

Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро

## Воспроизведение пространственно-временной изменчивости термохалинных полей в Севастопольской бухте

Целью работы является воспроизведение пространственно-временной изменчивости трехмерных полей течений, температуры, солености и плотности в Севастопольской бухте в 1999 г. под действием реальных внешних факторов. Для этого используется версия численной многослойной модели в  $\sigma$ -координатах.

Проводившийся мониторинг Севастопольской бухты позволил получить большой массив данных наблюдений, в частности, измеренную с 6-часовым интервалом температуру поверхности моря (на гидрометеорологической станции вблизи центра бухты) и практически ежесуточные вертикальные профили температуры и солености на семи гидрологических станциях.

Сопоставление результатов расчета с данными наблюдений позволяет сделать вывод, что в целом в модели достаточно правильно описываются пространственная структура и перестройка полей температуры и солености. Из наиболее существенных отличий можно отметить тот факт, что проникающая в бухту пресная речная вода быстрее перемешивается с морской водой, чем это получается в модели. Причины отличий обсуждаются.

Целью работы является воспроизведение сезонной и суточной изменчивости трехмерных полей течений, температуры, солености и плотности в бассейне эстуарного типа, примером которого служит Севастопольская бухта. С одной стороны бухта граничит с открытым морем, а с другой в нее впадает пресноводная р. Черная.

Проводившийся в последние годы мониторинг Севастопольской бухты [1 – 3] позволил получить большой массив данных наблюдений, касающихся как внешних факторов (скорость и направление ветра, температура воздуха, относительная влажность, расход р. Черной и др.), так и трехмерных полей температуры и солености в море (ежемесячные вертикальные профили на семи станциях).

Первая попытка воспроизведения изменчивости гидрологических полей в Севастопольской бухте в 1997 – 1999 гг. под действием реальных внешних факторов была предпринята в рамках многослойной квазиизопикнической модели в одномерном варианте, в которой рассчитывались средние по площади бухты вертикальные профили температуры и солености [4]. Модель была прогностической, т.е. при расчете гидрологических полей никакие данные наблюдений морских параметров не усваивались. Данные наблюдений использовались только для сравнения с ними результатов расчета. Как было продемонстрировано в работе [4], результаты расчета удовлетворительно соответствовали осредненным по площади бухты полям температуры и солености.

Переход к расчету трехмерных полей температуры и солености, а также скорости течений выявил ряд довольно сложных проблем, обусловленных спецификой достаточно интенсивных процессов, протекающих в сравнительно мелководной незамкнутой акватории бухты, и, как выяснилось, недостаточными возможностями многослойной квазиизопикнической модели. Не-

смотря на то, что в модели максимально полно учитываются физические процессы [5 – 8], практически не удается количественно правильно воспроизвести реальные поля в Севастопольской бухте даже при использовании реальных внешних факторов.

Перечислим кратко проблемы, которые выявились при проведении большого количества численных экспериментов. Главным образом это неустойчивость численной схемы, связанная с образованием нереально тонких слоев и с появлением отрицательных значений температуры и солености даже при использовании схем первого порядка точности (со схемной диффузией) при аппроксимации уравнений переноса тепла и соли. Кроме того, применяемые параметризации генерации и диссипации энергии турбулентности в модели верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) не позволяют правильно описать трансформацию речных вод, распространяющихся в тонком поверхностном слое даже в зимний сезон, когда ВКС получается достаточно глубоким из-за выхолаживания морских вод. Возможно, для таких мелководных водоемов, когда толщина ВКС сравнима с глубиной моря, требуется принципиально другая параметризация генерации и диссипации энергии турбулентности в ВКС и, по-видимому, вообще неприменимо локально-одномерное приближение для уравнения баланса энергии турбулентности.

Отметим, что предпринималась также попытка воспроизвести изменчивость гидрологических полей Севастопольской бухты в рамках многоуровневной (границы раздела слоев – фиксированные горизонты) модели, также основанной на примитивных уравнениях гидродинамики океана [9,10]. В многоуровневной модели не учитывались осадки и испарение и, по существу, не описывался процесс теплообмена моря с атмосферой. Кроме того, в многоуровневной модели температура воды на поверхности моря задавалась, а в многослойной модели поверхностная температура рассчитывалась из условия теплового баланса на поверхности моря. При этом учитывались все компоненты потока тепла на поверхности моря, даже суточный ход солнечной радиации. В многослойной модели испарение рассчитывалось и учитывалось его влияние в граничном условии для солености.

Учитывая, что многоуровневная модель оказалась более эффективной в реализации, в дальнейших исследованиях применялась версия многослойной модели [5], в которой вместо изопикнических координат использовались так называемые  $\sigma$ -координаты, когда границы слоев  $h^k$  задаются пропорциональными глубине моря  $H$ . Вертикальная дискретизация в модели проводится не по плотности, как в многослойной квазиизопикнической модели, а по глубине.

В рассматриваемой далее модели, в которой толщины слоев являются функциями горизонтальных координат и времени, используется та же система уравнений, что и в многослойной модели [5]. Тогда для  $k$ -го слоя имеем ( $1 \leq k \leq N$ , индексы  $x, y, t$  внизу указывают на соответствующее дифференцирование):

уравнение неразрывности

$$(h_k)_t + (U_k)_x + (V_k)_y + W_k - W_{k-1} = 0, \quad (1)$$

уравнения для температуры и солености

$$(T_k h_k)_t + (U_k T_k)_x + (V_k T_k)_y + Q_k^T - Q_{k-1}^T = \nabla (\kappa h_k \nabla T_k), \quad (2)$$

$$(S_k h_k)_t + (U_k S_k)_x + (V_k S_k)_y + Q_k^S - Q_{k-1}^S = \nabla (\kappa h_k \nabla S_k), \quad (3)$$

уравнения движения

$$(U_k)_t + (U_k u_k)_x + (V_k u_k)_y - f V_k + Q_k^u - Q_{k-1}^u = g h_k \zeta_x + h_k [(b_1 h_1 + \dots + b_{k-1} h_{k-1} + b_k h_k / 2)_x - b_k (h^{k-1} + h_k / 2)_x] + A \Delta U_k - r U_k \quad (4)$$

$$(V_k)_t + (U_k v_k)_x + (V_k v_k)_y + f U_k + Q_k^v - Q_{k-1}^v = g h_k \zeta_y + h_k [(b_1 h_1 + \dots + b_{k-1} h_{k-1} + b_k h_k / 2)_y - b_k (h^{k-1} + h_k / 2)_y] + A \Delta V_k - r V_k,$$

уравнение состояния

$$b_k = g \cdot 10^{-3} [\alpha_1 T_k + \alpha_2 (T_k)^2 + (\alpha_3 T_k - \alpha_4)(S_k - 35)] / \rho_0. \quad (5)$$

