

Математическое моделирование морских систем

УДК 551.465

Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро

Моделирование особенностей субмаринной разгрузки пресных вод в районе м. Айя в период нагона

По результатам экспедиции выявлено, что особенностью субмаринной разгрузки в сентябре 2011 г. было существование четко выраженного промежуточного слоя пониженной солености около слоя резкого скачка температуры, которые наблюдались в открытой части моря вблизи и на удалении (до 60 м) от берега, причем на достаточно большом протяжении (несколько сотен метров) параллельно береговой линии.

На основании проведенных численных экспериментов установлено, что главным фактором, влияющим на формирование такой структуры полей температуры и солености, является наличие источников пресной воды, расположенных глубже слоя скачка температуры в рассматриваемый период времени. Показано, что сравнительно тонкий слой пониженной солености и резкий термоклин могут быть обусловлены одновременным действием субмаринной разгрузки и нагонного ветра.

Ключевые слова: субмаринная разгрузка, негидростатическая двумерная модель, численный эксперимент.

Введение. Настоящая статья является логическим продолжением работ [1 – 6] по моделированию субмаринной разгрузки пресных вод в районе м. Айя на Южном берегу Крыма. Предыдущие работы были посвящены воспроизведению особенностей термохалинной структуры вод в самой большой карстовой полости во время гидрологических съемок в экспедициях в сентябре 2007 и 2008 гг. Эти съемки проводились в различных синоптических ситуациях, которые приводили к различной стратификации в открытой части моря (фоновой стратификации). Так, в 2007 г. имел место сгон, и температура воды в верхнем слое моря была достаточно низкой (около 14°C). В 2008 г. температура воды в море была сравнительно высокой (около 24°C) и близкой к типичной температуре для этого времени года. При этом температура втекающей через границы карстовой полости пресной воды по косвенным признакам (по температуре поверхности моря в полости) была выше фоновой температуры воды в море во время первой экспедиции и ниже фоновой температуры воды в море во время второй экспедиции. В расчетах температура втекающей пресной воды принималась равной 15°C. Соленость втекающей воды принималась равной 0‰. Соленость в открытом море (фоновая соленость) во время проведения этих экспедиций увеличивалась с глубиной примерно с 17,8 до 18,2‰.

Во время экспедиции в сентябре 2011 г. была другая синоптическая ситуация, по-видимому, имел место нагон, и фоновая стратификация имела со-

© Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро, 2013

вершено другой вид. А именно в поле температуры наблюдался резкий слой скачка: в верхнем 8-метровом слое температура практически не менялась с глубиной и равнялась 22°C, а ниже резко уменьшалась до 9°C и не менялась с глубиной до дна. Фоновая соленость при этом не менялась по глубине и составляла 17,8‰. Заметим, что экспедиция проходила примерно в течение одних суток, поэтому трудно судить о продолжительности такой ситуации.

Наблюдения во время этой экспедиции, как и во время двух предыдущих, проводились не только в пределах наибольшей карстовой полости (грот № 1 по терминологии работ [1, 4]), но и в открытой части моря, прилегающей к системе гротов (карстовых полостей) на побережье м. Айя [7]. Эти наблюдения показали, что субмаринная разгрузка проявляется не только в наличии приповерхностного распресненного слоя в гроте № 1 и его ближайшей окрестности, как было раньше, но и в появлении вне грота промежуточного слоя пониженной солености около слоя скачка температуры. Интересно, что этот подповерхностный слой наблюдался вблизи и вдали от берега (до 60 м), причем на достаточно большом протяжении (несколько сотен метров) параллельно береговой линии.

Представляется, что, помимо источников пресной воды, действующих непосредственно в гроте № 1 и расположенных на сравнительно небольших глубинах (глубина карстовой полости не превышает 8 м), имеются источники пресной воды, расположенные вне гротов на большей глубине, по крайней мере глубже 9 м – глубины слоя скачка температуры. И именно поступающая из них пресная вода, перемешиваясь с морской водой, распространяется вблизи термоклина. Эта идея была в частном порядке высказана руководителем экспедиции А.И. Чепыженко.

Данная работа как раз и посвящена моделированию субмаринной разгрузки в случае, когда существует четко выраженный термоклин, а источник пресной воды находится на достаточно большой глубине ниже слоя скачка плотности. Следуя работе [5], моделирование будем проводить в рамках двумерной негидростатической модели с использованием приближения «твердой крышки».

Выполнен цикл численных экспериментов для исследования механизмов формирования и эволюции особенностей стратификации в прибрежной зоне в районах, где существуют достаточно интенсивные глубоководные источники субмаринной разгрузки. Исследование носит качественный характер, поскольку нет достоверных данных о реальных параметрах расходов и глубинах залегания источников подземных вод.

Постановка задачи. Будем рассматривать движение в области $0 \leq y \leq B$, $0 \leq z \leq H$, предполагая, что все функции не зависят от координаты x . Здесь ось X направлена вдоль прямолинейного берега, ось Y – по нормали к берегу, ось Z – вертикально вниз, система координат – левая. При этом $y = 0$ – это берег, $y = B$ – это открытая граница, $z = 0$ – это невозмущенная поверхность моря, $z = H = \text{const}$ – это горизонтальное, для простоты, дно.

Исходные уравнения запишем в приближении Буссинеска и в традиционном приближении для силы Кориолиса, причем в дивергентном виде:

$$u_t + (vu)_y + (wu)_z - fv = Au_{zz} + A_L u_{yy}, \quad (1)$$

$$v_t + (vv)_y + (wv)_z + fu = -p_y + Av_{zz} + A_L v_{yy}, \quad (2)$$

$$w_t + (vw)_y + (ww)_z = -p_z + R + Aw_{zz} + A_L w_{yy}, \quad (3)$$

$$v_y + w_z = 0, \quad (4)$$

$$T_t + (vT)_y + (wT)_z = \mu T_{zz} + \mu_L T_{yy}, \quad (5)$$

$$S_t + (vS)_y + (wS)_z = \mu S_{zz} + \mu_L S_{yy}, \quad (6)$$

$$R = R(T, S). \quad (7)$$

Здесь u, v, w – компоненты скорости течения вдоль осей x, y, z соответственно; T – температура; S – соленость; $R = g \rho / \rho_0$, где g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность, $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$; p – деленное на ρ_0 давление; f – параметр Кориолиса; (A, A_L) и (μ, μ_L) – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии соответственно. Параметр Кориолиса из-за малости масштабов считаем постоянным. Соотношение (7) – уравнение состояния для морской воды, плотность рассчитывается по формуле Мамаева

$$\rho = 1,028154 - [(0,0735 + 0,00469 T) + (0,002 T - 0,802) (S - 35)]. \quad (8)$$

Рассмотрим постановку граничных и начальных условий. Поскольку наблюдаемая фоновая структура вод является нетипичной и, по-видимому, кратковременной, то представляется разумным рассмотреть начальную стадию процесса перестройки термохалинной структуры вод под действием субмаринной разгрузки, не пытаясь получить стационарное решение.

На поверхности моря, не учитывая потоки массы, тепла и соли и используя приближение «твердой крышки», получим

$$\text{при } z = 0 \quad Au_z = -\tau^x, \quad Av_z = -\tau^y, \quad w = 0, \quad T_z = S_z = 0, \quad (9)$$

где τ^x, τ^y – составляющие касательного напряжения трения ветра.

