

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

УДК 551.468.4

ВОДООБМЕН ЛИМАНА САСЫК И ЧЕРНОГО МОРЯ

© 1995 г. С. А. Лонин, Ю. С. Тучковенко

*Одесский филиал Института биологии южных морей АН Украины
270011 Одесса, ул. Пушкинская, 37*

Поступила в редакцию 11.03.93 г.

Рассматривается задача определения оптимальных размеров прорвы, которые обеспечат в случае реконструкции Сасыкского водохранилища снова в морской лиман допустимые колебания уровня воды в водоеме, абразионную устойчивость прорвы и необходимую интенсивность водообмена между лиманом и морем. Для расчета перетоков воды через прорву использовался синтез моделей мелкой воды и водообмена.

В результате хозяйственной деятельности возникает необходимость в реконструкции природных водоемов. Один из таких водоемов – Сасыкское водохранилище, созданное в ложе бывшего соленого лим. Сасык в результате отделения его от моря и соединения каналом с Дунаем. В настоящее время Сасыкское водохранилище входит в состав Дунайско-Днестровской оросительной системы. Оно служит водоемом-накопителем дунайской воды и используется в ирригационных целях.

Однако, несмотря на значительный срок, прошедший после начала опреснения (>10 лет), до сих пор не достигнуты проектные показатели ирригационного качества воды. Современный гидрхимический режим водохранилища свидетельствует о том, что общий уровень минерализации хотя и стабилизировался, но не отвечает требованиям ГОСТ (щелочность воды повышена, ионный состав отрицательно сказывается на почвах орошаемых массивов) [1]. Некондиционная вода требует новых затрат на водоподготовку и реконструкцию всей системы. Эти затраты становятся соизмеримыми с капитальными вложениями на строительство, повышают себестоимость сельскохозяйственной продукции. Таким образом, экономическая целесообразность реализации проекта становится проблематичной. Кроме того, в Сасыкском водохранилище возник ряд экологических проблем, с которыми невозможно не считаться. Резко увеличившаяся антропогенная нагрузка со стороны как водосборов рек Дуная, Когильника, Сараты, Фонтанки, так и сбросных вод Татарбунарской и Дунайско-Днестровской оросительных систем приводит к учащению цветения синезеленых водорослей и, как следствие, к возникновению заморных явлений. Биота водохранилища – своеобразная ловушка для загрязнителей, которые подвергаются аккумулярованию в большом количестве.

Создавшееся положение указывает на необходимость проработки альтернативных проектов хозяйственного использования Сасыкского водоема, один из которых – обратное превращение водохранилища в морской лиман. Последнее обстоятельство диктует необходимость расчета интенсивности водообмена между лиманом и морем. В связи с этим становится актуальной задача определения размеров прорвы, которая обеспечит водообмен между лим. Сасык и б. Жебриянской в пределах величин расходов воды, характерных для 40 - 70-х гг., когда лим. Сасык имел естественное сообщение с морем. Известно, что тогда отметки уровня, как правило, изменялись от -0.2 до -0.7 при среднем многолетнем уровне -0.4 м абс. Эти величины примем в качестве критериев при решении задачи оптимизации размеров прорвы, изменяя которые при прочих равных условиях задачи (например, гидрометеорологические условия), можно получить оптимальные значения ее параметров. Расчет колебаний уровня в лим. Сасык выполнялся с помощью модели, основанной на решении уравнений теории мелкой воды [2]. Цель данной работы – получение временного хода знакопеременного потока через прорву при оптимальных ее размерах для характерных гидрометеорологических условий (в частности, таких, при которых возникали катастрофические сгонно-нагонные колебания уровня).

Изменение уровня в Сасыкском водохранилище (лимане) в основном обусловлено ветром. Сгонно-нагонные колебания ветрового происхождения значительно превышают изменения уровня, связанные с изменчивостью составляющих водного баланса водоема.

Испарение воды с зеркала озера, согласно [5], составляет $>2.0 \times 10^8$ м³/год, что эквивалентно уменьшению отметки среднего уровня на 1 м/год и более. В случае прорыва дамбы, отделяющей Сасыкское водохранилище от Черного моря, поток вод, поступающих в озеро при дефиците воды

в нем, будет значительно быстрее, чем в течение года, компенсировать уменьшение объема воды за счет испарения.

