

УДК 551.465

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ШТОРМОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПЕСЧАНОГО БЕРЕГА  
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА)**© 2015 г. И. О. Леонтьев<sup>1</sup>, Д. В. Рябчук<sup>2</sup>, А. Ю. Сергеев<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва  
e-mail: igor.leontiev@gmail.com<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург  
e-mail: Daria\_Ryabchuk@vsegei.ru

Поступила в редакцию 13.05.2013 г.

Предложена усовершенствованная версия модели штормовых деформаций CROSS-P. Показано, что модель адекватно воспроизводит процесс размыва песчаного берега как в лаборатории, так и в природе. Главные особенности берегового профиля в условиях аккумуляции также отображаются, но необходима дальнейшая проверка на основе дополнительных данных. Типы профилей, предсказанные моделью, согласуются с известным эмпирическим критерием. Одной из новаций является включение эффекта перелива через авантюну при штормовых нагонах. Применение модели к берегам восточной части Финского залива, подверженным воздействию значительных штормовых нагонов, позволяет представить их развитие как результат работы некоего конвейера, который при экстремальных штормах поставляет наносы с аванюны на пляж, а в периоды слабой волновой активности выносит материал с пляжа на подводный склон. Данный конвейер работает только в одном направлении, и потери материала из тела дюны оказываются необратимыми. Результаты моделирования показывают, что при переливе через авантюну, характерном для южного сегмента района исследований, часть наносов перебрасывается на тыловый склон, и дюнный пояс постепенно продвигается вглубь суши, одновременно уменьшаясь по высоте. Можно ожидать, что деструктивные тенденции в развитии берегов в ближайшие десятилетия сохранятся.

DOI: 10.7868/S0030157414060069

**ВВЕДЕНИЕ**

В последнее десятилетие климатические условия в восточной части Финского залива характеризовались, во-первых, сравнительно теплыми зимами, что способствовало более позднему ледоставу, во-вторых, возросшей повторяемостью сильных штормов на фоне значительного подъема уровня воды, которые случались именно в зимний период. Сочетание этих факторов значительно усилило воздействие на песчаные берега, лишенные защитного ледового покрова. Особенно разрушительными были декабрьские шторма и наводнения 2011 г. На ряде участков зафиксированы значительные размывы аванюны, кое-где сформировался абразионный уступ [7].

Очевидно, весьма актуальной становится проблема прогноза штормовых деформаций берегов в условиях значительных нагонов. Одна из целей настоящей работы состоит в оценке потенциальных изменений береговых профилей на характерных участках побережья залива при экстремальных штормовых воздействиях на основе математического моделирования лито- и морфодинамических процессов.

Известен целый ряд моделей такого рода, их сравнительный анализ, в частности, проводился

Ван Рейном с соавторами [24, 25]. Все модели в той или иной мере воспроизводят штормовой профиль, вырабатываемый при размыве песчаного берега. Однако профиль аккумуляции, формируемый относительно слабыми волнениями, отображается значительно хуже. В результате штормовой цикл не удается описать полностью. Помимо этого, некоторые модели весьма усложнены и требуют тщательного подбора многочисленных коэффициентов [21], что создает значительные неудобства пользователю. В связи с этим настоящая работа имеет еще одну цель – представить сравнительно простую модель берегового профиля, которая работает в условиях как размыва, так и восстановления пляжа, не требует предварительной настройки и удобна для практических расчетов. Основой в данном случае служит модель CROSS-P [4, 6, 9, 17]. В ее усовершенствованный вариант, в частности, включен модуль, позволяющий оценить изменения профиля берега в случае перелива воды через дюнный пояс.

В первой части статьи кратко изложены основные предпосылки и зависимости используемой модели и представлены результаты ее верификации. Во второй части рассматриваются результаты применения модели к некоторым участкам северной береговой зоны Финского залива в пределах

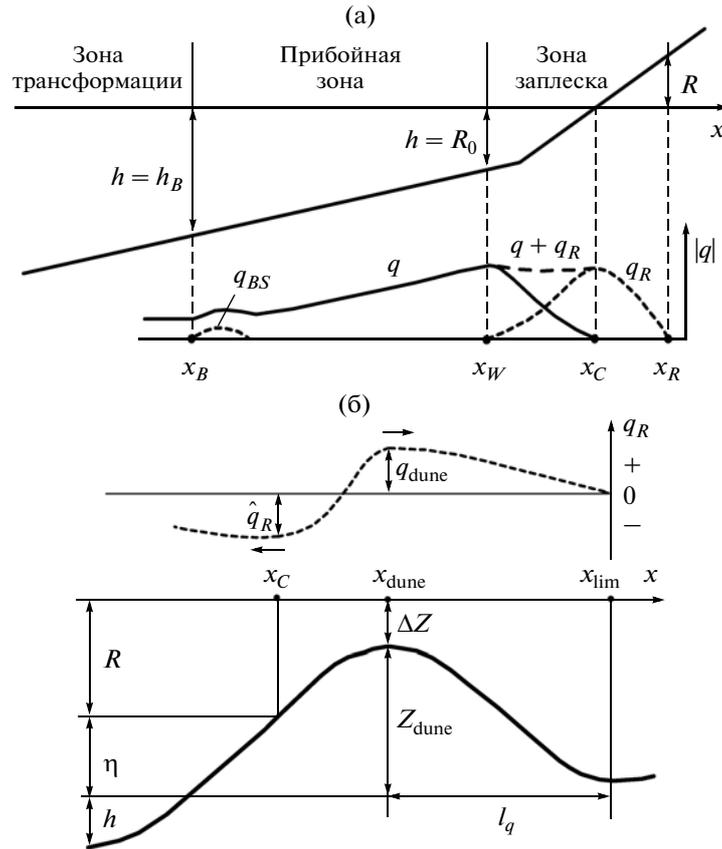


Рис. 1. Схема берегового профиля: (а) – выделенные зоны и типы расходов наносов; (б) – ситуация перелива через гребень дюны.

Курортного района Санкт-Петербурга и южной береговой зоны в районе пос. Большая Ижора.

### ОПИСАНИЕ РАСЧЕТНОЙ МОДЕЛИ CROSS-P

**Деформации профиля** определяются на основе закона сохранения массы, связывающего изменения глубин  $h$  с градиентами поперечного расхода наносов  $q_x$ :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x}, \quad (1)$$

где  $t$  – время,  $x$  – расстояние. Уравнение (1) интегрируется с помощью схемы Лакса – Вендроффа [18] с шагом по времени порядка  $(10^0 - 10^1)$  периодов волн. Шаг по пространству для профилей морских берегов порядка 1 м. Встроен алгоритм, имитирующий обвал, если локальный уклон дна превышает предел [4, 15].

Исходными данными для расчетов служат файл начальных глубин по профилю, характеристики наносов, параметры волн и ветра на глубокой воде, уровень воды и продолжительность волнения.