На дне принимаем условия прилипания и отсутствия потоков тепла и соли:

$$\text{при } z = H \quad u = v = w = 0, \quad T_z = S_z = 0. \quad (10)$$

На берегу задается втекание воды в слое $Z_1 \leq z \leq Z_2$ со скоростью v_0 (с априори заданным полным потоком Q_0), температурой T_0 и соленостью S_0 . Таким образом, имеем

$$\text{при } y = 0 \text{ и } z \notin [Z_1, Z_2] \quad u = v = w = 0, \quad T_y = S_y = 0, \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \text{при } y = 0 \text{ и } z \in [Z_1, Z_2] \quad u = w = 0, \quad v = v_0, \\ (vT - \mu_L T_y) = v_0 T_0, \quad (vS - \mu_L S_y) = v_0 S_0. \end{aligned} \quad (12)$$

На открытой границе ставятся условия свободного протекания для скорости течения и так называемые условия транспортности для потоков тепла и соли:

$$\begin{aligned} \text{при } y = B \quad u_y = v_y = 0, \quad w = 0, \\ (vT - \mu_L T_y) = v^+ T + v^- T_{\text{fon}}, \quad (vS - \mu_L S_y) = v^+ S + v^- S_{\text{fon}}, \end{aligned} \quad (13)$$

где $v = v^+ + v^-$; $v^+ = (v + |v|)/2 \geq 0$ – скорость вытекающего, $v^- = (v - |v|)/2 \leq 0$ – скорость втекающего в область течения.

Условия транспортности отражают тот факт, что в рассматриваемую область вода втекает с фоновыми температурой и соленостью, а вытекает со своей температурой и своей соленостью. Отметим, что условия для температуры и солености на берегу (12) представляют собой частный случай условий (13). Условия свободного протекания для скорости позволяют рассчитать на открытой границе компоненты скорости течения на отдельных горизонтах. Эти условия представляются естественными с физической точки зрения, однако с математической точки зрения, как показывает опыт расчетов, они являются проблематичными, так как способствуют неустойчивости численной схемы.

В начальный момент времени задаются поля температуры и солености, а именно фоновые поля, и предполагается отсутствие движения, т. е.

$$\text{при } t = 0 \quad u = v = w = 0, \quad T = T_{\text{fon}}, \quad S = S_{\text{fon}}. \quad (14)$$

Подчеркнем, что на открытой границе также задаются фоновые распределения температуры и солености, которые не меняются по времени.

Использование приближения «твердой крышки» обусловлено, в первую очередь, тем, что оно обеспечивает сохранение количества воды в области. В этом случае не происходит накопления воды – сколько воды втекает из источника, столько вытекает через открытую границу. Это следует из уравнения неразрывности. Интегрируя уравнение (4) по вертикали и учитывая равенство нулю вертикальной скорости на поверхности и дне моря, получим

$$V_y = 0, \text{ где } V = \int_0^H v dz \text{ – полный поток, причем } V = \text{const} = Q_0.$$

Разумеется, уровень моря ζ не равен тождественно нулю и может быть вычислен апостериори из условия

$$p_{z=0} = p_a - g\rho_{z=0}\zeta, \quad (15)$$

следующего из гидростатического соотношения, справедливого для тонкого верхнего слоя $(0, \zeta)$, и граничного условия $p_{z=\zeta} = p_a$, где p_a – атмосферное давление. При этом нужно помнить, что уровень рассчитывается с точностью до константы, которая определяется, например, из условия сохранения объема

$$\text{ма воды – равенства нулю среднего по площади уровня: } \int_0^B \zeta dy = 0.$$

Для решения поставленной задачи используется уравнение вихря $\omega = w_y - v_z$, которое получается исключением давления с помощью перекрестного дифференцирования уравнений движения (2), (3) и с учетом уравнения неразрывности (4) и имеет вид

$$\omega_t + v\omega_y + w\omega_z - fu_z = R_y + A\omega_{zz} + A_L\omega_{yy}. \quad (16)$$

Уравнение (4), в свою очередь, позволяет ввести функцию тока ψ , так что

$$v = -\psi_z \quad w = \psi_y, \quad (17)$$

$$\omega = \Delta \psi = \psi_{yy} + \psi_{zz}. \quad (18)$$

Алгоритм решения задачи состоит в следующем. Сначала, зная распределения всех полей в момент времени $t = n \Delta t$, из уравнений (5), (6) рассчитываются температура и соленость в следующий момент времени $t = (n+1) \Delta t$. Затем с помощью уравнения состояния (7) вычисляется плотность R . Используя рассчитанные поля T , S , R , далее с помощью уравнения (16) рассчитывается вихрь ω . После этого решается уравнение Пуассона (18), определяется функция тока ψ и находятся компоненты скорости течения v , w . Наконец, из уравнения (1) вычисляется компонента скорости u и т. д. В принципе в каждый момент времени из уравнения (2) могут быть найдены давление p при $z = 0$ и уровень моря ζ .

Граничные условия для вихря ω и функции тока ψ следуют из условий (9) – (13). Так, условия для вихря имеют вид:

$$\text{при } z = 0 \quad \omega = \tau^y/A, \quad (19)$$

$$\text{при } z = H \quad \omega = -v_z, \quad (20)$$

где при конечно-разностной аппроксимации производной v_z предполагается линейная интерполяция условия $v = 0$ при $z = H$, причем v берется за n -й момент времени.

Аналогично используется конечно-разностная аппроксимация производных, взятых за n -й момент времени, при задании вихря на берегу:

$$\text{при } y = 0 \quad \omega = w_y - v_z. \quad (21)$$

На открытой границе ставится условие

$$\text{при } y = B \quad \omega_y = 0, \quad (22)$$

следующее из линейной аппроксимации условия $w = 0$, когда на границе и $w_{yy} = 0$.

Функция тока ψ на поверхности моря и на дне не меняется по y , поскольку там равна нулю вертикальная скорость и имеет место равенство $\psi_y = w$. Учитывая, что функция тока определяется с точностью до константы, и задавая ее для определенности равной нулю на дне, условия для функции тока примут вид:

$$\text{при } z = H \quad \psi = 0, \quad (23)$$

$$\text{при } z = 0 \quad \psi = Q_0, \quad (24)$$

$$\text{при } y = 0 \quad \psi = - \int_0^z v dz, \quad (25)$$

$$\text{при } y = B \quad \psi_y = 0. \quad (26)$$

Уравнения (5), (6), (16) и (1) решаются методом переменных направлений (продольно-поперечной прогонки). При этом используется двухслойная схема по времени с неявной аппроксимацией адвективных и диффузионных членов. Пространственная аппроксимация проводится с использованием бокс-метода на прямоугольной сетке типа C по терминологии Аракавы. Адвективные члены аппроксимируются схемой первого порядка точности, а именно направленными разностями. Полученные уравнения решаются методом немонойтонной прогонки. Уравнение Пуассона (18) аппроксимируется на 5-точечном шаблоне и решается методом верхней релаксации.

Компоненты скорости u , v определяются в серединах граней бокса, параллельных оси z ; компонента скорости w – в серединах граней, параллельных оси y ; вихрь ω и функция тока ψ – в узлах бокса; температура T и соленость S – в центре бокса. Твердые границы области проходят через грани боксов, а именно: границы $y = \text{const}$ – через грани, где рассчитываются компоненты скорости u , v , а границы $z = \text{const}$ – через грани, где определяется компонента w ; открытая граница $y = B$ проходит через центры боксов.

Как указывалось выше, в сентябре 2011 г. в фоновой стратификации вдали от берега наблюдалась довольно редкая ситуация, когда существовал очень резкий слой скачка температуры, а соленость при этом практически не менялась с глубиной. Представляется, что формирование такой стратификации связано с нагоном вод, обусловленным действием ветров восточных румбов, имевших место как во время экспедиции, так, по-видимому, и перед экспедицией. Заметим, что береговая линия в рассматриваемом районе, где находятся все 8 гротов (карстовых полостей), направлена в целом с юго-востока на северо-запад (море – слева, берег – справа). Поэтому юго-восточный ветер, т. е. вдольбереговой ветер, дующий с юго-востока на северо-запад, будет, в соответствии с теорией Экмана, приводить к нагону в поверхностном слое теплых вод открытого моря к берегу.