Суммарные (адвективные плюс диффузионные) потоки тепла  $Q_k^T$ , соли  $Q_k^S$  и импульса  $Q_k^u$ ,  $Q_k^v$ , нормальные к поверхности  $h^k$ , определяются формулами (гипотезы замыкания)

$$Q_k^T = \lambda_k^T (T_k - T_{k+1}) + W_k^+ T_k + W_k^- T_{k+1}, \quad (6)$$

$$Q_k^S = \lambda_k^S (S_k - S_{k+1}) + W_k^+ S_k + W_k^- S_{k+1},$$

$$Q_k^u = r_k (u_k - u_{k+1}) + W_k^+ u_k + W_k^- u_{k+1}, \quad (7)$$

$$Q_k^v = r_k (v_k - v_{k+1}) + W_k^+ v_k + W_k^- v_{k+1}.$$

В соотношениях (1) – (7) приняты следующие обозначения:  $h^k(x, y) = h^{k-1} - h^{k-1}$  – толщина  $k$ -го слоя,  $h^k(x, y)$  – нижняя граница  $k$ -го слоя, так что  $h^N \equiv H(x, y)$  – глубина моря,  $h^0 \equiv \zeta$  – уровень моря, отмеряемый по вертикали вниз;  $U_k = u_k h_k$ ,  $V_k = v_k h_k$  – компоненты потока скорости в  $k$ -м слое,  $u_k$ ,  $v_k$  – компоненты скорости в  $k$ -м слое, направленные вдоль осей  $X$  (на восток),  $Y$  (на север) соответственно;  $b_k = g(\rho_H - \rho_k) / \rho_H$  – плавучесть,  $\rho_k$  – плотность в  $k$ -м слое,  $\rho_H = \text{const}$  – максимальная (на дне) плотность морской воды;  $f$  – параметр Кориолиса,  $g$  – ускорение силы тяжести;  $r_k$ ,  $\lambda_k^T$ ,  $\lambda_k^S$  – коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии, причем  $r_N = 0$ ;  $A$ ,  $\kappa$  – коэффициенты боковой вязкости и диффузии;  $r$  – коэффициент внутреннего (рэлеевского) трения, важность учета которого показана в работе [11];  $W_k$  – нормальная к границе  $h^k$  скорость течения относительно этой границы,  $W_0$  – скорость течения

через поверхность моря;  $\alpha_1 = 0,0735$ ,  $\alpha_2 = 0,00469$ ,  $\alpha_3 = 0,002$ ,  $\alpha_4 = 0,802$  – коэффициенты теплового расширения и солёностного сжатия,  $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$ .

Коэффициенты вертикальной диффузии и вязкости  $\lambda_k^T$ ,  $\lambda_k^S$ ,  $r_k$  считаются известными, вообще говоря, функциями [4,5];  $W_k^+ = \max(0, W_k) \geq 0$ ,  $W_k^- = \min(0, W_k) \leq 0$ ,  $W_k \equiv W_k^+ + W_k^-$ .

В этой версии многослойной модели ВКС явно не вводится, а для исключения неустойчивой стратификации в море и учета взаимодействия моря с атмосферой, в частности передачи тепла из моря в атмосферу, используется процедура «конвективного приспособления». Границы первого и второго слоев  $h^1 = \text{const}$  и  $h^2 = \text{const}$  полагаются горизонтальными, границы остальных слоев ( $k \geq 3$ ) принимаются связанными с глубиной моря  $H(x, y)$  и задаются формулой

$$h^k(x, y) = H(x, y) \sigma_k + (1 - \sigma_k) h^2, \quad (8)$$

где  $0 < \sigma_k \leq 1$  – задаваемые априори величины. Таким образом, толщина первого слоя  $h_1 = h^1 - h^0 = h^1 - \zeta(x, y, t)$  получается переменной величиной  $h_1(x, y, t)$ , а толщины остальных слоев  $h_k = h^k - h^{k-1} = (H - h^2)(\sigma_k - \sigma_{k-1})$  от времени не зависят:  $h_k = h_k(x, y)$ .

На поверхности моря задаются составляющие напряжения ветра  $Q_0^u = \tau^x$ ,  $Q_0^v = \tau^y$ , поток массы  $W_0 = W_{\text{пр}} + W_{\text{ев}}$ , обусловленный осадками и испарением (где  $W_{\text{пр}} > 0$  – осадки,  $W_{\text{ев}} < 0$  – испарение), поток тепла  $Q_0^T = \lambda_0(T_a^* - T_1)$  (где  $T_a^*$  – эффективная температура воздуха,  $T_1$  – температура воды в верхнем слое,  $\lambda_0$  – эффективный коэффициент теплообмена) и принимается, что поток соли равен нулю:  $Q_0^S = 0$ .

Составляющие напряжения ветра  $\tau^x, \tau^y$  принимаются пропорциональными скорости ветра  $\tau^x = \rho_a c_d V_a V_a^x$ ,  $\tau^y = \rho_a c_d V_a V_a^y$ , где  $\rho_a = 1,25 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$  – плотность воздуха,  $c_d$  – коэффициент сопротивления,  $V_a$  – модуль, а  $V_a^x, V_a^y$  – компоненты скорости ветра (см/с). Эффективные величины  $T_a^*$  и  $\lambda_0$  определяются из условия теплового баланса, для чего поток тепла  $\rho_0 c Q_0^T$ , кал/(см<sup>2</sup>·с) ( $c = 1 \text{ кал/(г·град)}$  – теплоемкость морской воды) представляется в виде суммы четырех компонент  $\rho_0 c Q_0^T = \Gamma_1 + \Gamma_2 + \Gamma_3 + \Gamma_4$ : падающей коротковолновой радиации  $\Gamma_1$ , отраженной длинноволновой радиации  $\Gamma_2$ , контактного теплообмена  $\Gamma_3$  и затрат на испарение  $\Gamma_4$ , где

$$\Gamma_1 = I_1(1 - \alpha)(1 - 0,7n_0),$$

$$\Gamma_2 = -\sigma_{\text{св}} 0,985 \{0,39 - 0,05[e_a(T_a)]^{1/2}\} [1 - 0,6(n_0)^2] (T_a + 273,15)^4, \quad (9)$$

$$\Gamma_3 = \rho_a c_p c_H V_a (T_a - T_1),$$

$$\Gamma_4 = \rho_1 W_{\text{ев}} L = \rho_a c_E V_a L [e_a(T_a) - e_s(T_1)] 0,622/p_a.$$

Здесь  $T_a$  – температура воздуха,  $I_1$  – поток солнечной радиации на поверхности моря при отсутствии облачности,  $\alpha$  – альбедо,  $n_0$  – облачность,  $e_d(T_a) = r_h e_s(T_a)$  – давление водяного пара,  $e_s(T_a)$  – давление насыщенного пара при температуре воздуха,  $r_h$  – относительная влажность,  $e_s(T_1)$  – давление насыщенного пара при температуре воды, температура везде в градусах Цельсия,  $\lg[e_s(T)] = 9,4051 - 2353/(T + 273,15)$ ,  $\sigma_{SB} = 1,36 \cdot 10^{-12}$  кал/(с·см<sup>2</sup>·град<sup>4</sup>) – постоянная Стефана – Больцмана,  $\rho_a = 1,25 \cdot 10^{-3}$  г/см<sup>3</sup> – плотность воздуха,  $\rho_1$  – плотность воды,  $c_p = 0,24$  кал/(г·град) – удельная теплоемкость воздуха,  $c_H, c_E$  – числа Стентона и Дальтона,  $L = 595$  кал/г – скрытая теплота парообразования,  $p_a = 1020$  мбар – атмосферное давление.

Тогда можно записать

$$\lambda_0 = \rho_a c_p c_H V_a / (\rho_0 c), \quad T_a^* = T_a + (\Gamma_1 + \Gamma_2 + \Gamma_4) / \lambda_0. \quad (10)$$

Числа Стентона  $c_H$  и Дальтона  $c_E$  задаются априори ( $c_H = c_E = 0,8 \cdot 10^{-3}$ ) либо приравниваются к коэффициенту сопротивления  $c_d$ , который вычисляется в зависимости от скорости ветра  $V_a$  и устойчивости атмосферы (разности температур воздуха и воды), согласно Хеллерману – Розенштейну [4]. Заметим, что с помощью последней формулы (9) непосредственно в расчете вычисляется скорость испарения  $W_{ev}$ .