**Выделяются зоны** трансформации, прибоя и заплеска (рис. 1а). Границей первых двух зон (в точке  $x_B$ ) служит глубина обрушения  $h_B$ , определяемая из условия постоянства потока энергии:

$$h_B = \left( \frac{1}{4\pi\gamma_B^2} \right)^{2/5} H_{1\%}^{4/5} (gT_p^2)^{1/5} \left( \frac{\cos\Theta_\infty}{\cos\Theta_B} \right)^{2/5}, \quad (2)$$

где  $H_{1\%}$  – высота волн 1% обеспеченности на глубокой воде,  $\gamma_B = H_{1\%B}/h_B = 0.8$  – индекс обрушения,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $T_p$  – период пика спектра,  $\Theta$  – угол подхода волн относительно нормали к берегу (определяется на основе закона рефракции).

Граница между зонами прибоя и заплеска (точка  $x_W$ ) отвечает глубине, равной характерной высоте заплеска  $R_0$  (по данным наблюдений [22]):

$$R_0 = 0.043\sqrt{H_{\infty}L_{\infty}}, \quad (3)$$

где  $H_{\infty}$  и  $L_{\infty} = (g/2\pi)T_p^2$  – значительная высота и длина волн на глубокой воде.

Верхняя граница пляжа (точка  $x_R$ ) соответствует фактической высоте заплеска  $R$ , вычисляемой по зависимости

$$R = \bar{\beta} \sqrt{H_{s\infty} L_{\infty} \cos \Theta_{\infty}}, \quad (4)$$

$$\bar{\beta} = (R_0 + R)/(x_R - x_W),$$

где  $\bar{\beta}$  – средний уклон пляжа.

Расход наносов трактуется с позиций энергетической концепции [10–12] при включении некоторых дополнительных факторов.

**В зонах трансформации и прибоя** объемный расход  $q$  ( $\text{м}^3 \text{м}^{-1} \text{с}^{-1}$ ) определяется как

$$q = q^0 - 2\beta |q^0|, \quad (5)$$

$$q^0 = \mu \left\{ \left[ \frac{9\pi}{8} \frac{\varepsilon_b}{\text{tg}\Phi} D_f + \varepsilon_s \frac{u_m}{w_g} (4D_f + B) \right] \times \right.$$

$$\left. \times \frac{U_w + U_c}{u_m} + q_{BS} \cos \Theta \right\},$$

где  $\beta = -\partial h/\partial x$  – уклон дна,  $\mu = [g(\rho_g - \rho)(1 - \sigma)]^{-1}$  – коэффициент, согласующий размерности,  $\rho_g$  – плотность твердых частиц,  $\rho$  – плотность воды,  $\sigma$  – пористость грунта,  $\Phi$  – угол естественного откоса (для песка  $\text{tg}\Phi \approx 0.6$ ),  $w_g$  – скорость осаждения наносов. Величина  $D_f$  представляет скорость диссипации энергии за счет донного трения:

$$D_f = \frac{2}{3\pi} f_w \rho u_m^3, \quad u_m = \frac{1}{2} \frac{H_{rms} \omega}{shkh}, \quad (6)$$

$$f_w = \exp(5.5(r/a_m)^{0.2} - 6.3),$$

где  $u_m$  – амплитуда донной орбитальной скорости,  $H_{rms}$  – среднеквадратичная высота волн,  $\omega = 2\pi/T_p$  – частота,  $k = 2\pi/L$  – волновое число,  $f_w$  – коэффициент трения для волн,  $a_m = u_m/\omega$  – амплитуда колебаний частиц воды вдоль дна,  $r$  – параметр шероховатости:

$$r = 85\sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05} d_g + 4\eta^2/\lambda, \quad (7)$$

$$\Psi_{2.5} = \frac{f_{w2.5} \rho u_m^2}{2(\rho_g - \rho) g d_g^2},$$

где  $\Psi_{2.5}$  – параметр Шильдса, основанный на условной шероховатости  $r_{2.5} = 2.5d_g$ ,  $d_g$  – размер твердых частиц. Величины  $f_w$  и  $r$ , а также высота и длина рифелей,  $\eta$  и  $\lambda$ , определяются на основе соотношений Нильсена [20].

Коэффициенты эффективности  $\varepsilon_b$  и  $\varepsilon_s$  принимаются в форме [4]:

$$\varepsilon_b = 0.1\sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05}, \quad \varepsilon_s = 0.02\sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05}, \quad (8)$$

$$0.05 < \Psi_{2.5} < 1,$$

$$\varepsilon_b = 0.1, \quad \varepsilon_s = 0.02, \quad \Psi_{2.5} \geq 1.$$

Начало движения наносов отвечает условию  $\Psi_{2.5} > 0.05$ .

Величина  $B$  учитывает дополнительную диссипацию энергии у дна за счет проникновения турбулентности из поверхностного слоя:

$$B = \xi D \exp[-3(1/\hat{P} - 1)], \quad \xi = \frac{(h_B/l_B)}{\sqrt{H_{s\infty}/L_{\infty}}}, \quad (9)$$

$$l_B = x_C - x_B,$$

где  $\xi$  – параметр Ирибаррена,  $D$  – скорость диссипации энергии при обрушении волн,  $\hat{P}$  – доля обрушающихся волн в спектре,

$$D = 2\alpha \hat{P} \frac{E}{T_p}, \quad \hat{P} = \left( \frac{H_{rms}}{\hat{\gamma} h} \right)^4, \quad \hat{\gamma} = 0.5 + \sqrt{\frac{H_{rms\infty}}{L_{\infty}}}. \quad (10)$$

Здесь  $E = (1/8)\rho g H_{rms}^2$  – энергия волн, коэффициент  $\alpha$  на глубинах  $h \geq 2h_B$  и  $h < 2h_B$  принимает значения 0.1 и 0.5 соответственно.

Локальные высоты волн  $H_{rms}$  рассчитываются с помощью зависимости, полученной из уравнения баланса энергии [4, 15]:

$$H_{rms} = \left[ C_g \cos \Theta \left( \frac{4\alpha}{\hat{\gamma}^4 T_p} \int_0^x \frac{dx}{h^4 (C_g \cos \Theta)^3} + \frac{1}{F_0^2} \right)^{1/2} \right]^{-1/2}, \quad (11)$$

$$F_0 = H_{rms0}^2 C_{g0} \cos \Theta_0,$$

где индекс “0” относится к началу профиля,  $C_g$  – групповая скорость. Предполагается рэлеевское распределение высот волн, подразумевающее соотношение:

$$H = (\sqrt{\pi}/2) H_{rms}, \quad H_s = \sqrt{2} H_{rms}, \quad H_{1\%} = 2.15 H_{rms}, \quad (12)$$

где  $H$  – средняя высота волн.

Дополнительный расход  $q_{BS}$  обусловлен выбросом взвеси при обрушении волн (рис. 1а), и вносит заметный вклад в формирование подводного вала [5, 6]:

$$q_{BS} = 0.05 \varepsilon_s \frac{u_m}{w_g} D \sqrt{\frac{x - x_B}{l_{BS}}}, \quad x_B \leq x \leq x_B + l_{BS}, \quad (13)$$

где  $l_{BS} = 8h_B$  – протяженность области действия  $q_{BS}$ .