Этот факт можно легко подтвердить простыми оценочными расчетами. Если предположить, что характерная скорость в прорве, соединяющей лиман с морем, равна 20 см/с, а ее ширина b и глубина h соответственно равны 100 и 3 м, то расход воды Q через прорву составит 60 м³/с, $\sim 5.4 \times 10^6$ м³/сут. Принимая характерную площадь поверхности лимана равной 2.0×10^8 м², можно получить следующую оценку скорости изменения уровня воды в лимане за счет процессов водообмена через прорву:

$$\Delta \xi / \Delta t_1 = Q/S \approx 2.7 \text{ см/сут.}$$

Для сравнения приведем соответствующие оценки характерных изменений уровня за счет баланса количества выпадающих на площадь лимана осадков O и испарения I :

$$\frac{\Delta \xi}{\Delta t_2} \approx -15 \text{ см/мес.} \approx -0.5 \text{ см/сут.}$$

Последняя величина в 5 - 6 раз меньше предыдущей, несмотря на то, что для ее определения использованы максимальные для данного района величины $O - I$, тогда как величина расхода, учитываемая в первой формуле, как будет показано далее, занижена.

Наконец, для максимального стока Когильника и Сараты в период весеннего половодья $(16.9 + 4.3) \times 10^6 = 21.2 \times 10^6$ м³/мес. скорость изменения уровня за счет стока рек составит

$$\Delta \xi / \Delta t_3 \approx 0.35 \text{ см/сут.}$$

Получим некоторые априорные оценки масштабов исследуемых явлений. Известно, что геострофическое приспособление длинноволновых (баротропных) мод происходит на расстояниях, сравнимых с внешним радиусом деформации Россби:

$$R_0 = (gH)^{1/2} / f, \quad (1)$$

где g - ускорение свободного падения, H - характерная глубина водоема, f - параметр Кориолиса. Сасыкское водохранилище имеет характерные горизонтальные размеры $L_y = 30$ км, $L_x = 10$ км, максимальную глубину $H_{\max} = 3$ м и среднюю глубину $\bar{H} = 2.5$ м. Подставляя \bar{H} в уравнение (1), получаем $R_0 = 50$ км. Эта величина превышает характерные естественные размеры водоема.

Для северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) средняя глубина \bar{H} составляет ~ 30 м и соответствующая величина R_0 равна 170 км, что значительно превышает размеры б. Жебриянской. Для моделирования сгонно-нагонных колебаний в этой бухте потребовалось бы рассмат-

ривать всю акваторию СЗЧМ, размеры которой соизмеримы с величиной R_0 . Вместо этого воспользуемся наблюдаемыми значениями уровня моря в б. Жебриянской, согласованными с данными о скорости и направлении ветра, необходимыми для расчета сгонно-нагонных колебаний в лим. Сасык.

Единственным сдерживающим фактором для использования модели мелкой воды в терминах осредненных по глубине потоков в данной задаче может быть наличие двухслойной (по вертикали) структуры перетоков через прорву. Природа двухслойной картины, как правило, связывается с действием халинного фактора: распресненные воды лим. Сасык движутся в сторону моря, тогда как более соленая (тяжелая) вода компенсирует этот перенос в обратном направлении. Характерное расстояние, на котором будет проявляться эффект бароклинности, - внутренний радиус деформации Россби:

$$R = NH/f, \quad (2)$$

где N - частота Брента-Вяйсяля, определяемая выражением

$$N = \left(\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2}, \quad (3)$$

ρ - плотность воды, z - вертикальная координата.

Характерная глубина б. Жебриянской в районе предполагаемого размещения прорвы составляет 1 - 3 м. Для перепада солености в лимане и бухте $\sim 9\%$ вертикальный градиент плотности, вызванный только халинным фактором, составляет 6.9 кг/м⁴. Тогда величина бароклинного радиуса деформации составит $\sim 2 - 3$ км, что значительно превышает ширину прорвы (первые сотни метров) и указывает на то, что знакопеременный во времени поток через прорву будет иметь однонаправленную вертикальную структуру. Этот довод доказывает возможность применения двумерной модели мелкой воды для решения поставленной задачи.

Оценим параметры собственных колебаний в лим. Сасык. Наиболее значима здесь, по-видимому, одноузловая сейша, период которой можно определить по формуле Мериана

$$\hat{\tau} = 2L / (gH)^{1/2}. \quad (4)$$

Для приведенных выше масштабных оценок продольного L_y и поперечного L_x размеров лим. Сасык периоды будут равны 3.3 и 1.1 ч соответственно. Период приспособления к внешнему импульсному воздействию (или ослабления течений за счет донного трения) можно определить из уравнения [7]

$$\frac{\partial \langle U \rangle}{\partial t} = \pm B \langle U \rangle = \pm \frac{\tau}{\rho}, \quad \langle U \rangle = \int_0^H u dz, \quad (5)$$

где $\langle U \rangle$ – полный поток в столбе воды от поверхности до дна, $B = 5 \times 10^{-3}/H^2 = 0.8 \times 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, t – время, τ – поверхностное или донное трение в линейном законе сопротивления (правая часть равенства (5)). Поскольку решение уравнения (5) имеет вид

$$U = U_0 \exp(\pm Bt), \quad (6)$$

то параметр B имеет смысл обратного времени релаксации T . Отсюда $B^{-1} = T = 0.34 \text{ ч} \ll \hat{\tau}$.

