом, с учетом объемного поглощения радиации формула для оценки вертикального коэффициента теплопроводности будет следующей:

$$K_z = \frac{\int_{z_0}^{z_h} \frac{\partial S}{\partial t} dz - \frac{1-\alpha}{c\rho} Q_0 \int_{z_0}^{z_h} \exp(-\beta z) dz}{\frac{\partial T}{\partial z}}. \quad (4)$$

46

Проведенные нами расчеты по формуле (4) показали, что учет объемного поглощения солнечной радиации уменьшает показатели вертикальной теплопроводности не более чем на 15–20 % для условий Балтийского моря.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №06-05-64138, 07-05-00850.

Список литературы

1. Добровольский А. Д., Залогин Г. С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982.
2. Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоздат, 1981.
3. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
4. Океанология. Гидрофизика океана. Т. 1 / под ред. А. С. Моница. М.: Наука, 1978.

Об авторах

В. М. Василенко — канд. физ.-мат. наук, доц., РГУ им. И. Канта, ocean@albertina.ru.

Е. А. Кожевникова — асп., РГУ им. И. Канта, catrinwhite@gmail.com.

УДК 519.87:551.468

Е. Е. Есюкова, И. П. Чубаренко

ПЕРЕНОС ПРИМЕСИ В РЕЗУЛЬТАТЕ СЕЗОННОЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ КОНВЕКЦИИ НАД ШЕЛЬФОМ (ОПЫТ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Показано, что в динамике вод, вызываемой дифференциальным выхолаживанием над верхней частью шельфа (до глубин 60 м), существенное значение имеет суточный ритм, поэтому характерный сезонный водообмен устанавливается на мелководье с запаздыванием. Установление обменных течений во всей шельфовой зоне моря в сезонном масштабе требует 4–7 недель, и его признаком является формирование линейного участка на горизонтальном профиле температуры поверхности. Время полного обновления воды в прибрежной зоне в установившемся режиме составляет около 30 дней и слабо зависит от длины склона.



The article shows that the water dynamics induced by differential cooling in upper shelf area (down to 60 m depth) is significantly influenced by day/night variations which delays an establishing of a seasonal water-exchange in shallows. Convective exchange flows within the entire shelf region in seasonal circle requires 4 – 7 weeks to reach a quasi-steady state. Formation of a linear portion on the horizontal temperature profile can be used as an indicator of the approaching of the flow to the steady state. Flushing time for the shelf zone under steady-state condition is 30 days and is only slightly influenced by the slope length.

Ключевые слова: прибрежная зона моря, суточные ритмы температуры, присклоновая конвекция, дифференциальное выхолаживание.

47

Механизмы перемешивания и транспорта в прибрежной зоне водоемов представляют интерес как с фундаментальной, так и с прикладной точки зрения. Они определяют общую структуру динамики вод — основополагающее звено во многих экологических исследованиях — от проблем нефтяных разливов и качества вод до вопросов функционирования экосистем. Прибрежная зона природных водоемов несет максимальную антропогенную нагрузку, что часто приводит к конфликтам интересов пользователей: одна и та же прибрежная акватория используется и для транспорта, и для отдыха, и как источник воды для различных нужд, и как ее сток, и т. п. С другой стороны, прибрежная зона имеет богатую флору и фауну, предоставляет самые подходящие условия для нерестилища рыб, отдыха и гнездовий птиц. Таким образом, вопросы транспорта примеси приобретают все большую значимость. В данной работе методами численного моделирования исследована структура полей температур и течений, возникающих при сезонном выхолаживании вод с поверхности. Представлены результаты распространения примеси от точечных источников в прибрежной зоне с характерными масштабами шельфа Каспийского моря, где рассматриваемый вид водообмена вносит значительный вклад в формирование термохалинной структуры всего бассейна [1, с. 50] и обеспечивает доставку кислорода в придонные слои самых глубоких впадин [2, с. 12].