Переносные скорости у дна  $U_w$  и  $U_c$  в формуле (5) обусловлены волнением и внешним течением соответственно. Скорость  $U_w$  выражается как

$$U_w = \frac{D^* - D u_m^2}{D^* C} \cos \Theta, \quad D^* = \frac{E C_g}{x_C - x}, \quad x \leq x_W, \quad (14)$$

где  $D^*$  – средний градиент потока энергии на отрезке между данной точкой и берегом,  $C$  – фазовая скорость волн. В зоне трансформации  $D \rightarrow 0$ ,

и (14) переходит в известную формулу Лонге-Хиггинса [19]. При этом  $U_w$  положительна (направлена к берегу). В прибойной зоне  $D$  увеличивается, и скорость  $U_w$  может стать отрицательной [4]. Величина  $U_c$  может характеризовать, например, стоковое течение, возникающее при ветровом нагоне [4, 16].

**В зоне заплеска** максимум расхода наносов  $\hat{q}_R$  достигается на урезе (рис. 1а),

$$\hat{q}_R = \mu K_R \rho u_R^3 (\beta_{eq} - \bar{\beta}), \quad u_R = \sqrt{2gR}, \quad (15)$$

где  $K_p = 0.005$  – масштабный коэффициент,  $u_R$  – амплитуда скорости заплеска. Величины  $R$  и  $\bar{\beta}$  определяются соотношениями (4), а равновесный уклон пляжа  $\beta_{eq}$  оценивается как

$$\beta_{eq} = \frac{0.09}{S_D}, \quad S_D = \frac{H_\infty}{w_g T_p}, \quad (16)$$

где  $S_D$  параметр Дина. Если  $\bar{\beta} > \beta_{eq}$ , то  $\hat{q}_R < 0$  (направлен от берега в море).

К границам зоны заплеска локальные расходы  $q_R$  затухают (рис. 1а):

$$q_R = \hat{q}_R [(x - x_W)/(x_C - x_W)]^{0.5}, \quad x_W \leq x \leq x_C, \quad (17)$$

$$q_R = \hat{q}_R [(x_R - x)/(x_R - x_C)], \quad x_C \leq x \leq x_R.$$

В нижней части зоны заплеска расходы  $q_R$  и  $q$  суммируются (рис. 1а):

$$q_x = q + q_R, \quad q = q(x_w) [(x - x_W)/(x_C - x_W)]^{1.5}, \quad (18)$$

$$x_W \leq x \leq x_C.$$

**Перелив через гребень дюны** регламентируется условием

$$\Delta Z = \eta + R - Z_{dune} > 0, \quad (19)$$

где  $\Delta Z$  – уровень воды над гребнем дюны,  $\eta$  – высота штормового нагона,  $Z_{dune}$  – высота дюны над штилевым уровнем (рис. 1б).

Результирующий расход наносов  $\hat{q}_R$  можно представить в виде разности  $\hat{q}_R = \hat{q}_R^+ - \hat{q}_R^-$ , где  $\hat{q}_R^+$  и  $\hat{q}_R^-$  – расходы вверх и вниз по склону. В штормовых условиях обычно доминирует  $\hat{q}_R^-$ , и  $\hat{q}_R < 0$  (как показано на рис. 1б). Во время положительной фазы движения часть потока заплеска переходит в переливное течение, которое создает расход наносов  $q_{dune}$  (рис. 1б). Определенный объем воды безвозвратно уходит на тыловой склон дюны, вследствие чего обратный поток ослабевает, и расход  $\hat{q}_R^-$  уменьшается. Чем больше отношение

$\Delta Z/R$ , тем большая часть  $\hat{q}_R^+$  переходит в  $q_{dune}$ , и тем меньше  $\hat{q}_R^-$ :

$$q_{dune} = \frac{\Delta Z}{R} \hat{q}_R^+, \quad \hat{q}_R = \hat{q}_R^+ - \left(1 - \frac{\Delta Z}{R}\right) \hat{q}_R^-, \quad \Delta Z/R < 1, \quad (20)$$

причем, согласно зависимости (15):

$$\hat{q}_R^+ = K_R \rho u_R^3 \beta_{eq}, \quad \hat{q}_R^- = K_R \rho u_R^3 \bar{\beta}. \quad (21)$$

Изменения расходов между характерными точками  $x_C$ ,  $x_{dune}$  и  $x_{lim}$  (рис. 1б) для упрощения аппроксимируются линейными функциями:

$$q_R = \hat{q}_R - (\hat{q}_R - q_{dune}) \frac{x - x_C}{x_{dune} - x_C}, \quad x_C \leq x \leq x_{dune}, \quad (22)$$

$$q_R = q_{dune} \frac{x_{lim} - x}{x_{lim} - x_{dune}}, \quad x_{dune} \leq x \leq x_{lim}.$$