Таким образом, сейшевые колебания в лим. Сасык будут сильно подавляться воздействием внешних возмущений, водоем имеет малую “память” и развитие сгонно-нагонных колебаний происходит приблизительно за 1 ч.

Отсюда следуют такие выводы:

однослойная структура потока через прорву и малые глубины в лимане позволяют не включать в рассмотрение термохалинные факторы, полагать, что по вертикали лиманские воды однородны, и использовать уравнения движения баротропной жидкости в виде уравнений теории мелкой воды;

значительно большая масса воды в б. Жебрианской СЗЧМ по сравнению с массой воды лимана позволяет пренебречь обратным влиянием стока вод из лимана в море на изменение уровня в прибрежной зоне последнего и использовать данные натурных измерений уровня моря;

при расчетах знакопеременного потока через прорву предположим, что ее ширина не меняется во времени, т.е. не будем учитывать процессы, связанные с заилением или размыванием прорвы. Это предположение означает непрерывное поддержание постоянных размеров последней с помощью соответствующих технических средств.

В соответствии с [2] краевую задачу для уравнений мелкой воды можно поставить в следующем виде:

$$L(\mathbf{v}) \equiv \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + A \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial x} + B \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} + C \mathbf{v} = \mathbf{F}, \quad (7)$$

где

$$A = \begin{pmatrix} u & 0 & g \\ 0 & u & 0 \\ H & 0 & u \end{pmatrix}, \quad B = \begin{pmatrix} v & 0 & 0 \\ 0 & v & g \\ 0 & H & v \end{pmatrix}, \quad C = \begin{pmatrix} 0 & -f & 0 \\ f & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{F} = \left\{ \nabla \left[g\xi + \frac{\tau_s - \tau_b}{\rho_w H} \right], (0 - I) \right\}.$$

Здесь $\mathbf{v} = (u, v, H)$; u, v – компоненты средней по вертикали скорости течений; $H = h + \xi$ – полная глубина; h – глубина на невозмущенной воде; ξ – превышение урвневной поверхности над невозмущенной; ρ_w – плотность воды; τ_s, τ_b – векторы касательных напряжений поверхностного и донного трения соответственно; $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$;

$f = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; ω – вертикальная составляющая вектора угловой скорости вращения Земли; φ – широта места; x, y – горизонтальные координаты. Уравнение (7) будем считать заданным в некоторой области изменения пространственных переменных $Q = \{x, y \subset \Omega, 0 \leq t \leq T\}$, где Ω – плоская область с достаточно гладкой границей, совпадающей с естественными границами лим. Сасык.

В качестве граничных условий для уравнения (7) поставим условие непротекания на береговой черте и зададим соответствующие скорости в устьях Когильника ($i = 1$), Сараты ($i = 2$) и в прорве ($i = 3$), рассчитываемые по значениям расходов воды, т.е. на границе Γ (берег)

$$v_n = 0, \quad (8)$$

на границах Γ_i (реки, канал)

$$v_n = v_{ki} \quad (i = 1, 2, 3). \quad (9)$$

В качестве начальных условий будем задавать состояние покоя:

$$\xi = 0, \quad u = v = 0 \quad \text{при } t = 0. \quad (10)$$

Вектор касательного напряжения трения ветра определяется по формуле [6]

$$\tau_s = \rho_a C_D |W_a| W_a, \quad (11)$$

где ρ_a – плотность воздуха, W_a – вектор скорости ветра,

$$C_D = \begin{cases} 1.1 \times 10^{-3} & \text{при } |W_a| \leq 6 \text{ м/с,} \\ 10^{-3}(0.61 + 0.063|W_a|) & \\ \text{при } 6 < |W_a| < 22 \text{ м/с.} \end{cases}$$

Вектор касательного напряжения донного трения определим квадратичным законом сопротивления:

$$\tau_b = \rho_w C_H |v| v, \quad (12)$$

где C_H – коэффициент донного трения.