Для исследования особенностей субмаринной разгрузки в данной синоптической ситуации фоновую стратификацию, в соответствии с данными наблюдений, зададим в следующем виде:

$$T_{\text{фон}} = \{22^\circ\text{C при } 0 \leq z \leq 8 \text{ м; } 9^\circ\text{C при } 8 \text{ м} < z \leq H\}, S_{\text{фон}} = 17,8\text{‰}. \quad (27)$$

Расчеты проводились для области с горизонтальным, для простоты, дном ($H = 20$ м, $B = 200$ м) на равномерной сетке с шагами $\Delta y = 1$ м, $\Delta z = 10$ см, шаг по времени $\Delta t = 0,72$ с. Коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии принимались следующими: $A = 10$ см²/с, $A_L = 1000$ см²/с, $\mu = 0,1$ см²/с, $\mu_L = 100$ см²/с. Температура втекающей воды $T_0 = 15^\circ\text{C}$, соленость $S_0 = 0\text{‰}$. Скорость втекания воды из источника, залегающего в метровом слое ($Z_1 = 10$ м, $Z_2 = 11$ м), равна $v_0 = 0,5$ см/с.

К сожалению, нет достоверных данных о реальных значениях расходов и глубин залегания источников подземных вод, вследствие чего выбор указанных выше параметров не является однозначным и моделирование носит качественный характер. Далее в работе обсуждаются возможные механизмы и моделируются сценарии развития ситуаций при разных соотношениях внешних воздействий. Результаты численных экспериментов, если говорить о ко-

личественном характере, оказались чувствительными к значениям переменных, таких как скорость истечения источника, напряжение ветра, коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии. Выбор коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии связан также с возможностями используемого метода переменных направлений. Так, для выбранного пространственного разрешения используемый метод оказывается неустойчивым при увеличении коэффициентов горизонтальной диффузии, и это несмотря на применение схем первого порядка точности при аппроксимации уравнений для температуры и солёности. Возможно, что на неустойчивость численной схемы влияет и принятое условие свободного протекания на открытой границе.

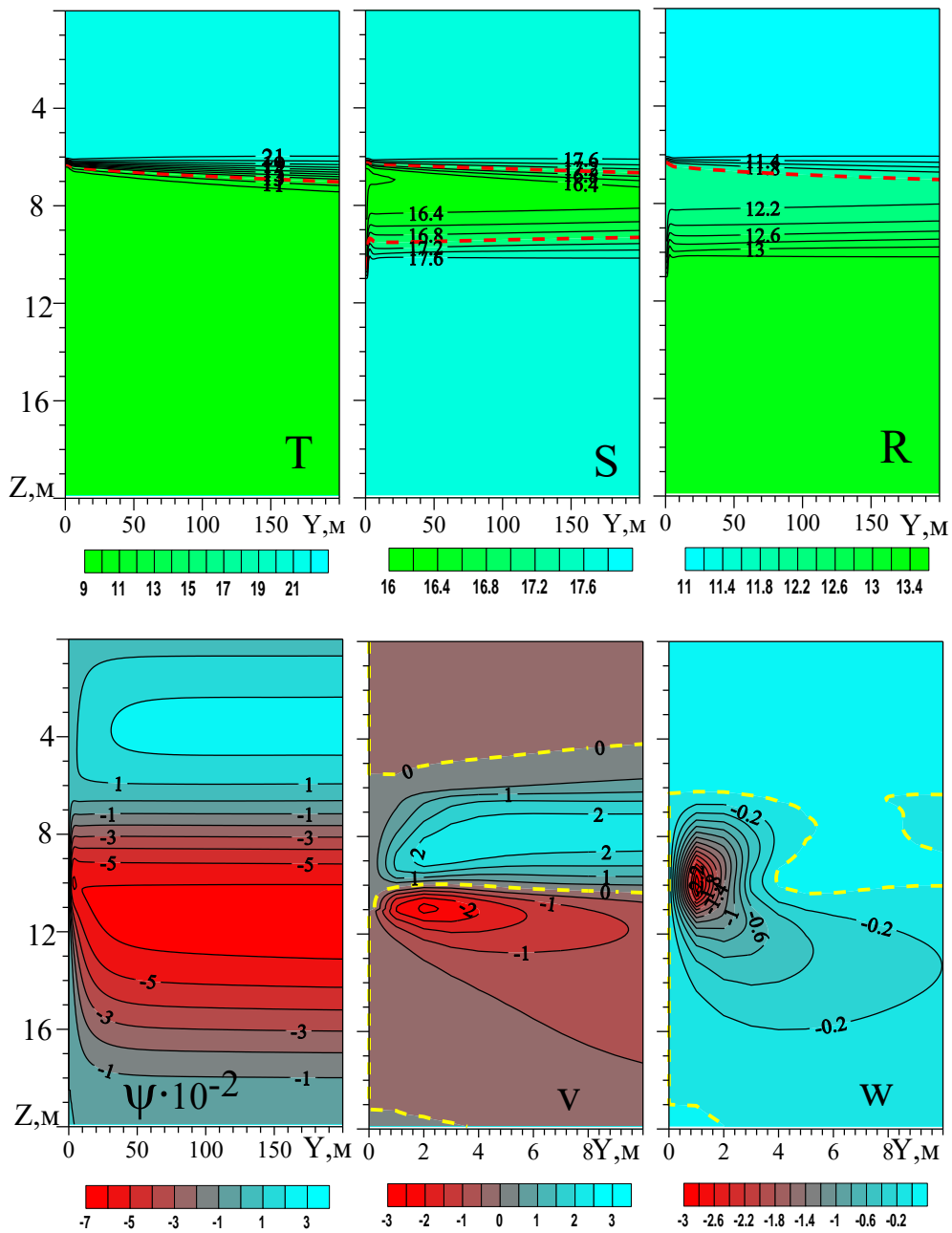
Подчеркнем, что в двумерной модели, в отличие от трехмерной, понятие о расходе источника – относительно условное, поскольку в этой модели источник представляет собой бесконечную щель. Поэтому задание скорости истечения v_0 в двумерной модели не вполне адекватно ее заданию в трехмерной модели.

Также отметим, что в описываемых ниже численных экспериментах роль процедуры «конвективного приспособления», как выявилось в расчетах, оказалась несущественной. Как и ранее при исследовании субмаринной разгрузки в карстовой полости, когда пресные воды поднимались к поверхности моря [5], главным фактором, влияющим на формирование наблюдавшейся трехмерной структуры полей температуры и солёности, является образование вертикальной ячейки циркуляции. Эта ячейка циркуляции обусловлена завихренностью поля скорости, возникающей при втекании пресной воды в солёную воду ($\omega_t \sim R_y$) – так называемый бароклинный эффект [8].

Прежде чем переходить к описанию численных экспериментов, отметим, что имеет место полная аналогия субмаринной разгрузки с выпуском и распространением в море сточных, фактически пресных, вод. Исследованию трансформации сточных вод у Южного берега Крыма посвящен цикл работ, выполненных в ИнБЮМе НАН Украины под руководством В.И. Заца [9, 10]. Было установлено, что для того чтобы сточные воды не выходили на поверхность моря в его прибрежной зоне, их надо выпускать на достаточно большом удалении от берега и на достаточно большой глубине, по крайней мере глубже пикноклина. Пикноклин при этом является препятствием для подъема сточных вод в поверхностный слой моря. Кстати, эти рекомендации были учтены при создании глубоководных выпусков сточных вод в Ялте.

Обсуждение результатов. Остановимся теперь на описании результатов нескольких численных экспериментов. Будем считать, что ось X направлена вдоль берега с юго-востока на северо-запад, ось Y – в открытое море, ось Z – вертикально вниз; начало координат находится на поверхности моря в точке пересечения с берегом, т. е. имеем левую систему координат.