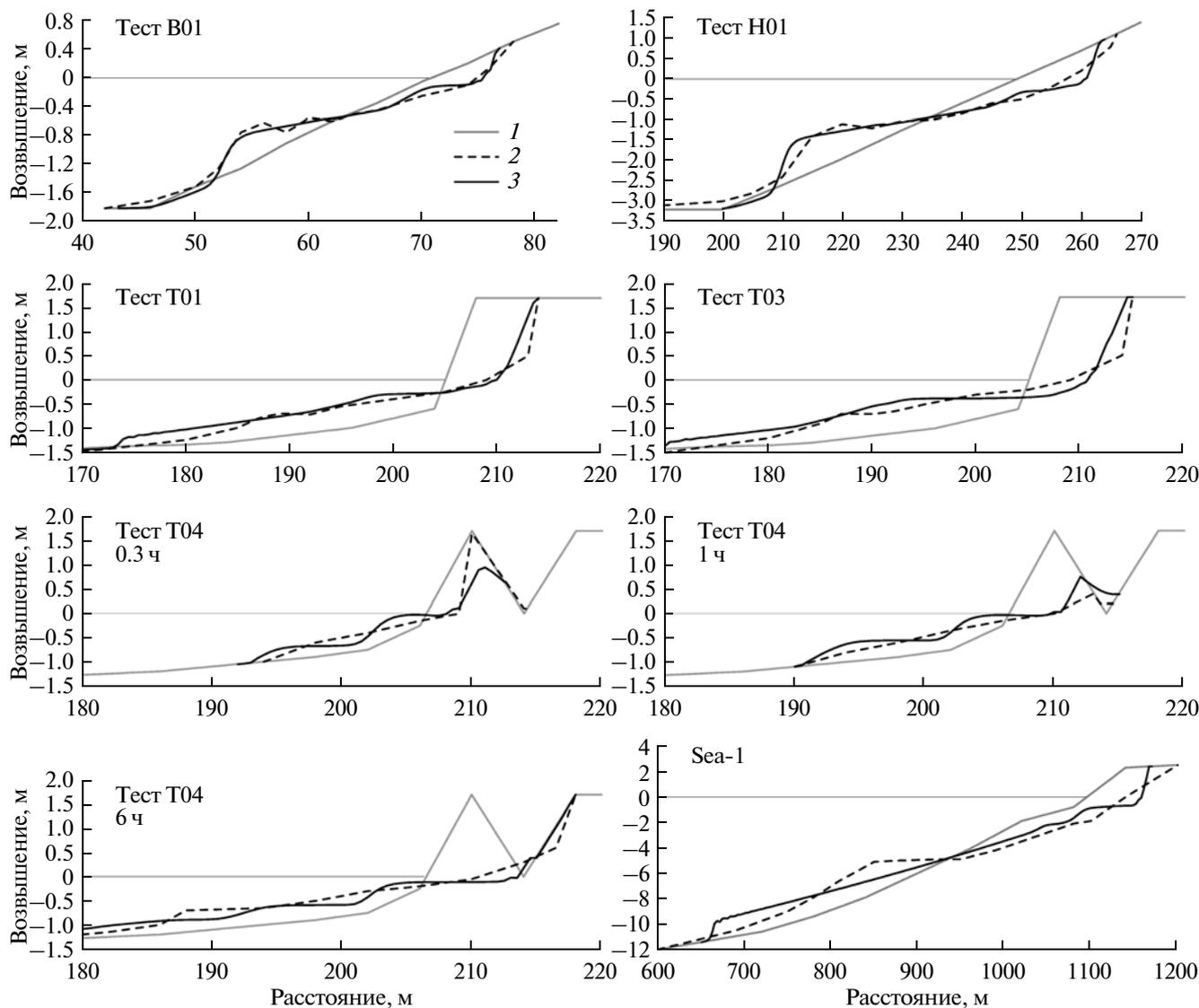
Расстояние  $l_q$  (рис. 1б) характеризует протяженность области аккумуляции наносов, переносимых переливным течением, и оценивается исходя из морфологии профиля в тылу дюны. Это может быть, например, расстояние до центра ложбины, как показано на рис. 1б, или до лагуны, расположенной за береговым барьером.

## ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

По типу реакции на воздействие волн песчаные береговые профили условно подразделяются на профили размыва или аккумуляции (соответственно англоязычным терминам erosion/accretion profiles). Наблюдениями [14] установлено, что тип профиля, формируемого данным волнением, можно охарактеризовать с помощью параметра Дина  $S_D$  (см. формулу (16)): при  $S_D > 2$  вырабатывается профиль размыва (берег размывается), а при  $S_D < 2$  – профиль аккумуляции (берег нарастает).

На рис. 2 показаны примеры профилей размыва, выработанных в волновых каналах различного масштаба, а также на морском берегу. Условия экспериментов отражены в табл. 1, где  $t_w$  – продолжительность волнения. Представлены случаи первоначально линейного профиля (тесты В01 и Н01) и профиля с уступом (тесты Т01 и Т03). Показаны последовательные стадии размыва авандюны в ходе волнового воздействия (тест Т04). Пример Sea-1 отражает последствия экстремального зимнего шторма 1988 г. в Южной Калифорнии, когда высота волн в пике достигала 10 м (штормовой нагон, прилив и смена фаз шторма при расчетах не учитывались). Как видно, модель в целом удовлетворительно воспроизводит штормовой размыв, включая и его развитие во времени.

На рис. 3 даны примеры профилей аккумуляции, сформированных на линейном склоне в большом волновом лотке в США при действии



**Рис. 2.** Сравнение расчетных и измеренных профилей размыва: В01 – опыт в волновом лотке в Барселоне; Н01, Т01, Т03 и Т04 – эксперименты в большом волновом канале в Ганновере; Sea-1 – наблюдения на побережье Южной Калифорнии. Источники данных и условия наблюдений отражены в табл. 1. Профили дна: 1 – начальный, 2 – измеренный, 3 – расчетный.

регулярных волн. Их параметры при расчетах рассматривались как эквиваленты значительной высоты  $H_s$  и период пика спектра  $T_p$  нерегулярных волн. Значительные отклонения расчетных деформаций от измеренных отчасти объясняются различием типов волнения и соответствующих морфодинамических процессов. Но основную тенденцию, а именно, формирование на пляже берегового вала (бермы), модель воспроизводит во всех случаях.

Пример Sea-2 демонстрирует изменения профиля калифорнийского берега при относительно спокойной погоде в летний сезон. Параметры волн не фиксировались, но их средняя высота 0.4 м, по-видимому, может служить достаточно представи-

тельной характеристикой летних условий. Расчетный профиль отражает итог двух последовательных волнений: 1) зыби, продолжавшейся 15 суток и 2) ветрового волнения, действовавшего 1 сутки. Как видно, расчетный профиль в целом повторяет измеренный.

На рис. 4 показаны профили двух участков островного барьера на атлантическом побережье США (Assateague Island, Maryland), а также их расчетные и измеренные деформации после прохождения двух последовательных штормов [21]. Как видно, в результате перелива воды гребень дюны понижается и смещается вглубь острова. Расчеты отражают эту тенденцию, но не воспро-

**Таблица 1.** Условия наблюдений профилей размыва и аккумуляции. Величины в скобках отражают средние параметры волн

№	Источник	$d_g$ , мм	$H_s (H)$ , м	$T_p (T)$ , с	$H_s/L$	$S_D$	$t_w$ , ч
Профили размыва							
B01	Van Rijn et al. [25]	0.25	0.53 (0.33)	4.1 (3.4)	0.020	2.3	22.9
H01	»	0.27	0.97 (0.61)	5.6 (4.7)	0.020	2.8	22.8
T01	Van Gent et al. [23]	0.2	1.5 (0.9)	4.9 (4.1)	0.040	7.1	6
T03	»	0.2	1.5 (0.9)	7.35 (6.1)	0.018	4.8	6
T04	Roelvink et al. [21]	0.2	1.5 (0.9)	4.9 (4.1)	0.040	7.1	6
Sea-1	Inman et al. [13]	0.27	(5.0)	(12)	0.025	9.0	20
Профили аккумуляции							
Case101	Larson, Kraus [14]	0.4	1.28 (0.8)	11.33 (9.4)	0.0064	1.2	30
Case201	»	0.4	0.55 (0.34)	11.43 (9.5)	0.0027	0.5	30
Case301	»	0.4	1.68 (1.05)	11.33 (9.4)	0.0083	1.6	30
Case701	»	0.4	1.62 (1.0)	16.0 (13.3)	0.0041	1.1	30
Case600	»	0.22	0.61 (0.38)	16.0 (13.3)	0.0015	0.8	30
Sea-2	Кинг [3]	0.3	(0.4) (0.4)	(10) (4)	0.0028 0.0177	0.8 1.9	360 24