Уравнения модели (7) с соответствующими краевыми условиями (8) – (10) аппроксимируются согласно HN -методу с применением схемы Лилли для представления нелинейных адвективных слагаемых.

Рассмотрим алгоритм решения задачи. На каждом шаге по времени осуществляется расчет полей уровня и скоростей течений в лим. Сасык для заданных (переменных во времени) граничных условий (9) и переменного (однородного по пространству) ветра. Затем с помощью полученных значений уровня в лимане (в месте расположения прорвы) и известного из наблюдений уровня моря определяется поток через прорву по методике, изложенной в [4]. В общем виде формулу для расчета расхода воды через прорву можно представить в виде

$$Q \sim \pm b f(\Delta \xi), \quad (13)$$

где b – ширина прорвы, $f(\Delta\xi)$ – некоторая эмпирическая зависимость, связывающая величину расхода с перепадом уровней на концах канала. Далее по известному значению Q определяется скоростью течения в канале, которая задается в качестве нового граничного условия (9) для следующего временного шага.

Прежде чем приступить к численным экспериментам по определению оптимальных размеров прорвы, необходимо провести настройку модели на исследуемую акваторию. Расчетная область лимана аппроксимировалась C -сеткой Аракавы, причем так, чтобы береговые точки совпадали с соответствующими узлами для зональных и меридиональных компонент вектора скорости. Шаг пространственной сетки равен 500 м, шаг по времени – 60 с. Последняя величина имеет ограничение, обусловленное требованием устойчивости Куранта–Фридрихса–Леви для явных схем:

$$2\Delta t \leq 2\Delta x / (2gH_{\max})^{1/2}, \quad (14)$$

где H_{\max} – максимальная полная глубина в районе исследований.

Для проверки надежности работы модели были выполнены численные эксперименты при стационарном воздействии ветров северного и южного направлений силой 8 м/с при отсутствии прорвы (Сасыкское водохранилище). Полученные результаты о распределении уровня в Сасыкском водохранилище сравнивались с результатами полевых наблюдений, формализованных следующим образом:

$$\begin{aligned} \Delta\xi_{\max}^c &= 4.17 |W_a^c|, \\ \Delta\xi_{\max}^{ю} &= 2.14 |W_a^{ю}|, \end{aligned} \quad (15)$$

где $|W_a^c|$, $|W_a^{ю}|$ – скорость ветра, м/с, северного и южного румбов, $\Delta\xi_{\max}$ – максимальный перепад уровня, см, между северной и южной частями озера. Таким образом, при северном ветре (8 м/с) согласно (15) должно наблюдаться превышение уровня ~32 см, а при южном – ~16 см. Результаты модельных расчетов лежат в этих пределах и равны 28 и 20 см соответственно. При этом экстремальные значения уровня наблюдаются в районах устья реки Сараты и канала Дунай–Сасык.

Как было показано выше, время приспособления вод к импульсному динамическому воздействию для лим. Сасык < 1 ч. В связи с этим следует ожидать значительной изменчивости интенсивности перетока через прорву, соединяющую лиман и море, в течение суток.

Продемонстрируем это на простом численном примере. Будем считать, что уровень моря остается постоянным и равным своему невозмущенному значению, т.е. $\xi_s(t) = 0$. Если воздействовать на систему постоянной внешней нагрузкой (ве-

тер), то колебания уровенной поверхности приведут к возникновению потока через прорву. Для лим. Сасык фазовая скорость длинной гравитационной волны $c = (gH)^{1/2} \approx 5$ м/с, а протяженность – 30 км. Таким образом, время формирования нагона вод у прорвы составляет несколько часов.

На рис. 1 представлены результаты расчетов изменения уровня воды в районе прорвы и потока воды через нее при воздействии постоянного ветра 8 м/с северного и южного направлений. Максимальные значения превышений уровня и максимальные величины расходов наблюдаются в первые часы после начала внешнего воздействия. Затем происходит накопление (убыль) вод в лимане благодаря связи с морем и, если внешнее воздействие не изменяется, системы выходят на стационарный режим.

Последний пример указывает на необходимость получения интегральной (в пределах суток) величины водообмена при выдаче потребителю значений расхода воды через прорву с меньшей временной дискретностью. Оптимизацию ширины прорвы можно осуществить с помощью различных критериев, например по допустимому диапазону колебаний уровня в лимане, по скоростям заиления и размывания прорвы, а также по кратности водообмена лиманных и морских вод за конечный промежуток времени. В качестве такого интервала выберем один расчетный год с конкретными гидрометеорологическими условиями. Это позволит охватить статистически достоверно все возможные ситуации (в предположении эргодичности процессов).