Численная модель

Расчеты проводились на трехмерной негидростатической численной модели MIKE3-FlowModel (DHI Water&Environment, <http://www.dhi.dk/>), использующей систему уравнений Навье — Стокса в приближении Буссинеска с учетом влияния вращения Земли. В качестве модельного был выбран крупный бассейн, воспроизводящий масштабы и уклон дна шельфа северной части Каспийского моря: горизонтальная ширина 150 км, длина 750 км, из которых 150 км занимает склон с уклоном дна 0,002. Каспийское море выбрано в качестве бассейна-прототипа не случайно: зимняя вертикальная конвекция там достигает глубин 250–300 м [1, с. 50], что приводит к горизонтальным градиентам температур в прибрежной зоне до 2–3 °С на 100 км [2, с. 29–30] и значительному горизонтальному водообмену [3, с. 536]. Предполагается даже [2, с. 12], что этот водообмен отвечает за вентиляцию вод до максимальных глубин (1000 м). Поэтому мак-



симальная глубина модельного бассейна составляла 300 м, при этом анализ проводился как для глубоких акваторий, так и для самых мелководных, подверженных динамике прогрева/выхолаживания в суточном цикле. Расчеты проводились на прямоугольной сетке с ячейками 5 км × 5 км по горизонтали и шагом 10 м по вертикали. Начальная температура воды составляла 7°C и была одинакова для всего бассейна. Внешнее воздействие задавалось однородным по всей поверхности: температура воздуха 2 °C, условия солнечной радиации и дневной/ночной ход, соответствующие широте Каспия в декабре-январе. Влияние ветра исключалось. Условия теплообмена таковы, что в дневное время происходит прогрев верхнего слоя, но ночное выхолаживание отбирает тепла больше, что в результате приводит к медленному выстыванию бассейна в целом.

Результаты моделирования

Поле течений и температуры воды. Структура полей течений и температуры воды обусловлена совместным действием вертикальной термогравитационной конвекции из-за выхолаживания с поверхности и горизонтальной адвекции, вызванной разницей плотностей в мелкой и глубокой частях бассейна. Вертикальное перемешивание происходит значительно быстрее, чем горизонтальное, поэтому натурные наблюдения фиксируют устойчивое понижение температуры воды к берегу при вертикальной изотермии [4, с. 232]. Натурные данные [3, с. 538], лабораторные и численные [5, с. 26] эксперименты позволяют исследовать формирование холодных пограничных слоев у поверхности и у дна и сползание холодных вод вдоль шельфа (каскадинг).

Картина течений в целом нестационарна, но усредненные профили температуры воды и расхода течений, тем не менее, приобретают характерный «квазистационарный» вид: и температуры воды, и расход течений растут вниз по шельфу. Примечательным оказался тот факт, что горизонтальный профиль температуры воды в подповерхностном слое и в модели (для квазистационарного состояния), и в натурных данных имеет значительный участок с линейным трендом: линейная аппроксимация имеет достоверность 0,97 и выше. Горизонтальные профили температуры воды, снятые с карты среднемесячных температур поверхности над шельфом Северного Каспия в октябре и ноябре [2, с. 29–30] (по данным многолетнего мониторинга), наглядно подтверждают наличие устойчивого сезонного выхолаживания вод (рис. 1). Какова же динамика вод, рожденная этим выхолаживанием?

В целом в картине изменения полей течений в верхней части шельфа (до глубины 60 м) ясно прослеживается суточный ритм: фаза горизонтального переноса (i) при усилении вертикальной стратификации сменяется на фазу интенсивного вертикального перемешивания и разрушения вдольсклонового потока (ii). Максимумы этих фаз приходят на различные глубины с различной задержкой. Так, на глубине 60 м течения находятся практически в противофазе с внешней нагрузкой: фаза (i) наиболее явно выражена в вечернее время, а фаза (ii) — утром. Скорости вертикальных течений имеют порядок 1 мм/с, холодные вдольсклоновые течения — до 5 см/с, возвратное течение к берегу — до 3 см/с. В более глубоких областях суточный ритм не прослеживается, уступая место





общему сползанию холодных вод вниз по склону со скоростями порядка 5 см/с. Таким образом, верхняя часть склона (около 20 % всей его длины в данном случае) имеет специфическую, отличную от остального склона динамику вод: горизонтальная адвекция в суточном ритме прерывает работу вертикальной конвекции. В отличие от течений, суточные колебания температур при этом не проникают глубже 10 м.

Трассеры. Поскольку динамика вод определяется наложением двух различных по физическому происхождению процессов — интенсивным вертикальным перемешиванием, с одной стороны, и медленным горизонтальным переносом от/к берегу — с другой, структура течений включает в себя и вертикальные конвективные ячейки, и горизонтальные адвективные потоки. Таким образом, формируются как более или менее замкнутые циркуляционные ячейки, так и общий перенос в выделенных направлениях.

Поэтому для исследования всего спектра вариантов переноса консервативной примеси поместили в уже развитую (описанную выше) циркуляцию 10 точечных источников консервативной примеси в различных частях бассейна: в поверхностном слое, у дна, у берега (табл. 1, рис. 2). Выброс примеси шел равномерно по времени, в течение всего периода счета.