**Таблица 2.** Сценарий шторма, использованный при расчетах

Фазы шторма, ч	0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–18	18–21	21–24
Ветер, м/с	10	15	18	20	16	13	10	5
Уровень моря, м	0.5	1.0	1.5	2.0	1.6	1.3	1.0	0.3
Высота волн, м	0.4	0.7	0.9	1.0	0.9	0.7	0.5	0.3
Период волн, м	3.0	3.5	4.0	4.5	4.5	4.0	3.7	3.5

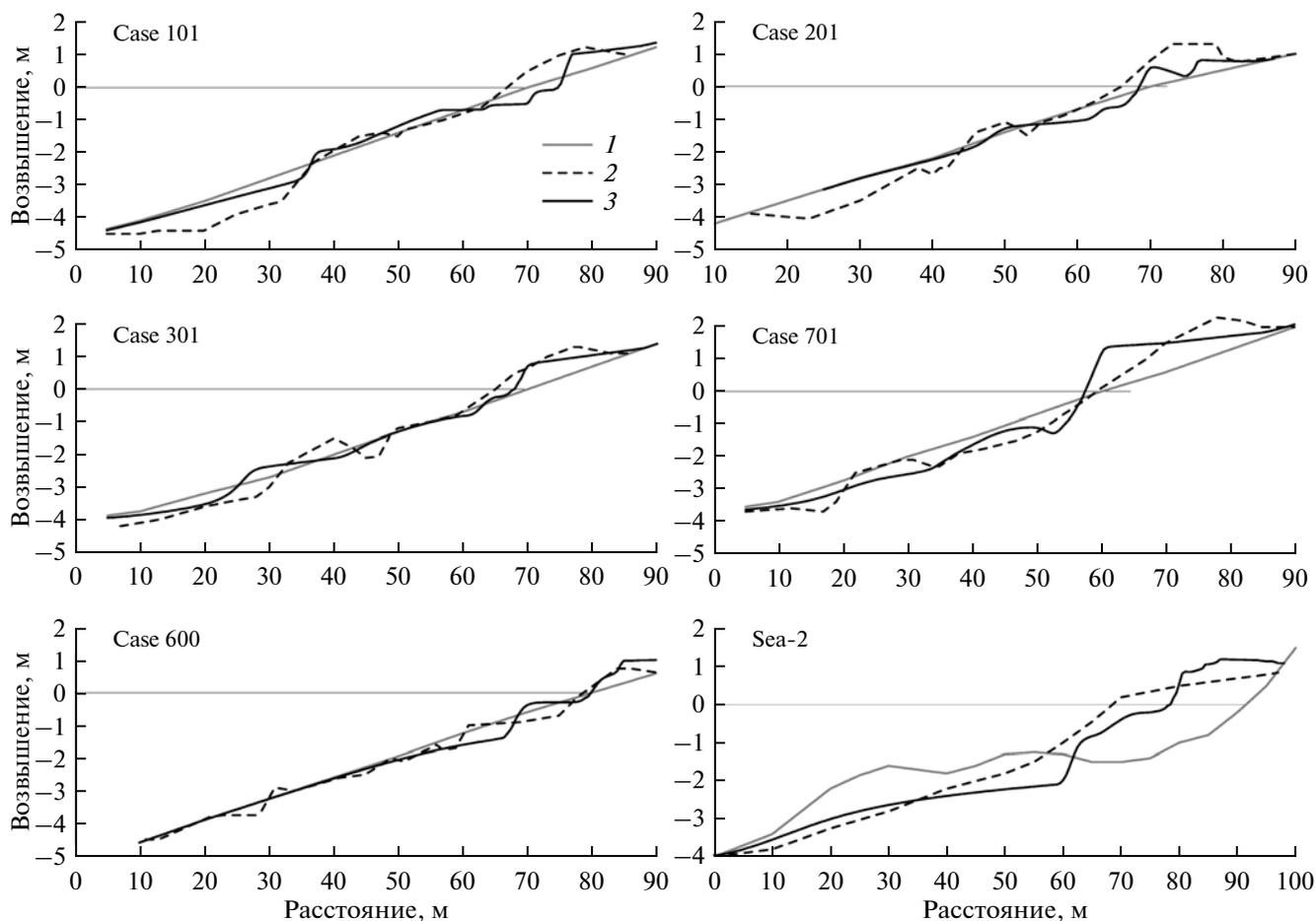
изводят аккумуляцию наносов у подножья дюны, возможно, обусловленную затуханием шторма.

Отметим, что все расчеты выполнялись при одних и тех же значениях базовых коэффициентов, а изменения типов расчетных профилей, в общем, следуют приведенному выше эмпирическому критерию [14].

#### ПРИМЕНЕНИЕ МОДЕЛИ К БЕРЕГАМ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Объектами моделирования служат береговые профили, расположенные на северном берегу Финского залива в пределах Курортного района Санкт-Петербурга и южном берегу в районе

пос. Большая Ижора (рис. 5). Типичным для них является наличие авандюны высотой более 3 м на северном участке и менее 2.5 м на южном. Подводный склон до глубин 2–3 м весьма пологий (уклон около 0.01). На южном участке песчаный слой достаточно мощный (средний размер песка  $d_g = 0.2$  мм), тогда как на северном он местами прерывается выходами валунного бенча, сформированного при размыве ледниковых отложений (на пляже и дюне  $d_g = 0.3$  мм). Штормовые волны обладают сравнительно небольшими размерами (средняя высота редко превышает 1 м), но действуют они на фоне нагонов высотой 1–2 м и более. Наиболее важную роль играют волнения



**Рис. 3.** Сравнение расчетных и измеренных профилей аккумуляции: Case101, 201, 301, 701 и 600 – опыты в большом волновом лотке в США; Sea-2 – наблюдения на побережье Южной Калифорнии. Источники данных и условия наблюдений отражены в табл. 1. Профили дна: 1 – начальный, 2 – измеренный, 3 – расчетный.