Условие  $Q_0^S = 0$  на поверхности моря представляет собой условие пропорциональности диффузионного потока соли разности осадки – испарение и подразумевает, что осаждается и испаряется только пресная вода и при отсутствии потоков массы через боковые границы сохраняется запас соли в бассейне.

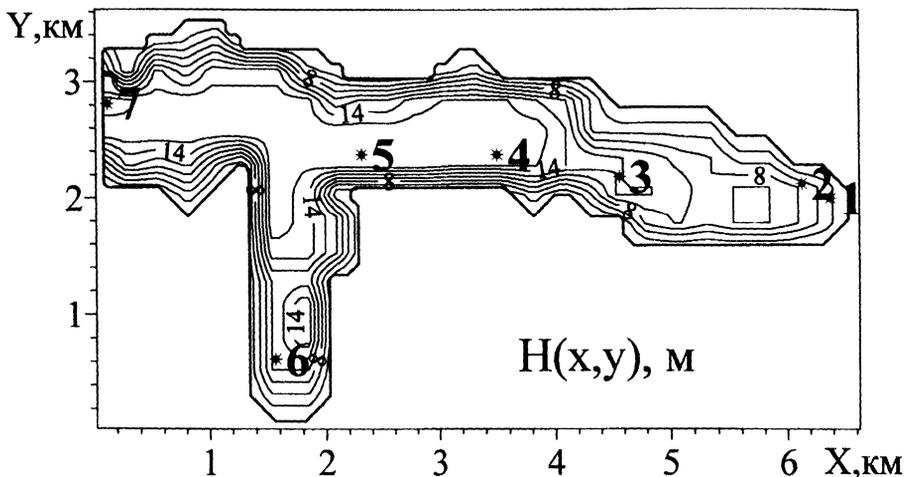
На дне ставятся условия обтекания, т.е.  $W_N = 0$ , и отсутствия нормальных к дну потоков тепла и соли  $Q_N^T = 0$ ,  $Q_N^S = 0$ . Принимается, что придонное трение пропорционально скорости течения в нижнем слое  $Q_N^u = \tau_H^x = -r_H u_N$ ,  $Q_N^v = \tau_H^y = -r_H v_N$ , где  $r_H$  – коэффициент придонного трения, вообще говоря, зависящий от величины скорости течения в нижнем слое:  $r_H = r_{H1} + r_{H2} \times (u_N^2 + v_N^2)^{1/2}$ .

На твердых боковых границах ставятся условия прилипания и равенства нормальных составляющих потоков тепла и соли. На восточной границе в устье р. Черной задаются скорость течения, температура и соленость (равная нулю), которые известны из наблюдений [4].

Проблематичным является выбор граничных условий для пролива, соединяющего бухту с открытым морем. Конкретно для скорости течения задается условие «свободного протекания» для ее бароклининой компоненты. Незначительно изменяя для удобства расчетов положение западной границы бухты, располагая ее вдоль оси  $Y$  (рис. 1), условие для пролива запишем в виде:

$$\text{при } x = 0, y_0 < y < y_0 + L \quad (U_k - U_{hk}/H)_x = 0, \quad (V_k - V_{hk}/H)_x = 0, \quad (11)$$

где  $U, V$  – компоненты полного потока,  $L$  – ширина пролива.



Р и с.1. Рельеф дна (м) и положение станций (жирные цифры), где производились измерения температуры и солёности

При этом компоненты полного потока считаются известными и равными  $U = Q/L$ ,  $V = 0$ , где  $Q$  – интегральный тотальный расход воды через пролив, который равномерно распределяется по сечению пролива. Этот расход вычисляется в каждый момент времени из условия баланса массы, протекающей через границы рассматриваемого бассейна (предполагается, что объем воды в бухте или средний по площади уровень моря не меняются по времени), т.е.

$$Q = Q_0 - Q_{pr} - Q_{ev}, \quad (12)$$

где  $Q_0 < 0$  – расход р. Черной,  $Q_{pr} > 0$ ,  $Q_{ev} < 0$  – расходы воды, связанные с осадками и испарением, соответственно интегралы по площади от  $W_{pr}$  и  $W_{ev}$ . Как показали численные эксперименты, учет изменения по времени среднего по площади бухты уровня  $\langle \zeta \rangle$ , при расчете  $Q$ , как это делалось в одномерной модели [4], оказался несущественным.

Для температуры и солёности в проливе ставится условие, при котором температура  $T_L$  и солёность  $S_L$  открытого моря задаются при втекании воды в бухту, вытекает вода со своей температурой и солёностью. Формально эти условия записываются следующим образом:

при  $x = 0$ ,  $y_0 < y < y_0 + L$

$$\begin{aligned} Q_{k,x=0}^T &= -\kappa h_k(T_k)_x + U_k T_k = U_k^+ (T_k)_L + U_k^- T_k, \\ Q_{k,x=0}^S &= -\kappa h_k(S_k)_x + U_k S_k = U_k^+ (S_k)_L + U_k^- S_k, \end{aligned} \quad (13)$$

здесь  $Q_{k,x=0}^T$ ,  $Q_{k,x=0}^S$  – потоки тепла и соли через границу,  $U_k^+$  – втекающий в бухту,  $U_k^-$  – вытекающий из бухты потоки воды в  $k$ -м слое.

Помимо приведенных выше уравнений (1) – (7), в модели используется и следствие уравнений неразрывности (1) – интегральное уравнение неразрывности

$$-\zeta_t + U_x + V_y = W_0, \quad (14)$$

где учтено, что  $W_N = 0$ ,  $h_1 + \dots + h_N = H - \zeta$ ;  $U = U_1 + \dots + U_N$ ,  $V = V_1 + \dots + V_N$ .

Начальные условия ставятся для температуры, солёности, горизонтальных составляющих скорости течения и уровня.

В рамках описанной модели в  $\sigma$ -координатах был проведен численный эксперимент по имитации изменчивости полей температуры и солёности в Севастопольской бухте в 1997 – 1999 гг. На рис. 1 показан вид бухты, рельеф дна и положение семи станций, где проводились регулярные измерения температуры и солёности.

Рассматривается 7-слойная модель ( $N = 7$ ), в которой  $h^1 = 75$  см,  $h^2 = 2$  м, а положение границ остальных слоев задается формулой (8), где  $\sigma_3 = 0,2$ ,  $\sigma_4 = 0,4$ ,  $\sigma_5 = 0,6$ ,  $\sigma_6 = 0,8$ ,  $\sigma_7 = 1$ .

Как и в одномерной модели [4], использовались данные наблюдений параметров атмосферы (на гидрометеорологической станции Севастополь, расположенной вблизи ст. 5), подробно описанные в работе [4], а именно, измерения с 6-часовым интервалом скорости ветра  $V_a$ , его направления  $\varphi$ , температуры воздуха  $T_a$ , среднесуточные данные об относительной влажности  $r_h$ , осадках  $W_{gr}$  и облачности  $n_0$ . Принималось, что все указанные величины в пределах бухты из-за ее сравнительно небольшого размера не меняются по горизонтали. Кроме того, использовались среднесуточные данные о расходе  $Q_0$  р. Черной.