Поскольку, как уже говорилось, эксперименты носят качественный характер и имеют цель выявить роль различных факторов в механизме формирования промежуточного слоя пониженной солёности, естественно было начать с простейшего случая. А именно с экспериментов, в которых не учитываются действие ветра ($\tau^x = \tau^y = 0$) и вращение Земли ($f = 0$), а гидрологическая структура вод формируется только за счет втекания пресных вод из глубоководных подземных источников – основополагающего фактора в данном явлении.



Р и с. 1. Распределения температуры T ($^{\circ}\text{C}$), солёности S (‰) и плотности R (у. е.) –верху, функции тока ψ ($\text{м}^2/\text{с}$) и компонент скорости течения v , w ($\text{см}/\text{с}$) вблизи источника пресной воды –внизу (результаты расчета приведены на момент времени $t = 4$ ч; ветер и вращение Земли не учитываются; штриховыми кривыми указаны изолинии $T = 12^{\circ}\text{C}$, $S = 17\text{‰}$, $R = 12$ у. е., $v = 0$, $w = 0$)

На рис. 1 показаны распределения полей температуры T , солёности S , плотности R , функции тока ψ и горизонтальной v и вертикальной w компо-

нент скорости течения, которые сформировались через 4 ч действия источника. В поле температуры хорошо виден термоклин, температура в котором резко меняется в слое от 6 до 7 м. В поле солёности отмечается подповерхностный слой пониженной солёности, который располагается около термоклина в слое (6 – 10 м), причем минимум солёности, равный 16,2‰, достигается вблизи источника пресной воды на глубине примерно 7 м. В поле плотности наблюдается устойчиво стратифицированный по вертикали пикноклин, толщина которого близка к толщине слоя пониженной солёности. В функции тока четко видны две ячейки вертикальной циркуляции, причем в верхнем слое моря происходит вращение против часовой стрелки, а в глубинном слое – по часовой стрелке. В результате в промежуточном слое 6 – 10 м малосоленая вода вытекает в открытое море, а из открытого моря в поверхностном и глубинном слоях более солёная вода, наоборот, подтекает к источнику. На рисунке также показаны детализированные распределения компонент скорости течения v , w в 10-метровой окрестности от источника. Четко видны зоны интенсивного подъема вод (до -3 см/с), а также их оттока (до 2,4 см/с) и подтока (до $-2,6$ см/с).

На рис. 2 приведены распределения тех же полей, но сформировавшихся через 24 ч действия источника. Наблюдаются практически те же особенности, только теперь термоклин, а также верхняя граница слоя пониженной солёности и пикноклина поднялись ближе к поверхности моря. Теперь термоклин находится на глубине примерно 4 м. Заметим, что нижние границы слоя пониженной солёности и пикноклина остались практически на той же глубине, что и раньше, а именно на глубине залегания источника пресной воды. Понижилась при этом также солёность, ее минимальная величина уменьшилась до 16‰. Таким образом, со временем промежуточный слой пониженной солёности расширяется, распространяясь к поверхности, но не выходя за рассматриваемое время непосредственно к поверхности моря, и при этом все больше распресняется.

Следующие численные эксперименты проводились с учетом вращения Земли, причем параметр Кориолиса принимался постоянным $f = 10^{-4}$ с $^{-1}$. Естественно, что из-за малости масштабов влияние силы Кориолиса оказалось не очень существенным, разумеется, при выбранных значениях определяющих параметров. На рис. 3 показаны распределения полей температуры T , солёности S , плотности R и компонент скорости течения u , v и w , которые сформировались через 36 ч действия источника при учете силы Кориолиса. При сопоставлении с рис. 1 и 2 видно, что по сравнению с расчетом на 24 ч и при $f = 0$ мало что изменилось. Разумеется, теперь появилось «поперечное» течение ($u \neq 0$), скорость которого не превышает скорости «продольного» течения.

Все дальнейшие расчеты проводились в приближении вращающейся плоскости. На следующем этапе была проанализирована эволюция со временем формирующейся термохалинной структуры вод. На рис. 4, а приведены вертикальные профили температуры T , солёности S и плотности R на расстоянии 27 м от берега. Они показаны для различных моментов времени через

каждые 12 ч, начиная с 12 и до 72 ч. Видно, что слой пониженной солености постепенно расширяется, но так и не выходит на поверхность моря, причем мало изменяется после 36 ч. Также мало меняются после 36 ч профили температуры и плотности.