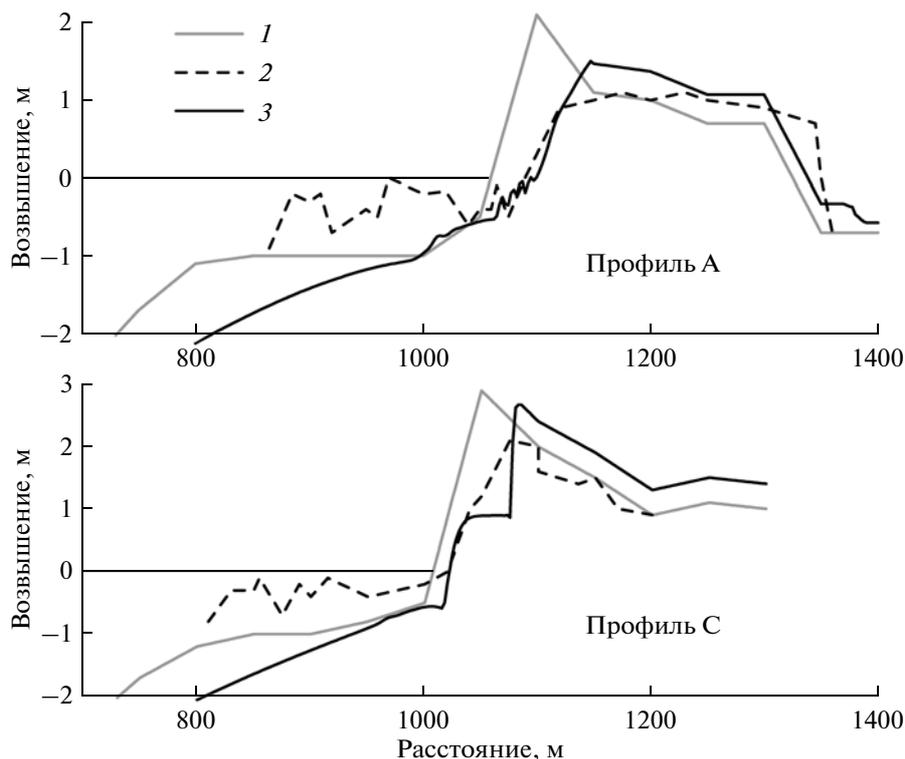
западных румбов, подходящие к рассматриваемым берегам под значительными углами.

Одна из задач моделирования заключалась в том, чтобы воспроизвести штормовые деформации берега, наблюдавшиеся в районе г. Зеленогорска в декабре 2011 г. (профиль 10, рис. 6а). К сожалению, воссоздать полную хронограмму прошедших штормов не удастся из-за недостатка данных. Но ряд косвенных признаков позволяет предполагать, что их суммарный эффект близок к эффекту декабрьского шторма 1986 г. Последний длился около 1 суток, причем в пике средняя высота волн была около 1 м, а уровень воды достигал 2.3 м, что соответствует периоду повторяемости 25 лет [2].

Исходя из этого, принят сценарий штормового цикла, отраженный в табл. 2. В фазе развития параметры волн и ветра увеличиваются, уровень в соответствии с данными наблюдений достигает максимума 2 м, а в фазе затухания соответствующие показатели уменьшаются. Вычисления проводились последовательно для каждого из 3-часовых интервалов времени. С учетом направлений

господствующих штормов угол подхода волн принят равным  $45^\circ$ . Сравнение расчетов с фактическим профилем, зафиксированным после зимнего сезона, показано на рис. 6б.

Вторая задача расчетов состояла в оценке воздействий экстремального шторма на сравнительно низкий дюнный пояс, сформированный на поверхности аккумулятивных песчаных кос, окаймляющий южный берег залива в районе п. Большая Ижора (рис. 5). Штормовые волны западных румбов распространяются почти параллельно данному берегу и заметно уменьшаются при подходе к нему вследствие рефракции. При расчетах угол подхода относительно береговой нормали принимался равным  $70^\circ$ , что отвечает условиям северо-западного шторма. Использовался прежний сценарий штормового цикла (табл. 2). Исходные и расчетные профили (в пике шторма и после его затухания) показаны на рис. 7.



**Рис. 4.** Сравнение расчетных и измеренных штормовых деформаций островного барьера на атлантическом побережье США (Assateague Island, Maryland). Фазы максимума двух последовательных штормов длились по 10 ч и характеризовались следующими параметрами: 1)  $H_s = 4.1$  м,  $T_p = 8.5$  с,  $\eta = 0.75$  м; 2)  $H_s = 3.9$  м,  $T_p = 8.5$  с,  $\eta = 1.0$  м [21]. Профили дна: 1 – начальный, 2 – измеренный, 3 – расчетный.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно на рис. 6б, расчеты удовлетворительно воспроизводят изменения морфологии пляжа и дюны в Курортном районе, вызванные штормовым воздействием 2011 г. На фронтальном склоне дюны образуется абразионный уступ, а смытый материал откладывается у ее подножья, существенно увеличивая объем пляжа. Значительная аккумуляция наносов после сильных западных штормов наблюдалась и в предшествующие годы [2].

Представляет интерес выяснить дальнейшую эволюцию аккумулятивного тела в период относительной слабой волновой активности. С этой целью промоделировано достаточно длительное воздействие на штормовой профиль сравнительно небольших волн, типичных для летнего сезона ( $H = 0.3$  м,  $T = 3$  с, заданная продолжительность 15 суток). Как показывает рис. 6в, в процессе выработки равновесного профиля волны эродировать пляж. В результате его объем уменьшается, а аккумулярованный материал распределяется по подводному склону. Подобная тенденция наблюдалась в Курортном районе при южных и юго-восточных волнениях [2].

В достаточно крупном морском бассейне значительная часть вынесенного материала возвращается к берегу при действии зыби, отвечающей низким значениям параметра Дина ( $S_D < 2$ ). Однако волны, действующие в восточной части Финского залива, характеризуются малым периодом и сравнительно высоким значением  $S_D$ , что не способствует перемещению наносов к пляжу. Поэтому потери пляжного материала имеют, скорее всего, необратимый характер и могут компенсироваться только поступлением с авандюны при следующем сильном шторме (или разгрузкой вдольберегового потока в местах, где есть условия для этого).

Результаты для южного сегмента (окрестности Большой Ижоры), показанные на рис. 7, демонстрируют деформации дюны в условиях перелива через гребень, возвышение которого лишь немного превышает максимальную отметку уровня 2 м. Правда, перелив ограничен сравнительно малой высотой заплеска, что обусловлено очень большим углом подхода волн к берегу. Тем не менее, благодаря аккумуляции, созданной переливным течением, дюна смещается вглубь суши, слегка уменьшаясь по высоте. Так, на профилях 6 и 15 горизонтальный сдвиг гребня составляет 10–15 м,



Рис. 5. Район исследований и расположение участков с расчетными профилями.

а подножья тылового склона — 1–2 м. По-видимому, профиль дюны со временем должен становиться более асимметричным. Этот вывод согласуется с данными повторных промеров на некоторых профилях.

Заметим, что в пределах района исследований зафиксированы участки с возвышением авантюны менее 2 м, которые могут полностью затопляться при высоких нагонах. Очевидно, каждый сильный шторм способствует дальнейшему понижению дюнного пояса и увеличивает вероятность затопления прибрежной территории.