На рис. 2 приведены исходные данные по модулю скорости ветра и годовому ходу уровня моря в б. Жебриянской за 1981 г., которые были использованы в расчетах. Использовались также данные о годовом ходе интенсивности осадков и расходов воды в устьях Когильника и Сараты. Максимальное испарение наблюдалось летом и составляло >150 мм/мес., тогда как количество выпадающих осадков не превышало 60 мм/мес. на протяжении всего года. Максимальные расходы воды наблюдались в Когильнике и составляли $(15 - 18) \times 10^6$ м³/мес., в период весеннего половодья. Поток грунтовых вод, составляющий 0.3×10^6 м³/мес. в расчетах не учитывался. Знакопеременный поток Q через проран рассчитан для $b = 100$ и 300 м. На рис. 3 представлены соответствующие графики годового изменения расходов воды через прорву. Видно, что с увеличением ширины прорвы от 100 до 300 м средние величины расходов (при умеренных ветрах) изменяются от $\pm 30 \times 10^6$ до $\pm (40 - 50) \times 10^6$ м³/сут; максимальные значения расходов наблюдаются на 318-е сутки года (ветер 20 м/с) и составляют $(190 - 200) \times 10^6$ м³/сут. Согласно этим графикам зависимость Q от b не линейная, как это предписывается

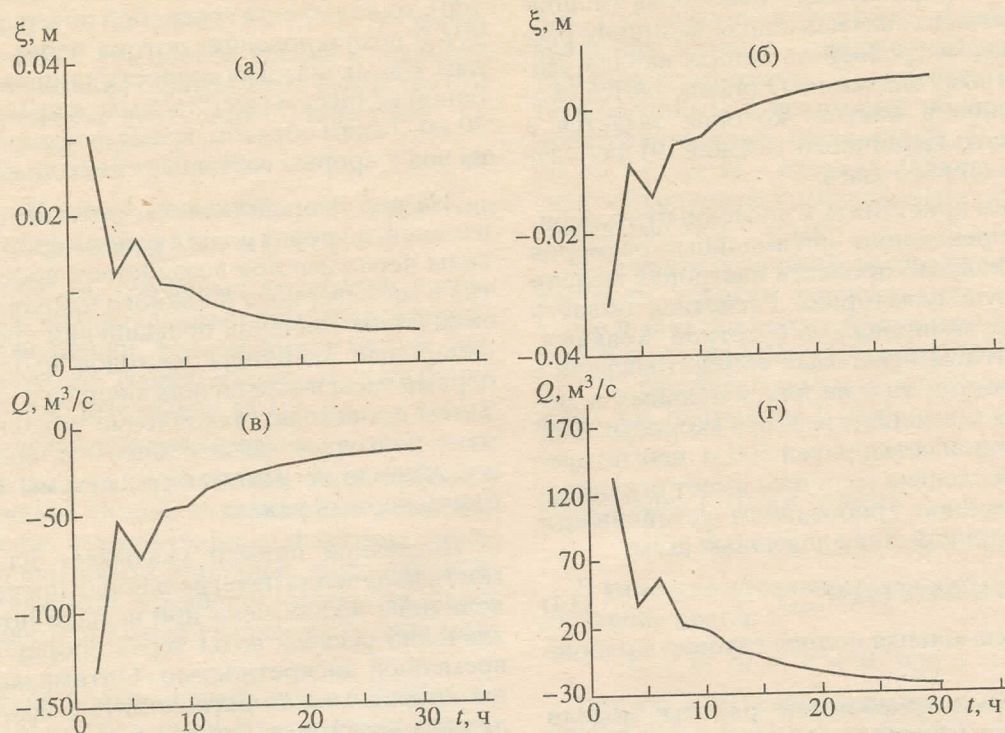


Рис. 1. Изменения уровня (а, б) со стороны лимана и потока воды через прорву (в, г) при воздействии постоянного северного (а, в) и южного (б, г) ветров силой 8 м/с (уровень в море принят равным нулю).