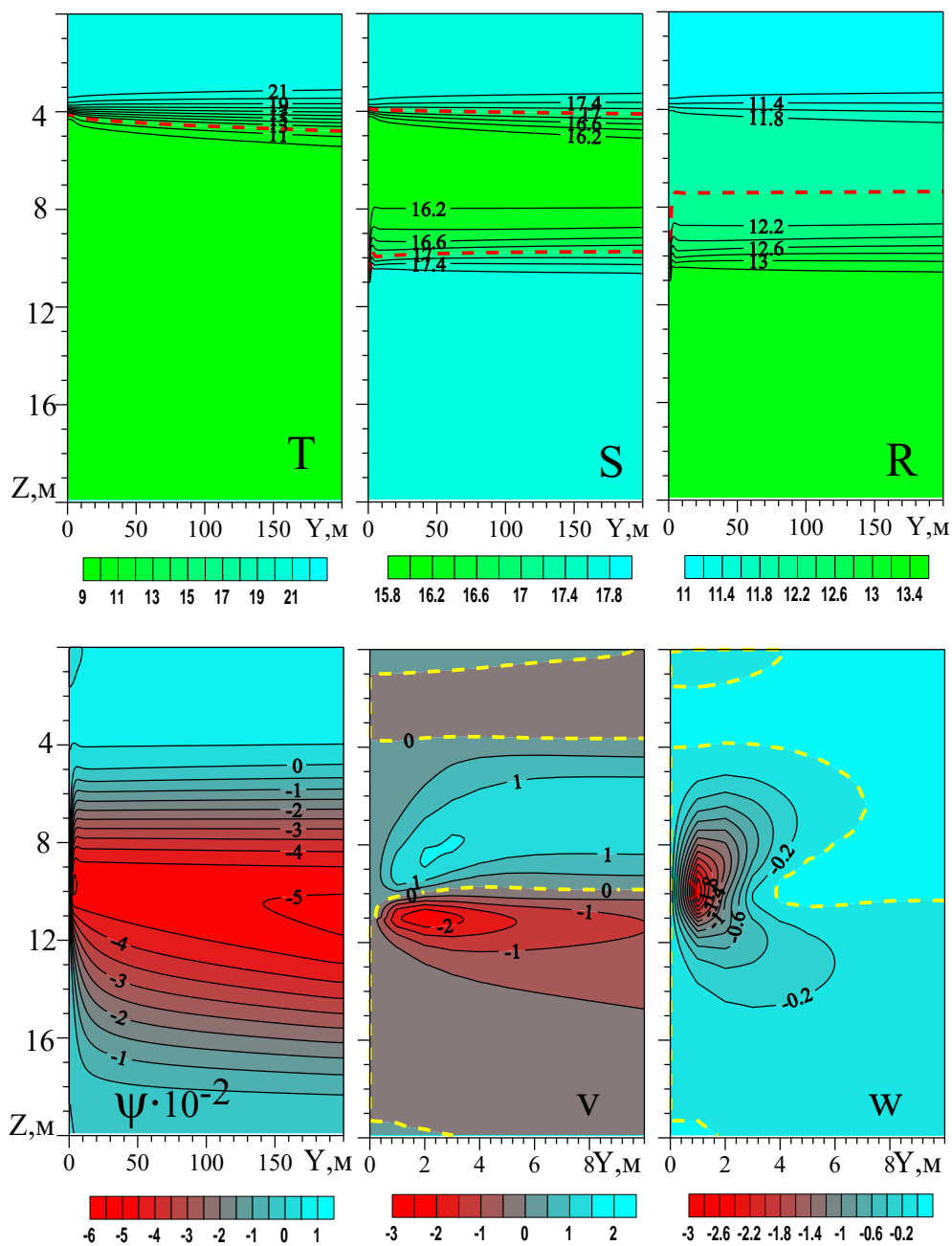
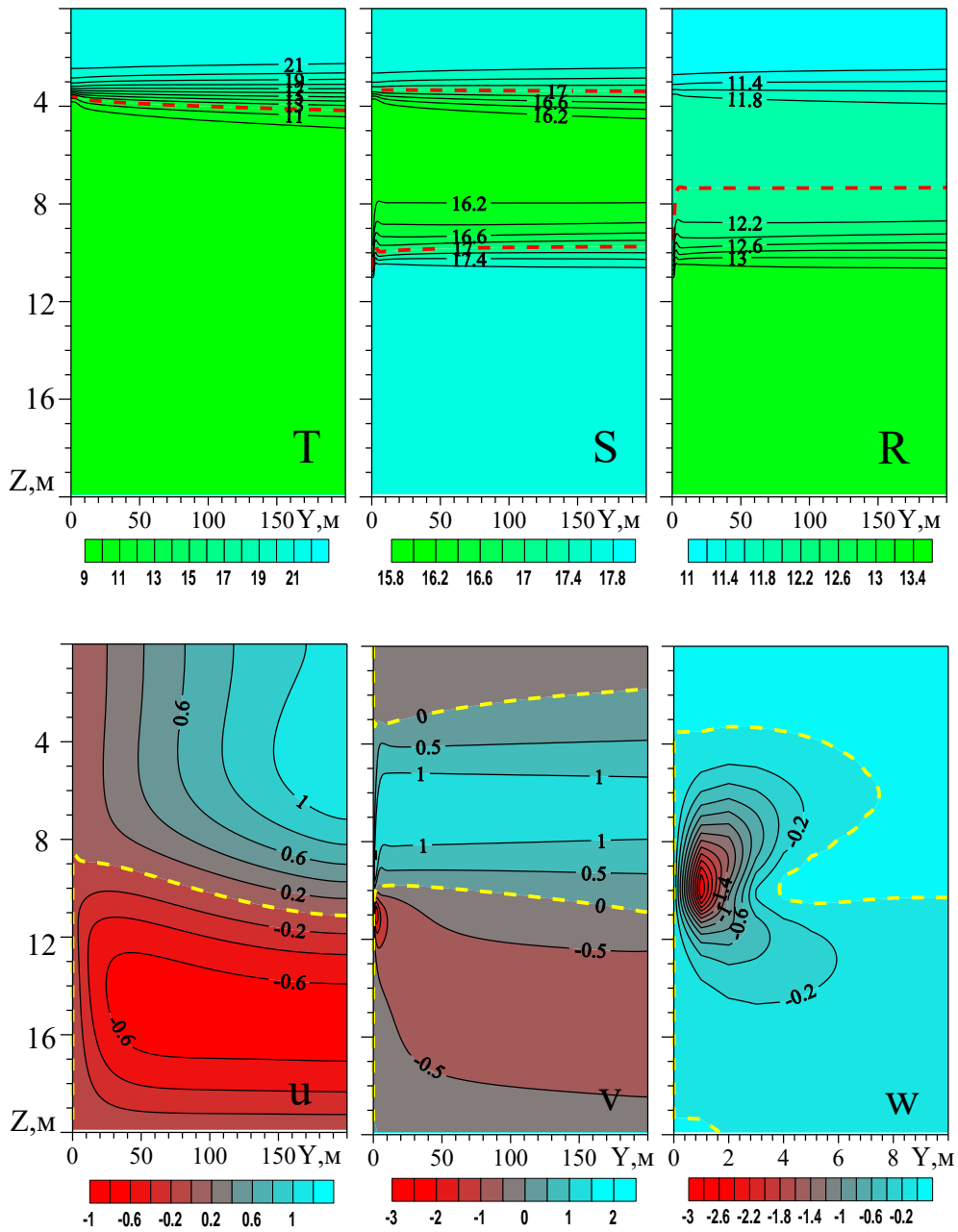
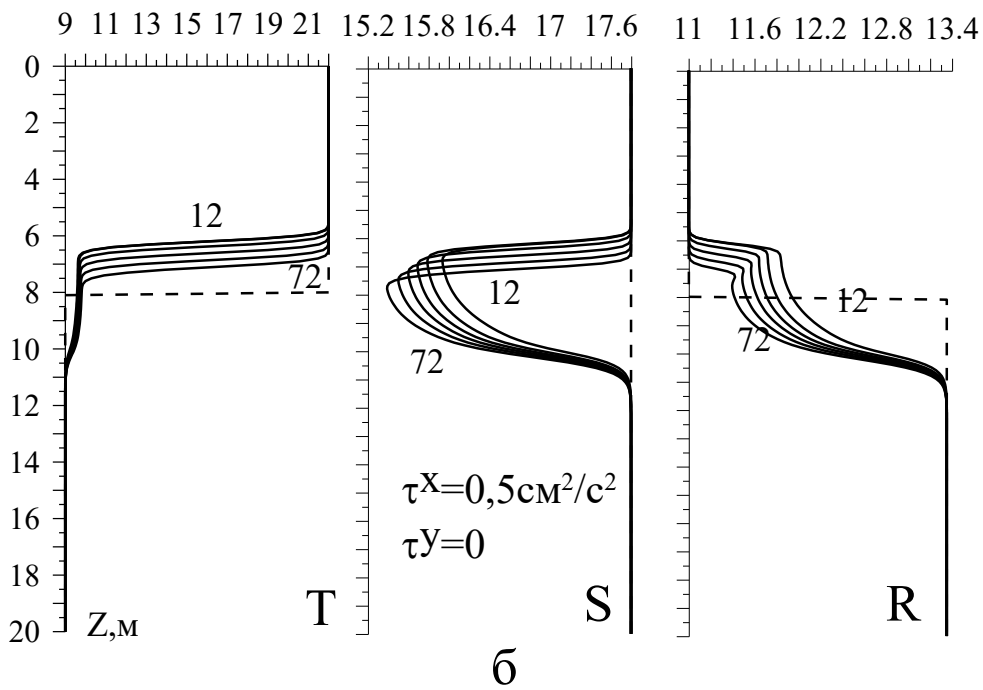
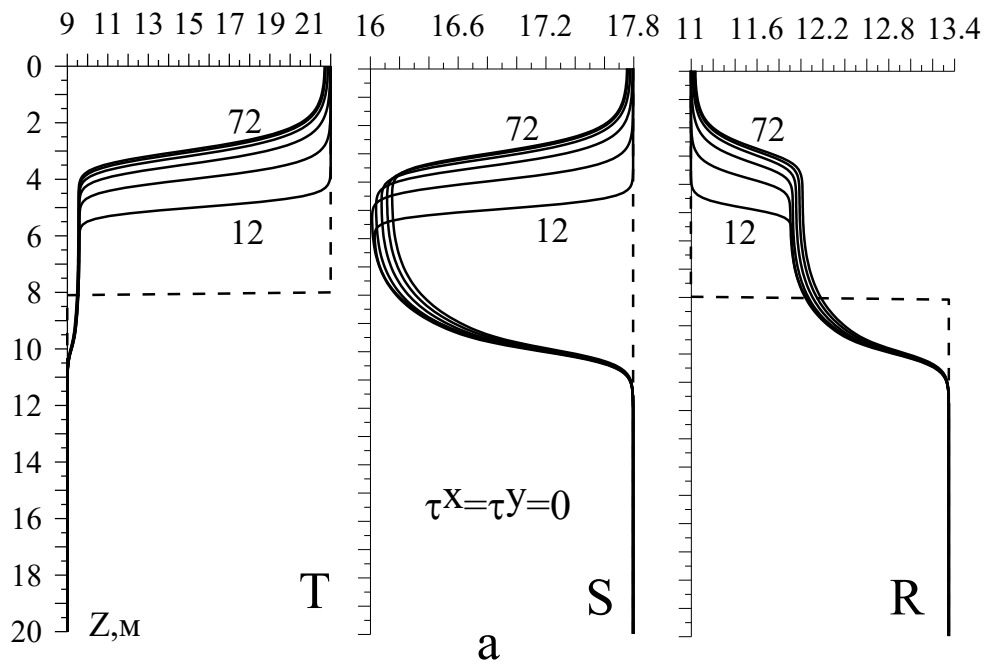