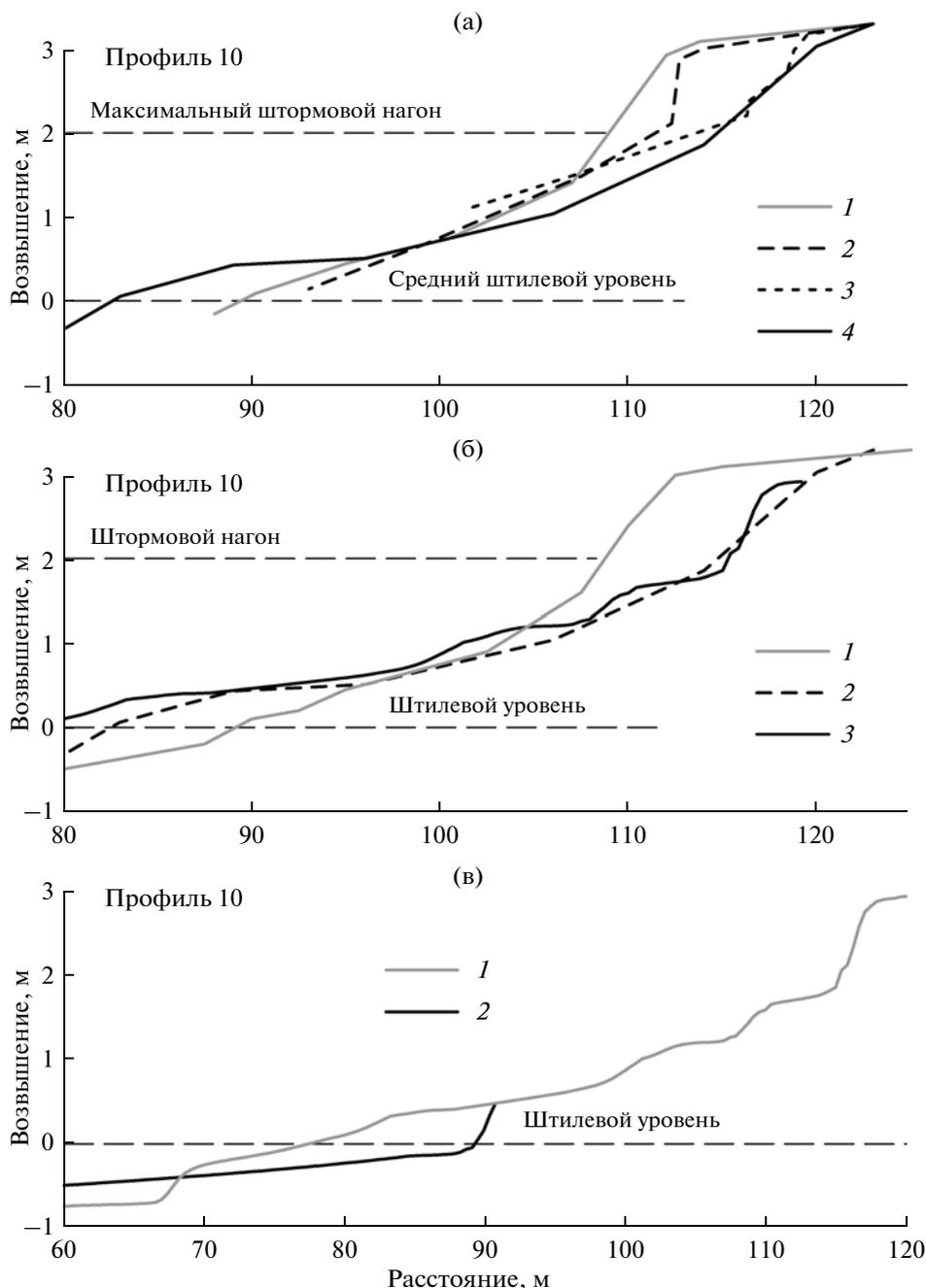
### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная модель штормовых деформаций CROSS-P использует довольно упрощенную концепцию транспорта наносов, что позволяет обойти ряд проблем, возникающих при детальном описании механизмов взвешивания и переноса твердых частиц в береговой зоне. Однако тестирование показывает, что модель вполне адекватно воспроизводит процесс выработки профилей размыва, как в лабораторных, так и натуральных условиях. Хотя главные особенности профилей аккумуляции также отображаются, необходима дальней-

шая проверка с использованием более релевантных данных. Типы профилей, предсказанные моделью, согласуются с известным эмпирическим критерием, основанным на параметре Дина. Важной новацией по сравнению с прежней версией является включение эффекта перелива через авантюну при штормовых нагонах. Модель не требует подбора тех или иных коэффициентов, что удобно для пользователя.

Модель применена к песчаным берегам восточной части Финского залива, которые развиваются в условиях значительных штормовых нагонов и постепенно отступают. Судя по результатам расчетов, уместна аналогия с неким конвейером, который при экстремальных штормах поставляет наносы с авантюны на пляж, а в периоды слабой волновой активности выносит их с пляжа на подводный склон. В силу свойств действующих волнений конвейер работает только в одном направлении, и потери материала из тела дюны оказываются необратимыми.

Результаты моделирования позволяют наглядно представить механизм рецессии берега при переливе через авантюну, характерном для южного сегмента района исследований. Некоторая часть материала перебрасывается на тыловой склон, и



**Рис. 6.** Штормовые деформации берега в районе Зеленогорска.

(а) – профили пляжа и авантюны, зафиксированные до, во время и после штормового периода: 1 – лето 2011 г., 2 – 01.12.2011, 3 – 28.12.2011, 4 – лето 2012 г.;

(б) – сравнение расчетов с наблюдениями (сценарий расчетного шторма дан в табл. 2); профили дна: 1 – начальный, 2 – измеренный, 3 – расчетный;

(в) – прогнозируемые изменения профиля пляжа при длительном воздействии слабого волнения ( $H = 0.3$  м,  $T = 3$  с,  $t_w = 15$  сут); профили дна: 1 – после шторма, 2 – после слабого волнения.

дунный пояс постепенно отодвигается вглубь суши, одновременно уменьшаясь по высоте.

Как показывает исторический анализ статистики наводнений, период 1979–2008 гг. выделяется как по общему их количеству, так и по повто-

ряемости экстремальных отметок уровня воды [8]. Подпор, создаваемый защитной дамбой, увеличивает нагоны на побережье, примыкающем с западной стороны [1]. Поэтому можно ожидать, что при возрастающей уязвимости берегов в зимний