Таблица 1

Положение источников примеси над шельфом в модельном бассейне

Номер источника	Расстояние от берега, км	Расстояние от берега, м	Высота над дном, м
1	25	10	40
2	50	10	90
3	125	10	240
4	35	40	30
5	75	50	100
6	100	30	170
7	60	90	30
8	90	140	40
9	115	190	40
10	150	260	40

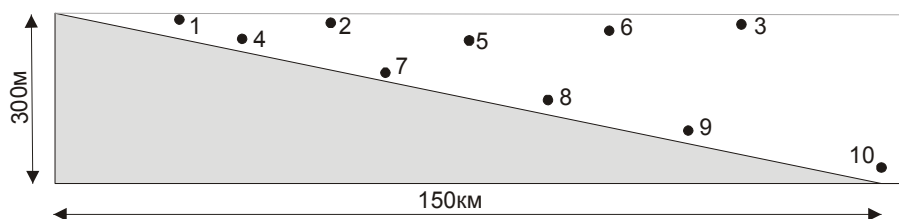


Рис. 2. Схема расположения 10 точечных источников над шельфовым склоном (максимальная глубина модельного бассейна 300 м, длина склона 150 км)

На базе численных расчетов были проанализированы основные направления переноса примеси, скорости переноса в различных направлениях и скорость убывания концентрации со временем в различных точках (рис. 3).