Рис. 2. То же, что на рис. 1, только при $t = 24$ ч



Р и с. 3. Распределения температуры T ($^\circ\text{C}$), солёности S (‰) и плотности R (г. е.) – сверху, компонент скорости течения u , v , w (см/с) – внизу (вертикальная скорость показана только вблизи источника; результаты расчета приведены при $t = 36$ ч; ветер не учитывается; вращение Земли учитывается; штриховыми кривыми указаны изолинии $T = 12^\circ\text{C}$, $S = 17\text{‰}$, $R = 12 \text{ г. е.}$, $u = 0$, $v = 0$, $w = 0$)



Р и с. 4. Вертикальные профили температуры T ($^{\circ}\text{C}$), солёности S (‰) и плотности R (у. е.) через каждые 12 ч, начиная с момента времени $t = 12$ ч и до $t = 72$ ч: *a* – ветер не учитывается, *б* – учитывается действие вдольберегового ветра

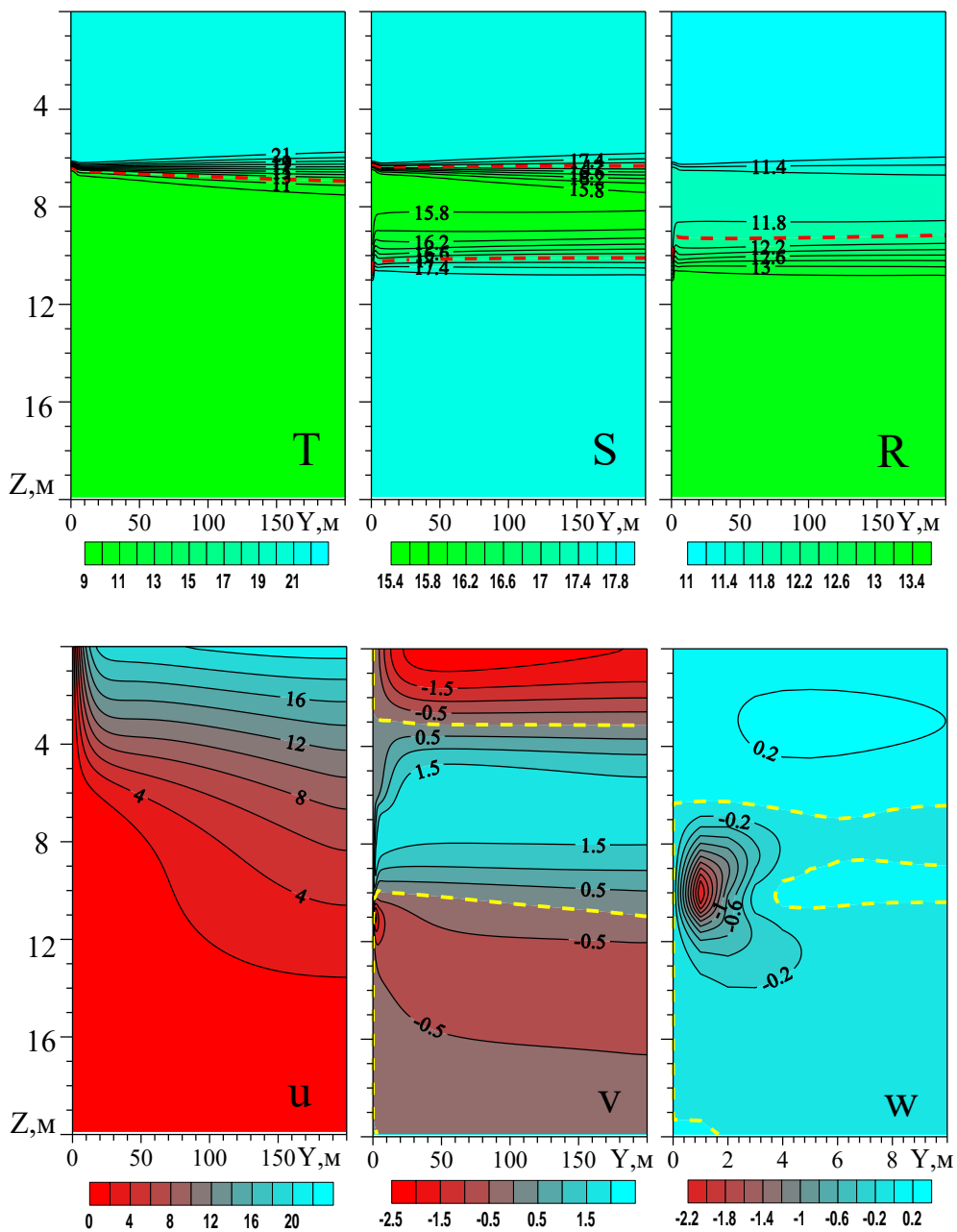
Как следует из проведенных расчетов, слой пониженной солености – основной индикатор субмаринной разгрузки – со временем расширяется и поднимается к поверхности, что не вполне соответствует данным наблюдений, согласно которым он как бы находится на одной глубине. Конечно, эти данные получены в экспедиции, длившейся чуть более суток, при этом неизвестны внешние и внутренние факторы, обусловившие и поддерживающие существование такого слоя, поэтому следующие численные эксперименты были проведены, чтобы выявить возможные факторы и механизмы, способствующие его возникновению. Прежде всего, если вспомнить, что имеющая место во время экспедиции фоновая стратификация была сформирована, как нам представляется, в результате действия нагонного ветра, то имеет смысл рассмотреть влияние действия такого ветра на результат субмаринной разгрузки. На рис. 4, б, как и на рис. 4, а, приведены вертикальные профили температуры T , солености S и плотности R для моментов времени с 12 и до 72 ч в случае, когда на поверхности моря действует вдольбереговой ветер со скоростью около 5 м/с, т. е. с напряжением $\tau^x = 0,5 \text{ см}^2/\text{с}^2$, $\tau^y = 0$. Хорошо видно, что учет ветра приводит к сжатию слоя пониженной солености, причем с ощутимым понижением солености (почти как по данным измерений). Также как бы фиксируются на определенной глубине термоклин и пикноклин. Отметим, что при учете ветра кривые температуры T , солености S и плотности R со временем опускаются, а не поднимаются к поверхности моря, как это имеет место при отсутствии ветра.

На рис. 5 приведены распределения полей температуры T , солености S , плотности R и компонент скорости течения u , v и w , которые сформировались через 36 ч действия источника и вдольберегового ветра. Видно, что по сравнению с расчетом, когда действие ветра не учитывалось, теперь в самом деле получаем резкий термоклин практически на той же глубине, как и в открытом море. Хорошо видны тонкий слой сравнительно низкой солености и довольно резкий пикноклин. Отметим, что теперь формируется относительно сильное направленное вдоль берега течение ($u > 0$), очевидно вызванное ветром. Подчеркнем, что в поверхностном слое усиливаются нагонное течение ($v < 0$) и опускание вод ($w > 0$), вызывающие сжатие слоя пониженной солености.