Поток падающей коротковолновой радиации (с учетом суточной изменчивости) и альbedo рассчитывались по полуэмпирическим формулам, приведенным в работах [4, 12 – 15]. Так, радиационный поток  $I_1$  вычислялся для «нормальной» атмосферы (т.е. со средними характеристиками аэрозольной мутности и влагосодержания атмосферы) по формуле

$$I_1 = \kappa_H \sin^2 h / [\eta^2 (\sin h + 0,107)], \quad (15)$$

где  $\kappa_H$  – функция влагосодержания,  $h$  – высота Солнца,  $\eta$  – отношение фактического расстояния от Земли до Солнца к среднему расстоянию.

Функция влагосодержания  $\kappa_H$  табулирована в зависимости от широты места и времени. Высота Солнца  $h$  (в градусах) связана с широтой места  $\theta$ , склонением Солнца  $\delta$  и часовым углом  $\Omega$  формулой

$$\sin h = \max(0, \sin \theta \sin \delta + \cos \theta \cos \delta \cos \Omega) \geq 0, \quad (16)$$

здесь  $\Omega = \omega t$ ,  $\omega = 0,729 \text{ c}^{-1}$  – угловая скорость вращения Земли, время  $t$  (в секундах) отсчитывается от полудня,  $\delta$  – табулированная в зависимости от времени и широты места величина,  $\eta$  вычисляется по формуле

$$\eta^2 = (1 - 0,033) \cos(2\pi t/t_0), \quad (17)$$

где  $t_0 = 3,16 \cdot 10^7$  с = 1 год.

Альbedo  $\alpha$  вычисляется в зависимости от высоты Солнца по формуле

$$\alpha = 0,04/(\sin h + 0,04). \quad (18)$$

Конечно-разностный алгоритм решения задачи подробно описан в работах [4 – 8]. Он основан на использовании бокс-метода с сеткой  $B$ , экономичной двухслойной полу неявной схемы интегрирования по времени (с неявной аппроксимацией ускорения Кориолиса, придонного трения и вертикального обмена теплом, солью, импульсом), а также на решении методом верхней релаксации 9-точечного уравнения для уровня, получаемого непосредственно из разностных уравнений движения и неразрывности. При расчете температуры и солености применяется монотонизатор в виде дозированной «схемной» диффузии. Уравнения движения аппроксимируются со вторым порядком точности.

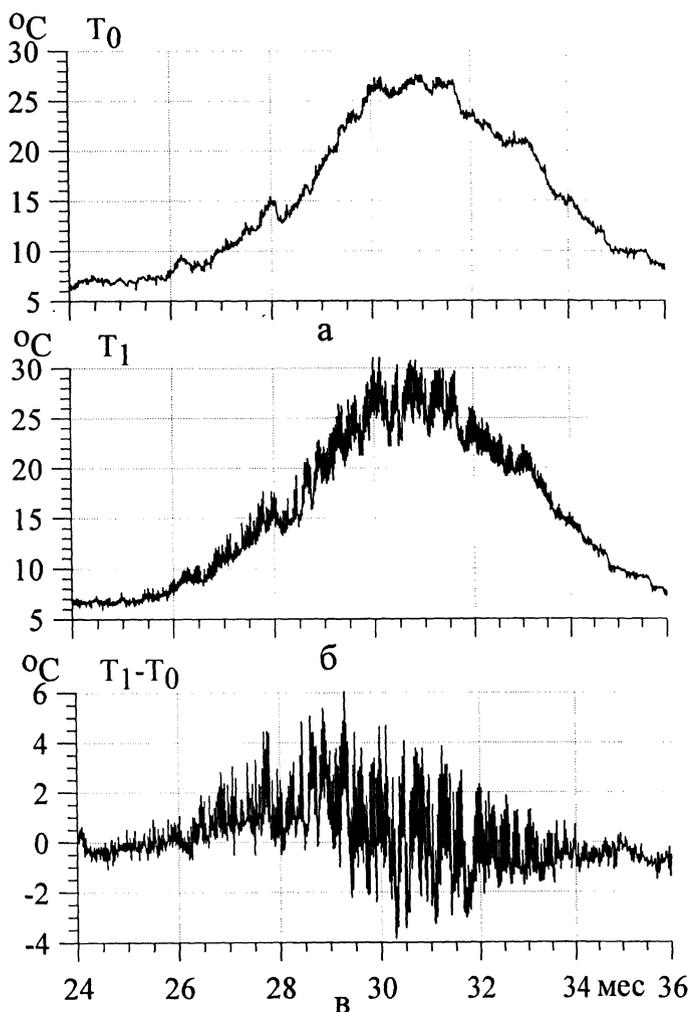
Описываемые ниже результаты расчета получены при следующих значениях коэффициентов вязкости и диффузии:  $A = \kappa = 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $r_k = r_0 \cdot 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}/\text{с}$ ,  $r_H = r_0 \cdot 10^{-2} \text{ см}/\text{с}$ ,  $r = r_0 \cdot 10^{-4} \text{ см}/\text{с}$ ,  $\lambda = \lambda_k^T = \lambda_k^S = 10^4 \text{ см}/\text{с}$ , где  $r_0 = V_d/(V_a)_{\min}$ , минимальная скорость ветра  $(V_a)_{\min} = 3 \text{ м}/\text{с}$ . Таким образом, коэффициенты диффузии полагались одинаковыми и постоянными, а коэффициенты вязкости считались пропорциональными скорости ветра  $V_a$ . Зависимость коэффициентов турбулентной вязкости от скорости ветра вводилась для того, чтобы учесть усиление перемешивания в море при штормовых ветрах, а также для исключения неустойчивости численной схемы при резком увеличении скоростей течений.

Отметим, что по сравнению с многоуровневой моделью [9,10] в данной модели используется другая параметризация вертикального турбулентного обмена, причем вертикальная адвекция как бы аппроксимируется с первым порядком точности направленными разностями. На самом деле необходимо аппроксимировать принятые в модели гипотезы замыкания (6), (7), а они как раз аппроксимируются со вторым порядком точности.

В начальный момент времени (1 января 1997 г.) задаются горизонтально-однородные распределения температуры и солености морской воды, соответствующие зимним условиям, а именно, постоянная по глубине температура  $8,5^\circ\text{C}$  и соленость, меняющаяся по глубине от 17,90‰ в верхнем слое и до 18,15‰ в нижнем. Расчет проведен на 3 года, с шагом по времени  $\Delta t = 2,4 \text{ мин} = 144 \text{ с}$ . Результаты, полученные для последнего расчетного года, сравниваются с данными наблюдений 1999 г.