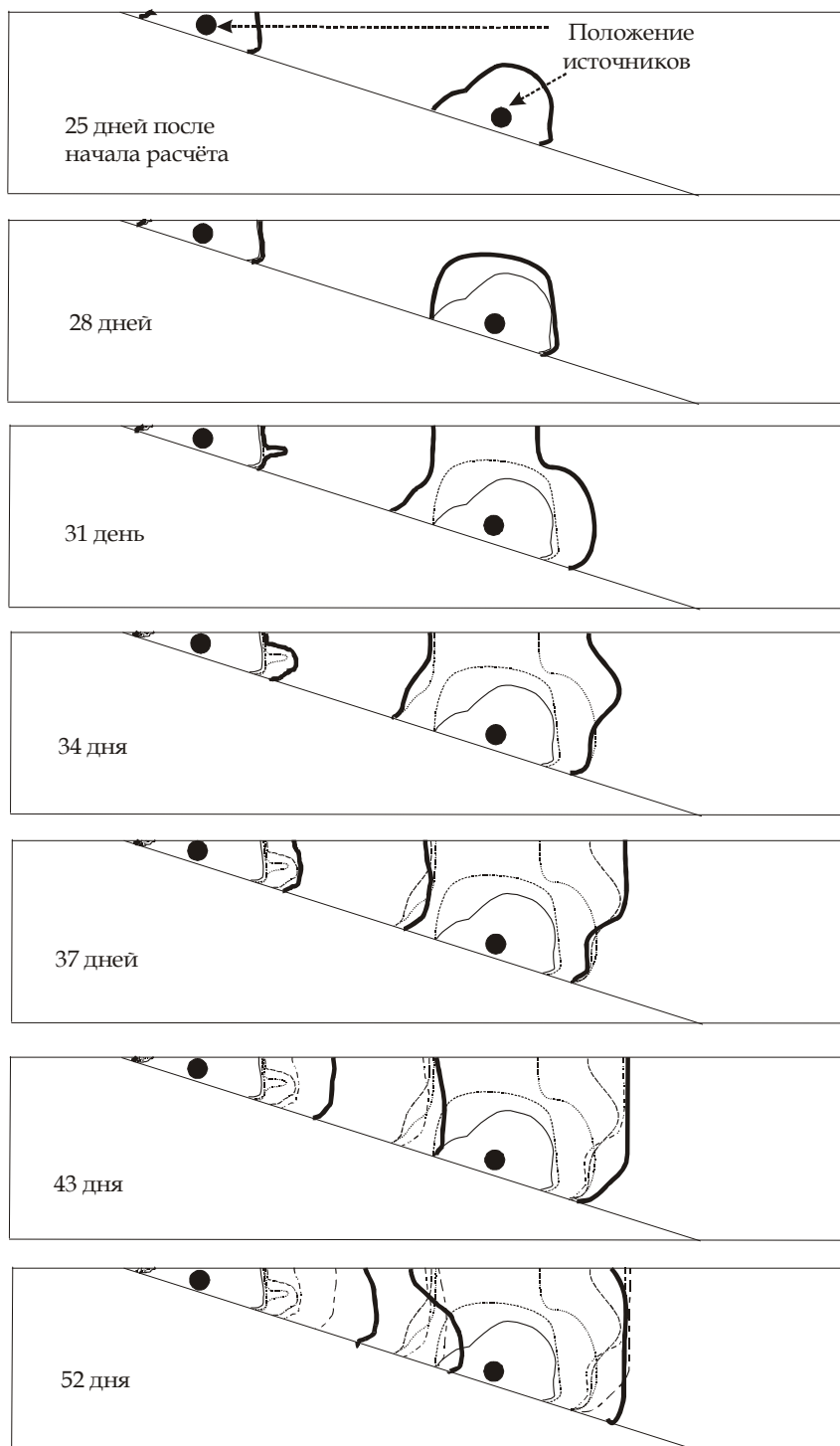


Рис. 3. Распространение примеси 1-го и 7-го источников.
Толстой линией выделена концентрация примеси
величиной 4,5% от начальной



Скорости продвижения линий равной концентрации в горизонтальном направлении на три порядка больше скоростей распространения в вертикальном направлении: от $2,58 \cdot 10^{-3}$ до $69,44 \cdot 10^{-3}$ м/с и от $5,56 \cdot 10^{-6}$ до $547,22 \cdot 10^{-6}$ м/с соответственно (табл. 2).

Таблица 2

Характеристики и численные значения величин, полученных в результате анализа развития процесса

Время активного размывания, недели	Скорость распространения в горизонтальном направлении, v_{MIN} / v_{MAX} , или v_{CP} , 10^{-3} м/с	Скорость распространения в вертикальном направлении, v_{MIN} / v_{MAX} , или v_{CP} , 10^{-6} м/с	Средняя скорость изменения концентрации $\Delta n / \Delta t$, %/ч
1-й источник			
4 – 7	5,56/4,25	5,56	0,064
2-й источник			
4 – 5	2,58/11,58	19,44/38,89	0,101
3-й источник			
3 – 4	2,78	27,78/527,78	0,432
4-й источник			
4 – 7	6,39/23,06	25,83	0,121
5-й источник			
3 – 4	11,67	61,11/347,22	0,480
6-й источник			
3 – 4	17,50	58,33/547,22	0,383
7-й источник			
3 – 7	15,56/69,44	27,78/125,00	0,512
8-й источник			
3 – 4	5,83/7,78	57,22/77,22	0,243
9-й источник			
3 – 5	3,89/23,06	66,11/391,67	0,372
10-й источник			
3 – 4	33,33/46,39	28,89/260,56	0,502

Время обновления воды в прибрежной зоне. Экологически важной характеристикой циркуляции вод в прибрежной зоне является время их полного обновления. Время обновления τ рассчитывается по формуле:

$$\tau = \frac{V}{Q} = \frac{L \cdot D}{2 \cdot Q}, \text{ где } V \text{ (м}^3\text{)} - \text{объем воды (на один погонный метр берега)}$$

от берега до некоторого сечения (точки) с координатой L (м); D (м) – глубина в точке с координатой L (м); Q (м³/с м) – расход воды с одного погонного метра берега (в зависимости от времени) через это сечение.

От берега до середины шельфа величина τ быстро устанавливается и мало изменяется со временем. В нижней части шельфа ситуация другая: увеличивается и само τ , и диапазон его изменений – так, что над концом шельфа τ уже не выходит на установление (табл. 3).

В модели без учета влияния вращения Земли (N) на протяжении всего шельфа и в течение всего исследуемого интервала времени вели-



чина τ практически неизменна: ~ 40 дней. Значение градиента времени обновления $\frac{\partial \tau}{\partial L} = 4,18 \cdot 10^{-4}$ с/м, значение скорости уменьшения времени обновления $\frac{\partial \tau}{\partial t} = (0,93-8,64)$ с/сут $= (1,1-10,0) \cdot 10^{-6}$.

Таблица 3

Результаты анализа времени обновления вод τ , полученные в полной постановке (С) и без учёта влияния вращения Земли (N)

Сечение с координатой L, км	Модель N		Модель С	
	Время установления τ , недель	Диапазон τ , дней	Время установления τ , недель	Диапазон τ , дней
25	5	35-45	4	25-40
50	7	32-45	6	22-35
75	7	32-45	6	22-35
100	7	67-40	6	45-25
125	11	75-40	7	50-30
150	17	48-50	11	33-35