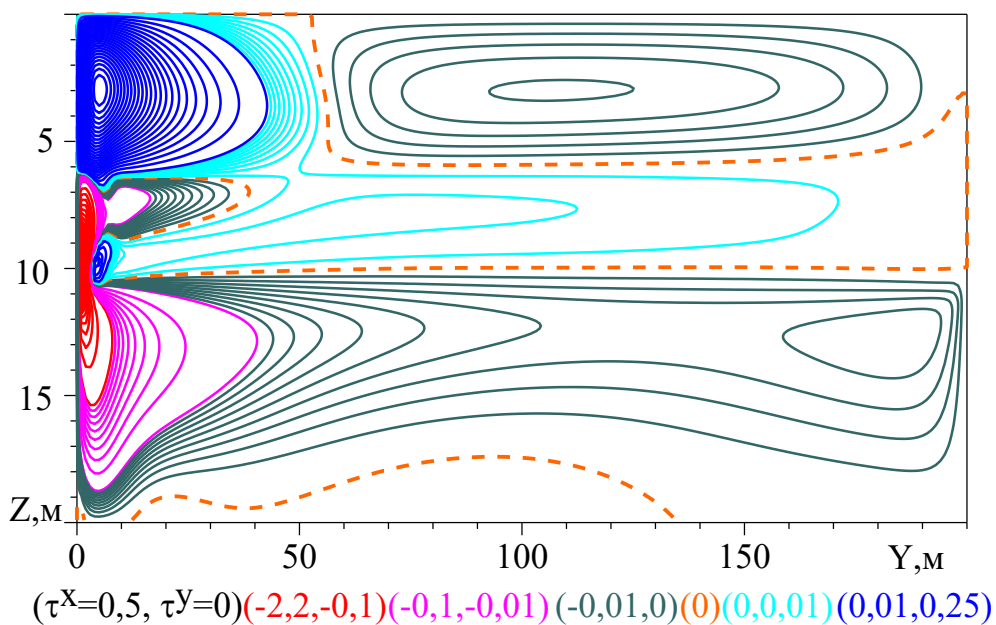
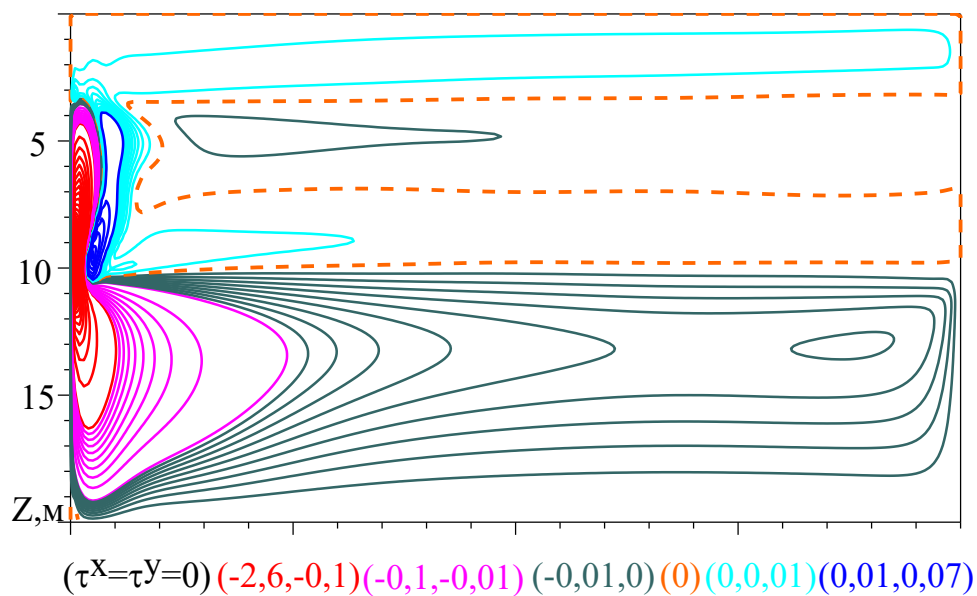
Если на рис. 3 и на рис. 5 вертикальная скорость была показана только вблизи берега, где она достигает максимальных величин, то на рис. 6 представлены распределения вертикальной скорости во всей области, причем как при отсутствии ветра, так и при его учете. Видно, что влияние ветра проявляется в основном в усилении подъема вод и расширении зоны подъема, а также в перестройке вертикальных движений в поверхностном слое моря.

В качестве отступления отметим, что в численных экспериментах с более сильным ветром при фиксированном потоке воды из пресноводного источника происходит вообще разрушение термоклина, пикноклина и слоя пониженной солености, образуются пятна распресненной воды, частично всплывающие на поверхность моря. Поскольку в наблюдениях такие явления не фиксировались, анализ соответствующих расчетов, находящихся к тому же на

границы гидродинамической неустойчивости и неустойчивости используемой численной схемы, здесь проводиться не будет, это требует дополнительных исследований.