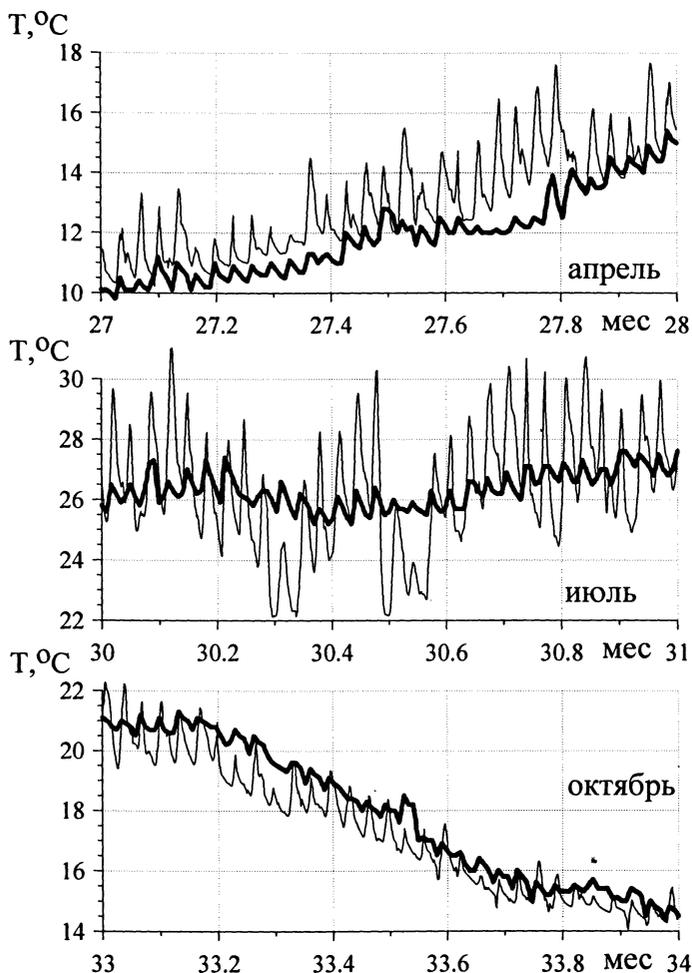
Перейдем к обсуждению результатов численного эксперимента. На рис.2, а, б, в приведены графики изменения по времени поверхностной температуры  $T_0$ , измеренной на гидрометеорологической станции Севастополь, рассчитанной температуры  $T_1$  на ст. 5, а также их разности  $T_1 - T_0$ . Поскольку ст. 5 находится недалеко от мыса, где располагается гидрометеорологическая станция, и рассчитанная температура в этих двух местах получается практи-

чески одинаковой, сравнение указанных величин является корректным. Видно, что измеренная температура является более гладкой функцией, чем рассчитанная. Колебания рассчитанной и измеренной температур связаны в основном с колебаниями температуры воздуха и обусловлены суточной изменчивостью. То, что колебания рассчитанной температуры имеют значительную амплитуду, может быть связано с тем, что используемые полуэмпирические формулы для расчета компонент теплового баланса являются недостаточно точными для описания суточного хода. Эти формулы были получены для оценки осредненных (среднемесячных и, возможно, среднесуточных) величин.



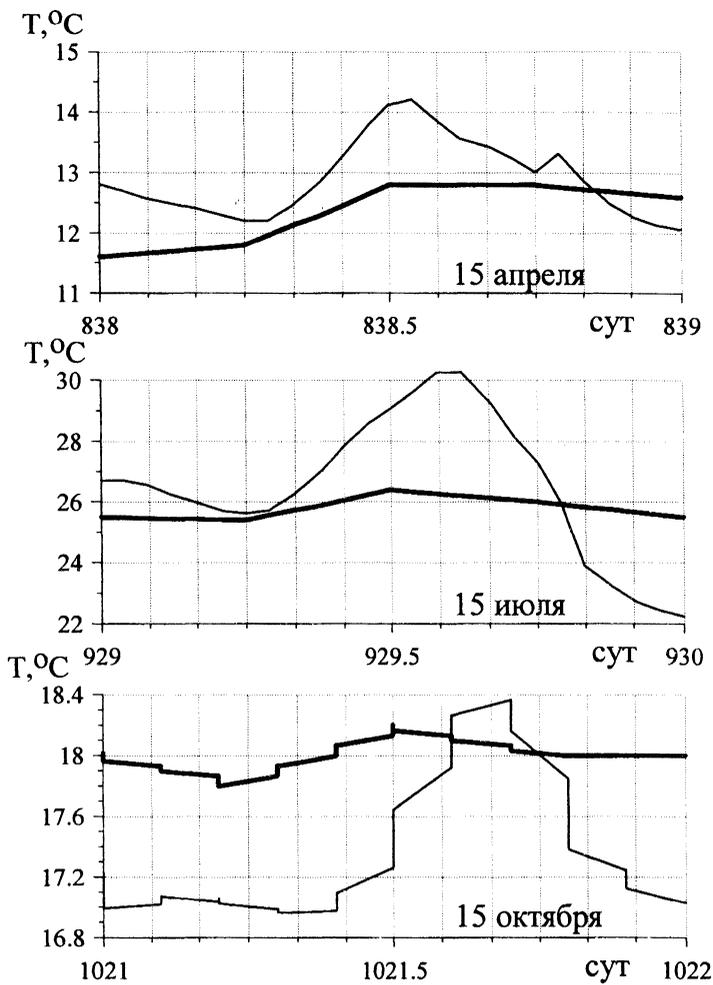
**Р и с. 2.** Графики изменения по времени измеренной поверхностной температуры  $T_0$ , °C на гидрометеорологической станции Севастополь (а), рассчитанной температуры поверхности моря  $T_1$ , °C на ст. 5 (б), а также их разности  $T_1 - T_0$  (в) (на оси абсцисс, где время приводится в месяцах, цифра 24 соответствует 1 января 1999 г., цифра 36 – 1 января 2000 г.)

На рис. 3 показана изменчивость поверхностной температуры в течение одного месяца: в апреле, июле и октябре. Жирными линиями показаны графики изменения наблюдавшейся температуры, а тонкими линиями – рассчитанной. Хорошо видно, как амплитуда колебаний рассчитанной температуры значительно превышает амплитуду колебаний измеренной. Отметим, что графики наблюдавшейся температуры построены по данным с 6-часовым интервалом, а рассчитанной – с интервалом 1 ч. На рис. 4 показана суточная изменчивость поверхностной измеренной и рассчитанной температуры 15 апреля, 15 июля и 15 октября с 0 до 24 ч.



Р и с. 3. Графики изменения по времени измеренной (жирные кривые) и рассчитанной (тонкие кривые) температуры поверхности моря в течение месяца в апреле, июле и октябре (обозначения на оси абсцисс – см. подрисуночную подпись к рис. 2)