При учете влияния вращения Земли (С) время установления величины τ меньше (на 1 неделю и более), при этом оно сначала уменьшается (выходит на уровень ~ 30 дней), а затем начинает расти (35–50 дней). Разбив рассматриваемый промежуток времени на два интервала (с 4-й по 11-ю неделю и с 11-й по 17-ю неделю), мы определили скорость уменьшения величины τ на первом интервале: $\frac{\partial \tau}{\partial t} = (1,9-11,3)$ с/сут $= (2,2-13,1) \cdot 10^{-6}$; и скорость увеличения на втором интервале: $\frac{\partial \tau}{\partial t} = (1,9-4,2)$ с/сут $= (2,2-4,9) \cdot 10^{-6}$. В этом заключается главное отличие в поведении величины τ в разных моделях. Физически это говорит о том, что вращение Земли несколько стабилизирует процесс водообмена (установление происходит быстрее), а затем его ограничивает (время обновления становится больше). В целом установление процесса водообмена над всем шельфом длиной 150 км длится не менее 4–7 недель.

Анализ поведения трассеров и времени обновления вод над шельфом

Итак, отмечена следующая тенденция распространения примеси от точечных источников. Если источник помещен в подповерхностном слое над глубокой водой, над изломом, над серединой шельфа, то со временем наблюдается преимущественный вертикальный перенос концентрации (вплоть до самого дна), причем наибольшая скорость «спуска» — над изломом, где идут самые активные конвективные процессы. Примесь сначала диффундирует во всех направлениях с малыми скоростями, а потом наблюдается резкий «сброс» до самого дна. Так же идет распространение примеси по горизонтали (на десятки километров по направлению к берегу и вниз вдоль шельфа). С течением времени след «сброса» размывается. Активные вертикальные процессы наблюдаются и в районе над серединой шельфа.



Если источник помещен в толще воды над шельфом, то опять можно отметить преимущественный вертикальный перенос концентрации как вверх, так и вниз. Чем ближе источник к берегу, тем быстрее начинается движение по шельфу при достижении дна (с большим размывом по пути). Но также можно отметить активное горизонтальное движение к берегу при подъеме примеси до поверхности, т.е. отмечается направление движения против часовой стрелки.

Если источник помещен в верхней части шельфа, по процессы диффузии замедляются, концентрация со временем меняется незначительно: по сравнению с другими источниками размывание идет очень и очень медленно и как бы сразу во всех направлениях (как бы пульсирует).

И, наконец, случай размещения источника у самой поверхности шельфа. Быстрее всего размывается источник у конца шельфа. Примесь от источника в первой трети и в середине шельфа переносится по горизонтали с плавным перемещением вверх. Достигая поверхности, концентрация уменьшается и сносится по направлению к берегу.

В целом рассматриваемый механизм направленно несет примесь на десятки километров по горизонтали, а по вертикали перемешивание практически ограничено только дном. Важно, что самые прибрежные области промываются меньше остальных и концентрации примеси там заметно выше. Таким образом, верхняя часть шельфа, по-видимому, имеет специфическую, отличную от остальной части шельфа динамику: основной составляющей движения воды являются колебания в суточном цикле.

В негидростатической модели, без учета влияния вращения Земли (N), по мере развития процесса (увеличения расхода течений) τ за три месяца падает от значений порядка 160 дней до 40 дней (с диапазоном от 32 до 45 дней). Причем эта величина практически одинакова для всех сечений вдоль шельфа, т.е. является характеристикой самого шельфа и интенсивности процесса. Модель С (с учетом влияния силы Кориолиса) дает меньший период обновления — порядка 30 дней, но он имеет тенденцию роста со временем (поскольку расход течений в этой модели после установления падает).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №07-05-00850.

Список литературы

1. Косарев А. Н. Многолетняя изменчивость гидрологических характеристик в глубинных слоях Каспийского моря // *Океанология*. 1963. Т. 3, вып. 1. С. 49–59.
2. Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря / ГОИН, МГУ. М., 1995.
3. Fer I., Lemmin U., Thorpe S. A. Observations of mixing near the sides of a deep lake in winter // *Limnol. Oceanogr.* 2002, 47(2). P. 535–544.
4. Тихомиров А. И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982.
5. Chubarenko I., Esiukova E., Koutitonsky V. Simulation of horizontal convection induced by surface cooling over sea slope // *Volume of abstracts of Baltic Sea Science Congress, March 19–22, 2007. Rostock, Germany. Rostock, 2007. P. 2. P. 26.*

Об авторах

Е. Е. Есюкова — доц., КГТУ, elena_esiukova@mail.ru

И. П. Чубаренко — канд. техн. наук., ведущ. науч. сотр., АОИО РАН, Irina_chubarenko@mail.ru