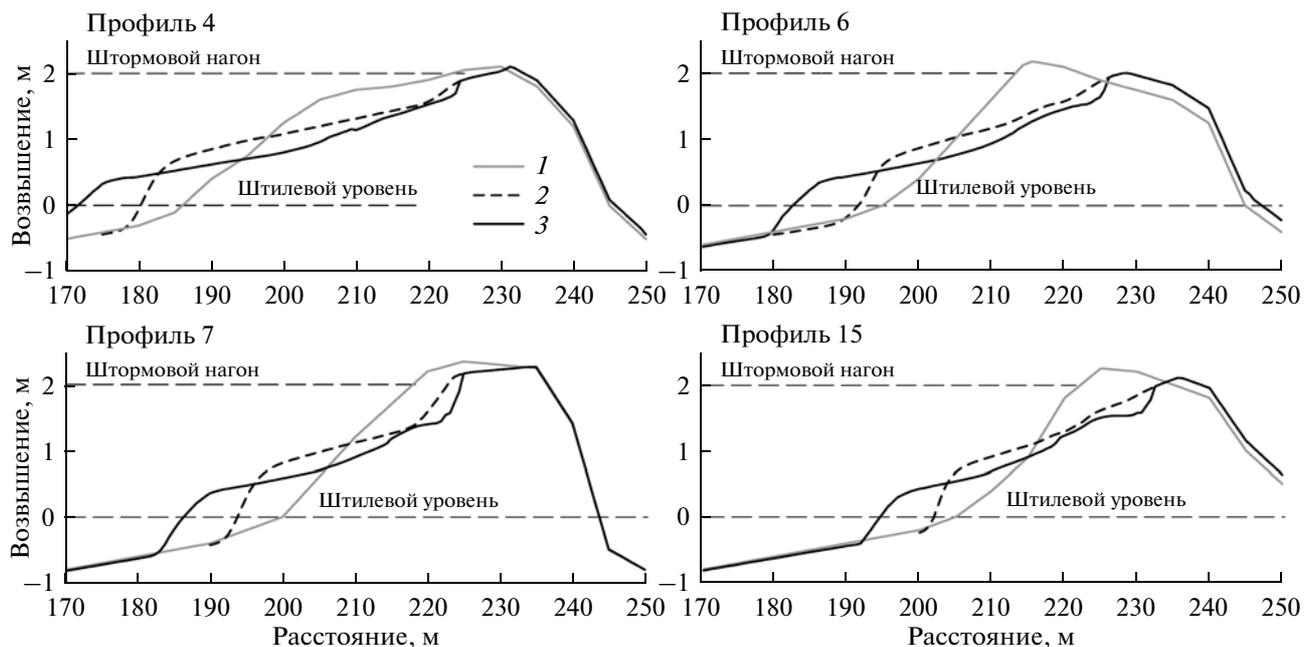


Рис. 7. Расчетные штормовые деформации авандюны в районе п. Большая Ижора. Профили дна: 1 – начальный, 2 – в пике шторма, 3 – конечный.

штормовой период деструктивные тенденции в их развитии, по меньшей мере, в ближайшие десятилетия будут продолжаться.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00589), а также международного проекта CLIPLivE (Адаптация городской окружающей среды к негативным последствиям климатических изменений) Программы “Юго-Восточная Финляндия – Россия” ENPI 2007–2013.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 55–63.
2. Барков Л.К. Литодинамические процессы в прибрежной зоне восточной части Финского залива от м. Лаутаранта до м. Дубовский // Изв. ВГО, 1991. Т. 123. Вып. 1. С. 60–67.
3. Кинг К.А.М. Пляжи и берега. М.: Изд. Иностран. лит., 1963. 435 с.
4. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
5. Леонтьев И.О. О механизме формирования подводного вала на песчаном береговом склоне // Океанология. 2009. Т. 49 № 2. С. 281–289.
6. Леонтьев И.О. Динамика профиля песчаного берега на различных масштабах времени // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2010. № 4(10). С. 78–89.
7. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю. и др. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимобразующих факторов // Геоморфология. 2012. № 4. С. 99–105.
8. Павловский А.А., Менжулин Г.В. О динамике Санкт-Петербургских наводнений в различные климатические периоды и оценке изменений уровня Финского залива при ожидаемом глобальном потеплении // Вестн. Санкт-Петербургского университета. Сер. 7 (геология, география). 2010. Вып. 2. С. 71–83.
9. Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В. и др. Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
10. Bailard J.A. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach // J. of Geophys. Res. 1981. V. 86. № C11. P. 10938–10954.
11. Bagnold R.A. Mechanics of marine sedimentation // The Sea. V. 3. N. Y.: J. Wiley, 1963. P. 507–528.
12. Bowen A.J. Simple models of nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars // Coastline of Canada. Geol. Surv. Can. Halifax, 1980. P. 1–11.
13. Inman D.L., Elwany H.S., Jenkins S.A. Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches // J. of Geophys. Res. 1993. V. 98. № C10. P.18181–18199.
14. Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9, 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
15. Leont'yev I.O. Numerical modelling of beach erosion during storm event // Coastal Eng. 1996. V. 47. P. 413–429.
16. Leont'yev I.O. Modelling erosion of sedimentary coasts in the Western Russian Arctic // Coastal Eng. 2003. V. 47. P. 413–429.

17. *Leont'yev I.O.* Modeling the morphological response in a coastal zone for different temporal scales // *Advances in Coastal Modeling* / Ed. Lakhani V.C. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Publishers, 2003. P. 299–335.
18. *Long W., Kirby J.T., Shao Zh.* A numerical scheme for morphological bed level calculations // *Coastal Engineering*. 2008. V. 55. P. 167–180.
19. *Longuet-Higgins M.S.* Mass transport in water waves // *Phil. Trans. Royal Soc. London. Ser. A. V. 245. № 903.* P. 535–581.
20. *Nielsen P.* Coastal bottom boundary layers and sediment transport. *Advanced series on ocean engineering. V. 4.* World Scientific, 1992. 324 p.
21. *Roelvink D., Reniers A., van Dongeren A. et al.* Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands // *Coastal Engineering*. 2009. V. 56. P. 1133–1152.
22. *Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H.* Empirical parameterization of setup, swash, and runup // *Coastal Engineering*. 2006. V. 53. P. 573–588.
23. *Van Gent M.R.A., van Thiel de Vries J.S.M., Coeveld V.M. et al.* Large scale dune erosion tests to study the influence of wave periods // *Coastal Engineering*. 2008. V. 55. P. 1041–1051.
24. *Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeyer B. et al.* The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models // *Coastal Engineering*. 2003. V. 47. P. 295–327.
25. *Van Rijn L.C., Tonnon P.K., Walstra D.J.R.* Numerical modeling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales // *Coastal Engineering*. 2011. V. 58. P. 637–655.

## **Modelling Storm-Induced Deformations of Sandy Coast (on the Example of the Eastern Gulf of Finland)**

**I. O. Leont'yev, D. V. Ryabchuk, A. Yu. Sergeev**

An improved version of the model CROSS-P for computation of storm-induced deformations of a coastal profile is presented. It is shown that the model reproduces the formation of the erosion profile adequately both in laboratory and field conditions. Though the main features of the accretion profile are also reflected, further testing is needed based on more relevant data. Profile types predicted by the model agree with the well-known empirical criterion. An important new finding is that dune overwashing effect caused by storm surge is also included into model. The model is applied to the coasts of the eastern Gulf of Finland exposed to rather high storm surges. It is concluded that evolution of these coasts is governed by a conveyor delivering sand material from a dune to the beach under impact of the extreme storms. Subsequently this material is redistributed over a coastal slope under the action of weak waves. Sediment conveyor works only in one direction, therefore the losses of dune material turn out to be irreversible. Modeling shows that during the dune overwash process (typical for southern segment of the study area) certain amount of sediments is carried on a rear dune slope, and so the dune belt gradually moves toward the land simultaneously lowering in height. It is expected that destructive trend in coastal evolution will be continued over the nearest decades.