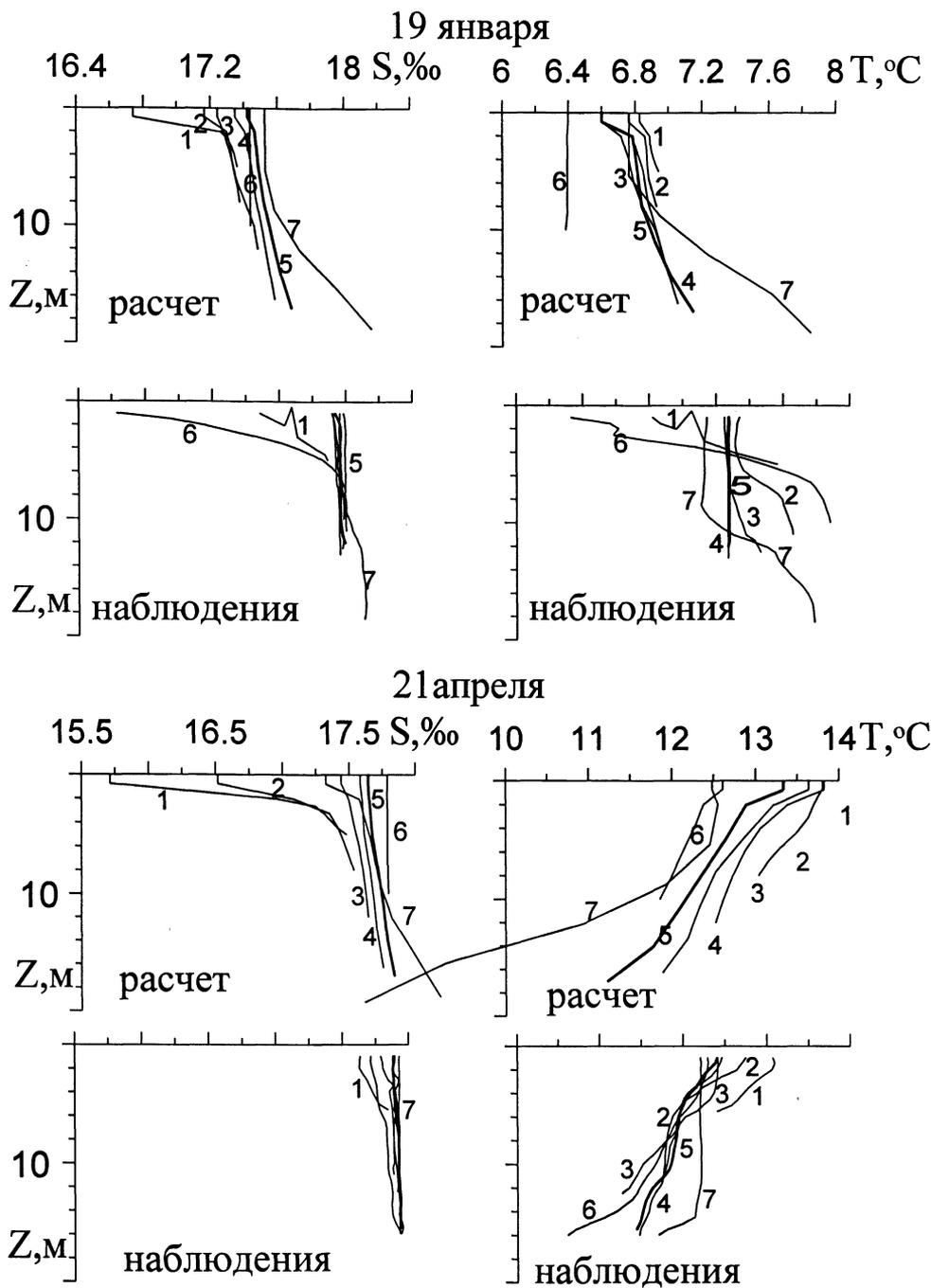
Как видно на рис. 2 – 4, в среднем графики измеренной и рассчитанной температур близки, но различен размах колебаний. Больше всего рассчитанная температура отличается от измеренной температуры воды в летний сезон, в расчете море получается более нагретым, чем в действительности.



**Р и с. 4.** Суточный ход измеренной (жирные кривые) и рассчитанной (тонкие кривые) температуры поверхности моря на ст. 5 в апреле, июле и октябре (на оси абсцисс, где время приводится в сутках, начало координат соответствует 0 ч 15 числа указанного месяца)

Результаты расчета поверхностной температуры чувствительны к варьированию параметров, таких как числа Дальтона, Стентона, коэффициенты диффузии тепла и соли, коэффициенты вязкости, а также чувствительны к таким плохо известным величинам, как облачность, альбедо, влагосодержание атмосферы. Оптимальный подбор параметров для достижения лучшего соответствия, как показали специально проведенные расчеты, представляет собой довольно сложную процедуру из-за большого числа параметров.

На рис. 5 – 8 приведены вертикальные профили солености и температуры на семи станциях в дни, когда производились измерения (указаны на рисунках). Эти рисунки позволяют увидеть сезонную перестройку термохалинных полей и оценить, насколько точно модель воспроизводит их реальную структуру.



**Р и с. 5.** Рассчитанные и измеренные вертикальные профили солёности и температуры на семи станциях в дни (указаны на рисунке), когда производились измерения