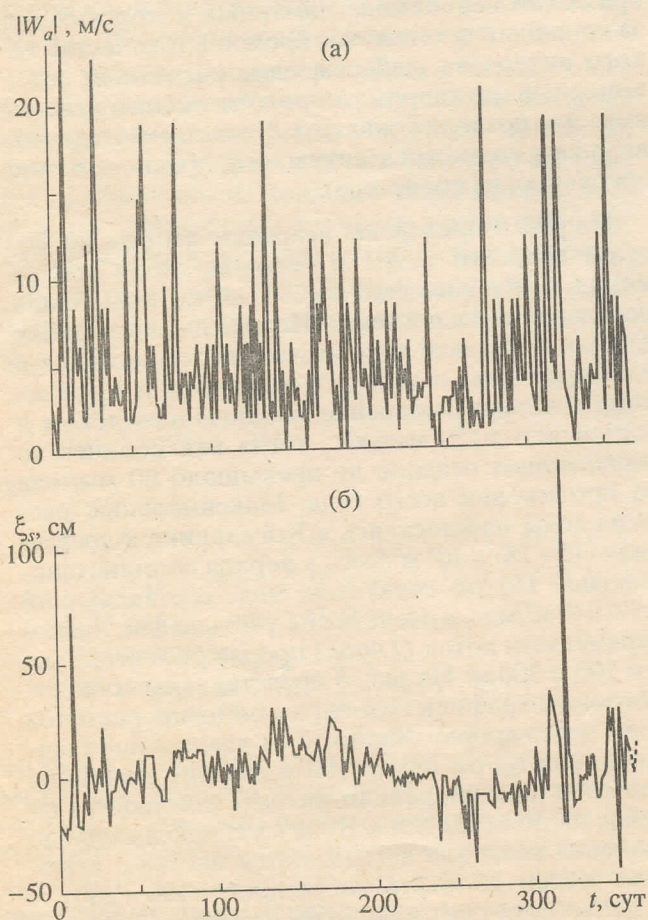


Рис. 2. Годовой ход модуля скорости ветра (а) и уровня моря (б) в пос. Приморское (1981 г.).

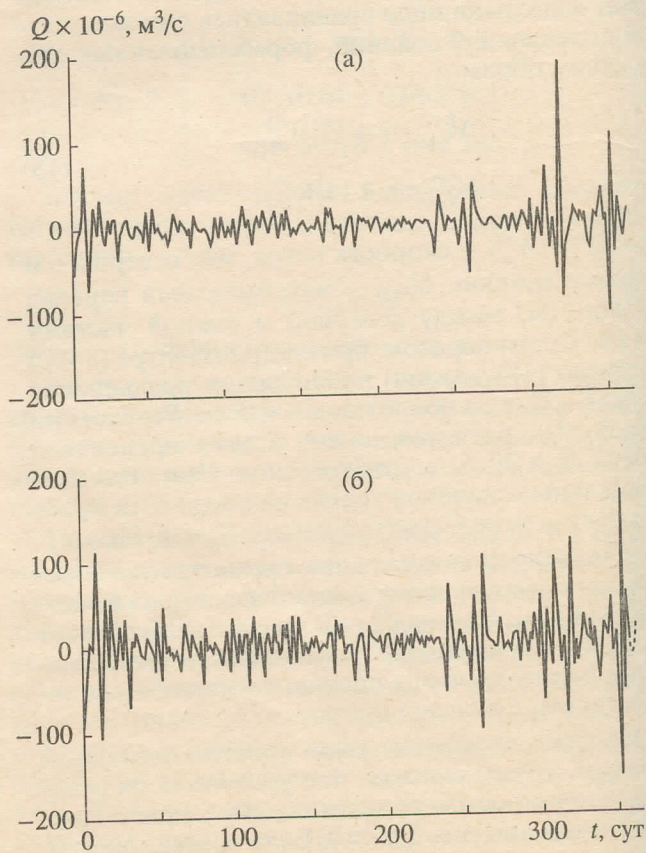


Рис. 3. Годовое изменение расхода воды через прорву шириной 100 (а) и 300 м (б).