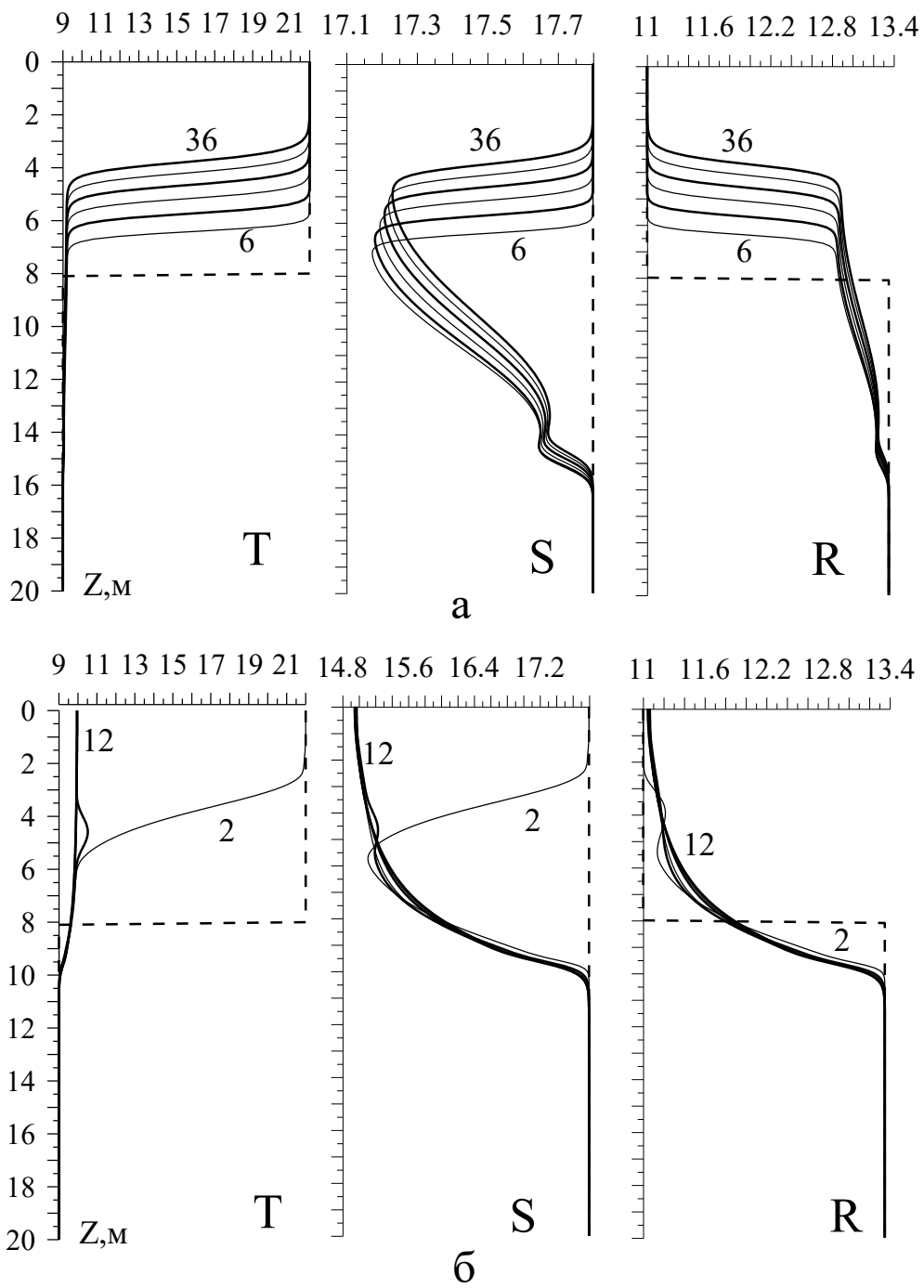


Р и с. 5. То же, что на рис. 3, только при учете действия вдольберегового ветра



Р и с. 6. Распределения вертикальной скорости течения w (см/с) на момент времени $t = 36$ ч без учета ветра (вверху) и при учете вдольберегового ветра (внизу) (в скобках соответствующего цвета указаны пределы изменения вертикальной скорости; штриховыми кривыми указаны изолинии $w = 0$)

В заключение остановимся еще на двух численных экспериментах, результаты которых показаны на рис. 7. В этих расчетах не учитывалось действие ветра, а исследовалось влияние заглубления источника и усиления его мощности.



Р и с. 7. Вертикальные профили температуры T ($^{\circ}\text{C}$), солёности S (‰) и плотности R (у. е.), полученные без учета ветра: a – через каждые 6 ч, начиная с момента времени $t = 6$ ч и до момента $t = 36$ ч, при более глубоком положении источника пресной воды; b – через каждые 2 ч, начиная с момента времени $t = 2$ ч и до момента $t = 12$ ч, при более интенсивном источнике

На рис. 7, а показано, что заглублиение источника пресной воды, который теперь располагается в слое 16 – 17 м, в основном сказывается на солёности, увеличивая ее в промежуточном слое (до 17,1‰) и приводя к существенному растяжению этого слоя со временем, поскольку нижняя граница слоя остается как бы привязанной к источнику.

На рис. 7, б видно, что усиление мощности источника, когда $v_0 = 2$ см/с, приводит к тому, что пресная вода, практически не перемешиваясь, быстро поднимается к поверхности моря. Буквально через 3 ч температура воды на поверхности моря достигает примерно 10°C, а солёность 15‰, и далее эти значения практически не меняются. Дополнительные эксперименты показали, что действие более сильного ($\tau^x = 1$ см²/с²) вдольберегового ветра не может остановить выхода распресненных вод на поверхность моря.

Заметим, что при отсутствии ветра и значении скорости $v_0 = 1$ см/с распресненная вода за те же 36 ч к поверхности моря не поднимается, так же как в варианте, когда $v_0 = 0,5$ см/с. Это указывает на зависимость результатов расчета от интенсивности источника. Более того, можно сделать вывод о том, что наблюдаемая на полигоне термохалинная структура вод, а именно промежуточный слой пониженной солёности и резкий термоклин [7], может быть обусловлена сравнительно слабой субмаринной разгрузкой (с потоком $V_0 < 0,02$ м²/с) и одновременным действием нагонного не очень сильного (со скоростью ≈ 5 м/с) ветра.

Выводы. На основании проведенных численных экспериментов можно согласиться с частным мнением А.И. Чепыженко о том, что формирование наблюдавшейся трехмерной структуры полей температуры и солёности в районе м. Айя в сентябре 2011 г. может быть связано с наличием источников пресной воды, расположенных вне гротов на сравнительно большой глубине. В данном случае расположенных глубже 9 м – глубины слоя скачка температуры в рассматриваемый период времени.

Можно предположить, что наблюдаемые на полигоне промежуточный слой пониженной солёности и резкий термоклин обусловлены одновременным действием субмаринной разгрузки и нагонного ветра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Прусов А.В., Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б.* Физические механизмы смешения морских вод с водами субмаринной разгрузки // Современные проблемы океанологии. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. – 90 с.
2. *Иванов В.А., Прусов А.В., Чепыженко А.И.* Субмаринная разгрузка подземных вод на м. Айя (Крым) // Доповіді НАН України. – 2010. – № 2. – С. 103 – 109.
3. *Шапиро Н.Б.* Моделирование трехмерной структуры гидрологических полей в карстовой полости под действием субмаринной разгрузки подземных вод // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 1. – С. 46 – 62.
4. *Шапиро Н.Б.* Численная модель субмаринной разгрузки пресных вод в карстовой полости // Там же. – 2011. – № 5. – С. 66 – 84.
5. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Роль гидростатического приближения при моделировании субмаринной разгрузки пресных вод в карстовой полости // Там же. – 2012. – № 3. – С. 44 – 60.

6. *Шапиро Н.Б.* Моделирование трехмерной структуры гидрологических полей в карстовой полости на мысе Айя под действием субмаринной разгрузки // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – Вып. 25. Т. 2. – С. 252 – 274.
7. *Экспедиционные исследования МГИ НАН Украины «Субмаринная разгрузка пресных вод в районе м. Айя» в сентябре 2011 г.* // Отчет. – Научные фонды МГИ НАН Украины. – Севастополь, 2011. – 46 с.
8. *Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В.* Теоретическая гидромеханика. Т. 1. – М.: ГИТТЛ, 1955. – 560 с.
9. *Зац В.И., Немировский М.С., Андриющенко Б.Ф. и др.* Опыт теоретического и экспериментального исследования проблемы глубоководного сброса сточных вод на примере района Ялты. – Киев: Наукова думка, 1973. – 274 с.
10. *Гольдберг Г.А., Зац В.И., Ациховская Ж.М. и др.* Моделирование процессов самоочищения вод шельфовой зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 230 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: men_sh@mail.ru

Материал поступил
в редакцию 03.07.12
После доработки 04.09.12

АНОТАЦІЯ За результатами експедиції виявлено, що особливістю субмаринного розвантаження у вересні 2011 р. було існування чітко вираженого проміжного шару зниженої солоності біля шару різкого стрибка температури, які спостерігалися у відкритій частині моря поблизу і на видаленні (до 60 м) від берега, причому на достатньо великому протязі (декілька сотень метрів) паралельно береговій лінії.

На підставі проведених чисельних експериментів встановлено, що головним фактором, який впливає на формування такої структури полів температури та солоності, є наявність джерел прісної води, розташованих глибше за шар стрибка температури в даний період часу. Показано, що порівняно тонкий шар зниженої солоності та різкий термоклин можуть бути обумовлені одночасною дією субмаринного розвантаження та нагонного вітру.

Ключові слова: субмаринне розвантаження, негідростатична двовимірна модель, чисельний експеримент.

ABSTRACT Results of the expedition show that the feature of submarine discharge in September, 2011 was existence of the well-pronounced intermediate layer with reduced salinity nearby the layer of sharp temperature drop. Both of them were observed in the open sea close to the coast and up to 60 km off it for rather a long space (a few hundreds meters) along the coastline.

Based on the performed numerical experiments it is found that the basic factor influencing formation of such a structure of temperature and salinity fields consists in presence of freshwater sources located below the temperature drop layer during the period under consideration. It is shown that rather a thin layer with reduced salinity and sharp thermocline can be conditioned by simultaneous action of submarine discharge and surge wind.

Keywords: submarine discharge, non-hydrostatic two-dimensional model, numerical experiment.