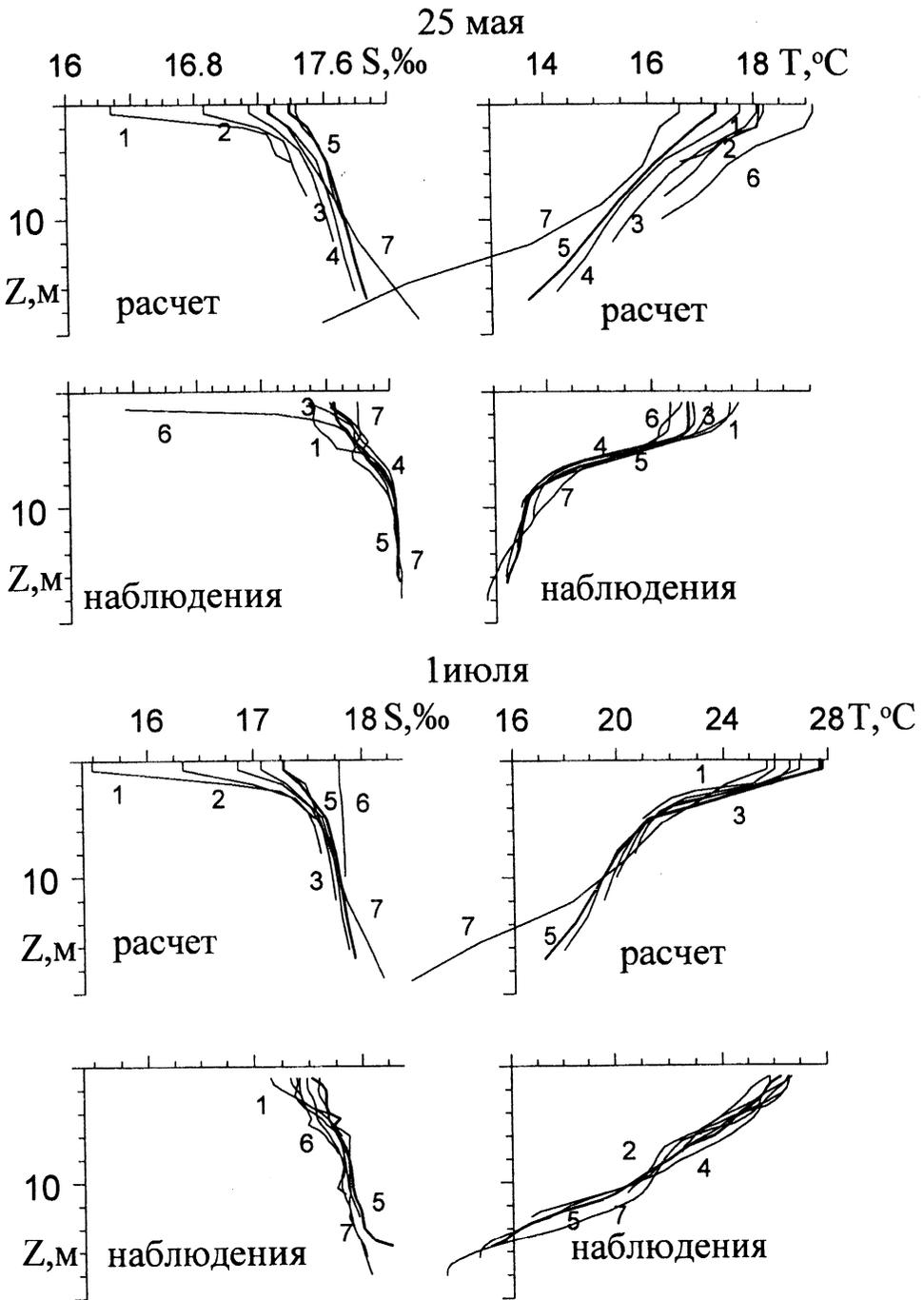
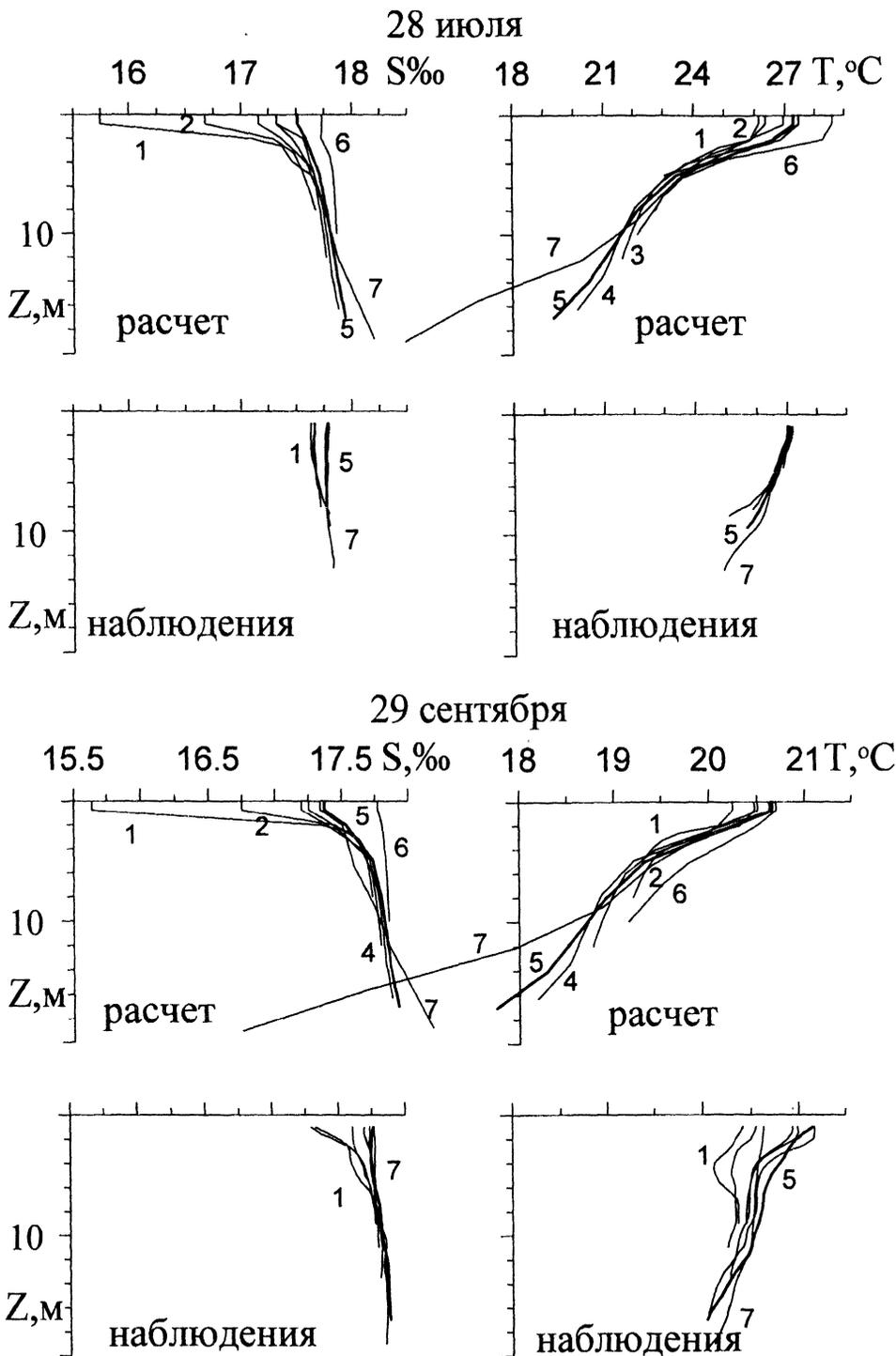
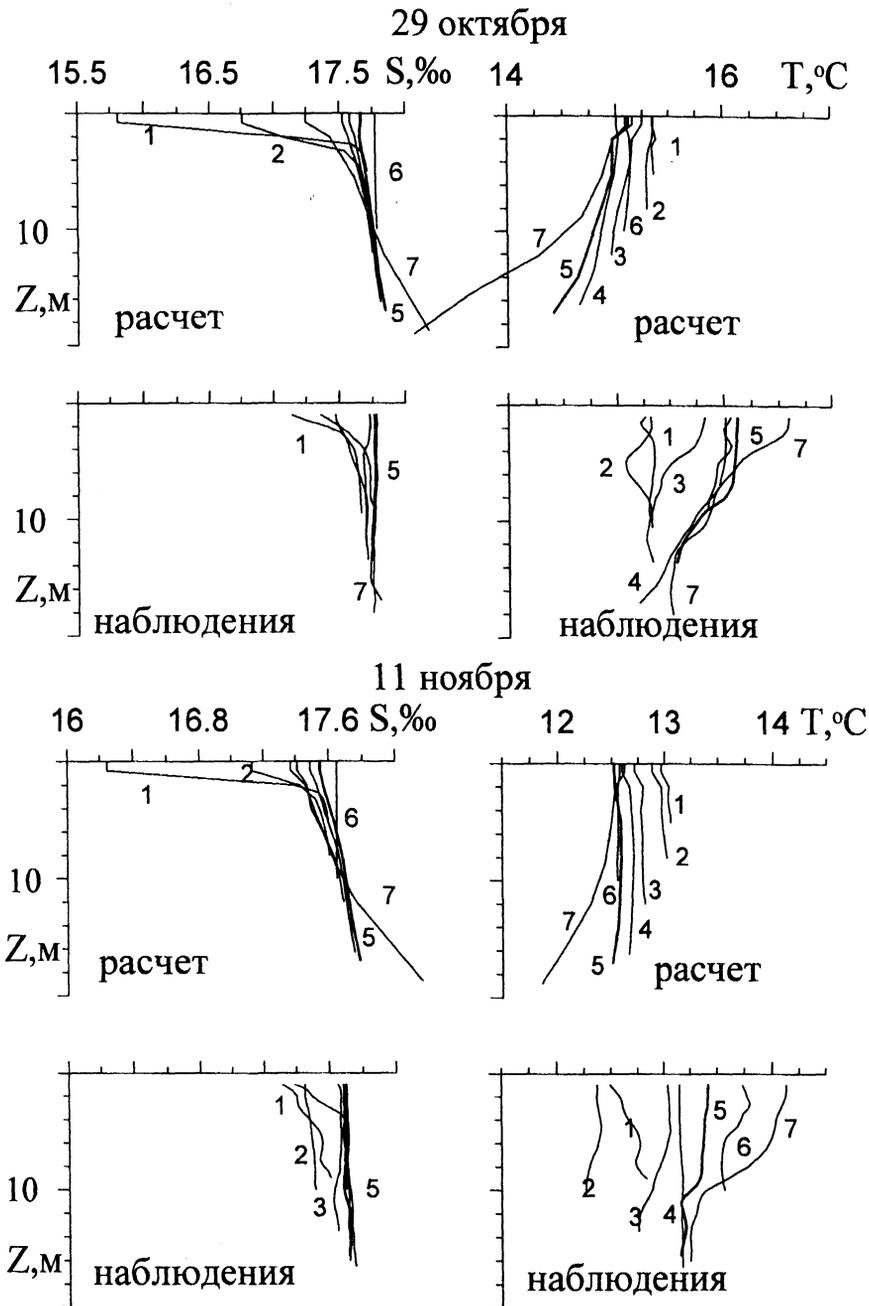