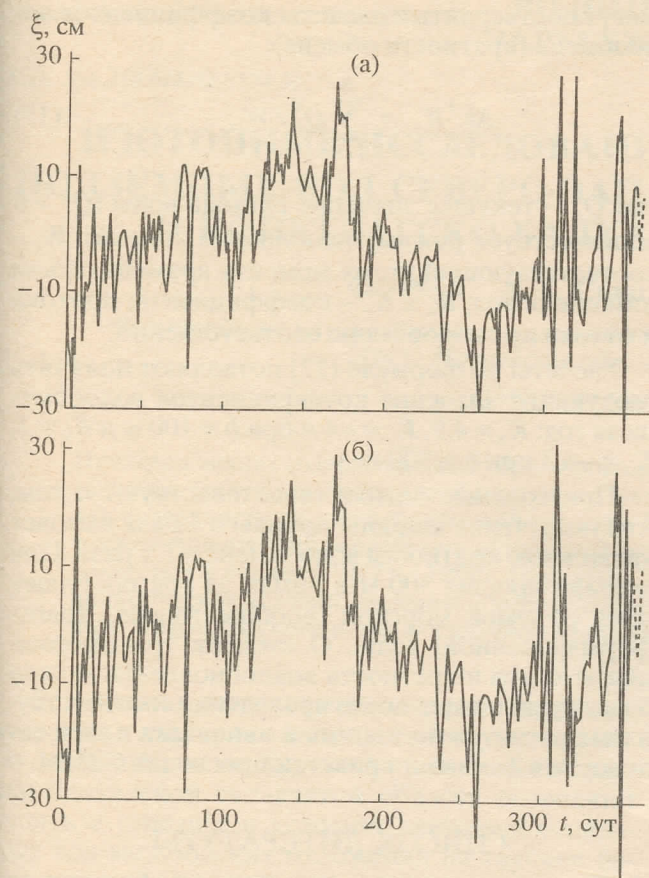


Рис. 4. Годовой ход уровня лимана в пос. Борисовка при ширине прорвы 100 (а) и 300 м (б).

формулой (13) при отсутствии обратного влияния потока воды через прорву на уровень воды в лимане.

Аналогичный вывод можно сделать, рассматривая колебания уровня воды в центральной точке пос. Борисовка (рис. 4). В отличие от интегральных за сутки значений потоков через прорву, представленных на рис. 3, здесь приведены максимальные суточные значения отметки уровня. При $b = 100$ м максимальная за год амплитуда колебаний уровня в этой точке составляет 50 см ($-24 \dots +26$), тогда как при $b = 300$ м эта величина равна 80 см ($-50 \dots +30$). Тем не менее, учитывая то обстоятельство, что в данном случае интерес представляет в основном амплитуда колебаний, усредненных за достаточно длительный (например, месячный) интервал времени, отметим, что колебания уровня сгонно-нагонного происхождения полностью нивелируются и даже при значительно большей ширине прорвы нет оснований полагать, что они превысят установленные многолетние отметки ($-0.2 \dots -0.7$ м абс.). Последние, очевидно, были получены в результате анализа долгопериодной изменчивости уровня Черного моря.

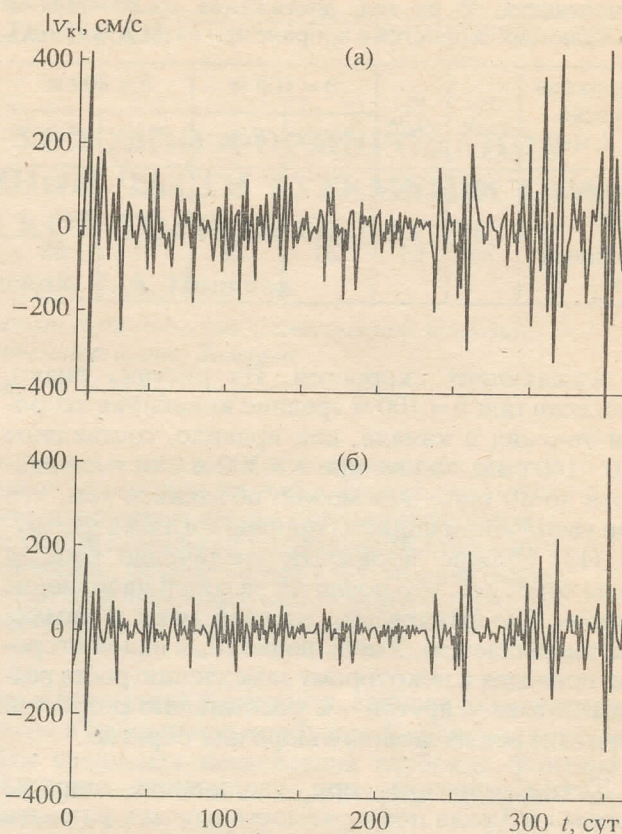


Рис. 5. Годовой ход модуля скорости течений в прорве при ее ширине 100 (а) и 300 м (б).

Еще один критерий, по которому можно косвенно судить об оптимальных размерах прорвы, — оценки заиляющих (осаждающих) и размывающих (срывающих) скоростей (подробности см., например, в [3]). Поскольку прорва, как и коса, отделяющая лиман от моря, сложена на 70% мелкозернистыми ($d = 0.00015$ м) и на 30% среднезернистыми ($d = 0.00025$ м) песками, будем рассматривать критические скорости срывания и осаждения песчаных фракций данного гранулометрического состава.

Срывающая скорость была рассчитана по формуле И.И. Леви [3] для песчаных наносов:

$$v_c = 1.4 \sqrt{gd \frac{(\gamma_n - \gamma)}{\gamma} \left(\frac{h}{d}\right)^{0.2}}, \quad (16)$$

где h — средняя глубина потока, d — диаметр наносов, γ и γ_n — вес единицы объема воды и наносов соответственно. Согласно [3] осаждающая скорость v_o может быть связана с v_c простым соотношением: $v_o = v_c / 1.41$.

На рис. 5 представлен временной ход скоростей течений в прорве за исследуемый год при $b = 100$ и 300 м, а в таблице приведены соответствующие значения вероятностей возникновения срывающих

Вероятности, % за год, достижения срывающих и осаждающих скоростей в прорыве при разных ширинах

Фракция песка, <i>d</i> , мм	v_c , см/с	v_o , см/с	$b = 100$ м		$b = 300$ м	
			$P(v_c)$	$P(v_o)$	$P(v_c)$	$P(v_o)$
Мелкий 0.325	61	43	28	56	12	81
Крупный 1.0	86	61	20	72	7	88

и осаждающих скоростей. Из рисунка видно, что, если при $b = 100$ м средние колебания скорости течения в канале, как правило, составляют 120 - 140 см/с, то уже при $b = 300$ м они уменьшаются до 80 см/с. Это можно объяснить тем, что при увеличении ширины прорыва согласно формуле (13) должно произойти увеличение расхода воды через нее, что повлечет за собой наполнение лимана и выравнивание уровней моря и лимана ($\Delta\xi$ уменьшается). Уменьшение $\Delta\xi$, с одной стороны, приводит к некоторому замедлению роста расхода потока, с другой – к уменьшению скоростей притока вод из лимана в море или обратно.

Таким образом, при увеличении ширины прорыва в 3 раза повторяемость случаев размыва прорыва уменьшается в 2 - 3 раза (таблица), тогда как вероятность заиления взвешенными песками несколько увеличивается. Однако, учитывая то, что достижение значения размывающей скорости, способной перевести песчаную фракцию во взвешенное или сальтирующее состояние в водах, непосредственно прилегающих к прорыву, возможно только в условиях сильного шторма, а в самой прорыве при этих условиях не может происходить осадения взвеси, следует полагать, что увеличение ширины прорыва благоприятно сказывается на ее абразионной устойчивости. Последний вывод имеет важное экономическое значение с точки зрения необходимых затрат на поддержание постоянных размеров прорыва.

Следовательно, из двух выполненных экспериментов (при $b = 100$ и 300 м) второй лучше удовлетворяет предъявленным требованиям. Это

могут подтвердить и расчеты коэффициентов водообмена (кратности обмена):

$$\Delta t^{-1} K_{\pm} = \sum_{i=1}^N Q_i^{\pm} / W_i, \quad (17)$$

где Q_i^{\pm} – текущее значение расхода воды ($Q^+ > 0$ соответствует режиму наполнения лимана), W_i – соответствующий этому моменту времени объем лиманных вод, K_+ и K_- – коэффициенты притока и оттока при водообмене соответственно.

Расчеты по формуле (17) позволяют получить следующие значения коэффициентов водообмена за год: $K_+ = 4.9$, $K_- = -4.4$ при $b = 100$ м и $K_+ = 7$, $K_- = -6.3$ при $b = 300$ м.

Приведенные оценки свидетельствуют о том, что увеличение ширины прорыва в 3 раза вызовет увеличение кратности водообмена в 1.5 раза. При ширине прорыва 300 м в лиман за год поступает семь объемов морской (вообще говоря, трансформированной) воды. О степени трансформации этих вод и кратности водообновления можно будет судить лишь после проведения соответствующих расчетов по взаимной эволюции полей солёности в лимане и прилегающих водах СЗЧМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биопродуктивность и качество воды Сасыкского водохранилища в условиях его опреснения / Под ред. Харченко Т.А., Тимченко В.М., Иванова А.И. и др. Киев: Наук. думка, 1990. 276 с.
2. Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 207 с.
3. Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 376 с.
4. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. Киев: Наук. думка, 1974. 222 с.
5. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного причерноморья. Киев: Наук. думка, 1990. 240 с.
6. Gill A.E. Atmosphere-Ocean Dynamics. N.Y.: Acad. Press, 1982. 662 p.
7. Simons T.J., Schertzer W.M. // J. Great Lakes Res. 1989. V. 15(3). P. 452.