Рис. 6. То же, что на рис. 5, но для других суток



Р и с. 7. То же, что на рис. 5, но для других суток



Р и с. 8. То же, что на рис. 5, но для других суток

На рис. 5 показаны рассчитанные и измеренные (в одинаковом масштабе) профили солености и температуры для 19 января 1999 г. Видно, что как соленость, так и температура мало меняются в пределах бухты. Можно отметить, правда, некоторое уменьшение солености на ст. 1, находящейся в восточной

части бухты ближе всего к устью р. Черной. В наблюдениях было зафиксировано также резкое уменьшение солёности на ст. 6, расположенной в Южной бухте. По-видимому, это случайность, связанная с локальным кратковременным воздействием (возможно ливневый сток), которое не предусмотрено в модели. В целом рассчитанная солёность получилась меньше, чем измеренная, примерно на половину промилле. Температура воды в бухте в это время (в январе) достаточно низкая; интересно, что и в расчете и в наблюдениях она, хоть и незначительно, увеличивается с глубиной практически на всех станциях. Устойчивость стратификации (увеличение плотности с глубиной) обеспечивается ростом солёности с глубиной.

Сравнительно хорошее соответствие рассчитанных и измеренных профилей солёности и температуры получается также для весны, для 21 апреля (рис. 5). Основное различие состоит в том, что в природе проникающая в бухту пресная речная вода быстрее осолоняется, чем в модели. Так, рассчитанная поверхностная солёность на ст. 1 и 2 значительно ниже наблюдавшейся солёности. Такое различие получается, как будет показано ниже, и в другие моменты времени. Это может быть связано с неточной параметризацией перемешивания в мелководном районе около устья реки (в так называемом инкерманском ковше). Кроме того, это может быть связано со сравнительно малой горизонтальной диффузией соли и/или сравнительно малыми горизонтальными скоростями течений в бухте. Увеличение коэффициента горизонтальной диффузии или увеличение скорости течения за счет уменьшения коэффициента вертикальной вязкости и/или коэффициента придонного трения при выбранном пространственно-временном разрешении приводят к неустойчивости численной схемы. Разумеется, существует еще одна причина и не исключено, что она является главной, а именно, задание нулевой солёности в устье р. Черной. Перемешивание морской и речной воды может происходить в самой р. Черной, хотя бы из-за проникновения при определенных ветровых ситуациях морских вод в реку.

На рис. 6 приведены рассчитанные и измеренные профили солёности и температуры для 25 мая и 1 июля 1999 г. Отметим заниженную в расчете поверхностную солёность на ст. 1 и 2 в восточной части бухты и, как в январе, на ст. 6. Кроме того, отметим заниженную в расчете, как и в апреле, температуру в придонном слое на ст. 7, у входа в бухту. Последний факт, очевидно, связан с неточным заданием температуры на внешней стороне открытой границы. За исключением перечисленных фактов получаем неплохое, причем количественное, соответствие результатов расчета данным наблюдений.

Такое же соответствие в целом получается и для 28 июля 1999 г. (рис. 7), причем на ст. 6 не наблюдается пониженной поверхностной солёности. Осенью, 29 сентября (рис. 7) температура в расчете получается более стратифицированной, чем наблюдавшаяся. По наблюдениям в это время вода оказывается более перемешанной (по вертикали) и немного теплее.

Как видно на рис. 8, на котором приведены рассчитанные и измеренные профили солёности и температуры для 29 октября и 11 ноября 1999 г., к концу осени вода хорошо перемешивается по вертикали уже и в модели. Однако в расчете вода в бухте получается чуть холоднее, чем по наблюдениям.

Таким образом, на основании приведенных рисунков можно сделать следующие выводы. В модели удовлетворительно описываются структура и изменчивость полей температуры и солёности. Однако в модели недостаточно точно воспроизводятся изменчивость температуры поверхности моря и процессы осолонения распространяющихся в поверхностном слое моря транс-

формированных речных вод. Несмотря на указанные недостатки модели, она может быть использована для исследования изменчивости трехмерной структуры течений и термохалинных полей под действием внешних факторов. При этом предполагается уточнить влияние параметризаций турбулентного обмена и потока тепла на поверхности моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Овсяный Е.И., Кемп Р.Б., Репетин Л.Н. и др.* Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты в условиях антропогенного воздействия (по наблюдениям 1998 – 1999 гг.) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2000. – С. 79 – 103.
2. *Репетин Л.Н., Гордина А.Д., Павлова Е.В. и др.* Влияние океанографических факторов на экологическое состояние Севастопольской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 2. – С. 66 – 80.
3. *Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н. и др.* Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. – Севастополь. – 2006. – 91с. – (Препринт/НАН Украины. МГИ).
4. *Иванов В.А., Михайлова Э.Н., Репетин Л.Н. и др.* Модель Севастопольской бухты. Воспроизведение вертикальной структуры полей температуры и солёности в 1997 – 1999гг. // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 4. – С. 15 – 35.
5. *Шапиро Н.Б., Михайлова Э.Н.* Параметризация диапикнического обмена в квазиизопикнической модели океана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. – С. 31 – 47.
6. *Шапиро Н.Б.* Формирование циркуляции Черного моря с учетом стохастичности напряжения ветра // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – №6. – С. 26 – 40.
7. *Любарцева С.П., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Экологическая трехмерная численная модель Черного моря. Сезонная эволюция экосистемы эвфотической зоны // Там же. – 1999. – №5. – С. 55 – 80.
8. *Иванов В.А., Любарцева С.П., Михайлова Э.Н. и др.* Имитация сезонной изменчивости гидротермодинамических полей в озере Киннерет // Там же. – 2002. – №2. – С. 12 – 35.
9. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Моделирование циркуляции и пространственной структуры термохалинных полей в Севастопольской бухте с учетом реальных внешних данных (зима 1997 г.) // Там же. – 2005. – №2. – С. 60 – 76.
10. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Моделирование эволюции халинной структуры в Севастопольской бухте во время весеннего половодья (весна 1997 г.) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – Вып.12. – С. 332 – 341.
11. *Шапиро Н.Б.* Моделирование течений на севастопольском взморье // Там же. – 2006. – Вып.14. – С. 119 – 134.
12. *Тимофеев Н.А.* Радиационный режим океанов. – Киев: Наук. думка, 1983. – 248 с.
13. *Кондратьев К.Я.* Лучистая энергия Солнца. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 600 с.
14. *Иванов А.* Введение в океанографию. – М.: Мир, 1978. – 574 с.
15. *Пивоваров А.А.* Термика моря. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 208 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь

Материал поступил  
в редакцию 01.03.07  
После доработки 21.03.07

**ABSTRACT** To reconstruct space-time variability of three-dimensional fields of currents, temperature, salinity and density in the Sevastopol bay under the influence of external factors in 1999, a version of the numerical multi-layer model in  $\sigma$ -coordinates is used.

The routing monitoring of the Sevastopol bay permitted to obtain large array of the observation data, particularly, on the surface temperature measured with a 6-hour interval (on the hydrometeorological station near the center of the bay) and practically monthly vertical profiles of temperature and salinity on seven hydrological stations.

Being compared, the calculation results and the observation data permit to conclude that on the whole the spatial structure and variability of the temperature and salinity fields are described by the model rather correctly. Among the most essential differences, one fact should be noted: actually the inflowing fresh river water intermix with the salt water faster than it occurs in the model. The reasons of the differences are discussed.