

УДК 551.435.3

ДИНАМИКА БЕРЕГОВОГО ПРОФИЛЯ С ПОДВОДНЫМИ ВАЛАМИ В МАСШТАБЕ ШТОРМОВОГО ЦИКЛА

© 2020 г. И. О. Леонтьев*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия***e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 24.12.2019 г.

После доработки 23.03.2020 г.

Принята к публикации 22.06.2020 г.

Представлена модель морфодинамики берегового профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла, включающего фазы высокой и низкой волновой активности. Модель CROSS-PB принимает во внимание основные механизмы, контролирующие транспорт наносов в зонах трансформации и прибоя, включая горизонтальную и вертикальную асимметрию волновых скоростей, противотечение и инфрагравитационные колебания, связанные с группами волн. Из сравнения расчетов с лабораторными и натурными данными наблюдений следует, что модель верно воспроизводит перемещение валов в сторону моря в период штормовой активности и движение их к берегу при относительно слабом волнении. Показано, что первый процесс контролируется балансом механизмов переноса, при котором максимум потока от берега приходится на передний склон вала. Второй процесс определяется доминирующим переносом к берегу и резким его ослаблением над вершиной вала. По результатам тестирования определены калибровочные коэффициенты модели и сделан вывод, что поток наносов в сторону берега в наибольшей мере связан с вертикальной асимметрией волн.

Ключевые слова: моделирование, береговой профиль, подводные валы, транспорт наносов, размыв пляжа, аккумуляция.

DOI: 10.31857/S0030157420050123

ВВЕДЕНИЕ

Береговые профили с подводными валами широко распространены на песчаных морских побережьях. Типы подводных валов, а также гипотезы и теории, объясняющие их формирование, рассматриваются во множестве работ, например, в [3–5, 12, 30]. Развитие этих мезоформ прибрежного рельефа и их поведение тесно связаны с процессом обрушения волн на береговом склоне. Одним из важных свойств подводных валов является цикличность их перемещений, которая обнаруживается на различных масштабах времени.

В данной работе нас интересует поведение валов в масштабе штормового цикла, характеризующегося размывом пляжа в период повышенной волновой активности и частичным его восстановлением при сравнительно низких волнах зыби во время затухания. Известно, что в фазе размыва валы имеют тенденцию смещаться в сторону моря, а в фазе аккумуляции — в противоположном направлении. В работе [15] рассмотрена модель, описывающая движение вала к берегу. Автором был предложен подход к оценке итоговых смещений валов за время всего шторма [6]. Вместе с тем,

морфодинамический прогноз профиля с подводными валами в масштабе штормового цикла, по-прежнему, актуален. Он может основываться на так называемой модели процессов (process-based model), учитывающей главные механизмы транспорта наносов в береговой зоне.

Известно множество подобных моделей [5, 28, 29], симулирующих реальные процессы перемещения осадков на береговом профиле. С помощью закона сохранения массы градиенты вычисленных расходов наносов конвертируются в изменения локальных глубин, которые, в свою очередь, влияют на значения расходов на следующем шаге вычислений, что обеспечивает обратную связь между гидродинамикой и рельефом дна. В результате удается проследить эволюцию морфологии и предсказать ее итоговые изменения при данном волнении.

В идеале модель берегового профиля должна описывать размыв пляжа штормовыми волнами и его восстановление в периоды зыби, формирования соответствующего типа профиля, а также перемещение подводных валов при данных волновых условиях. Однако ввиду сложности и недостаточного понимания морфодинамических

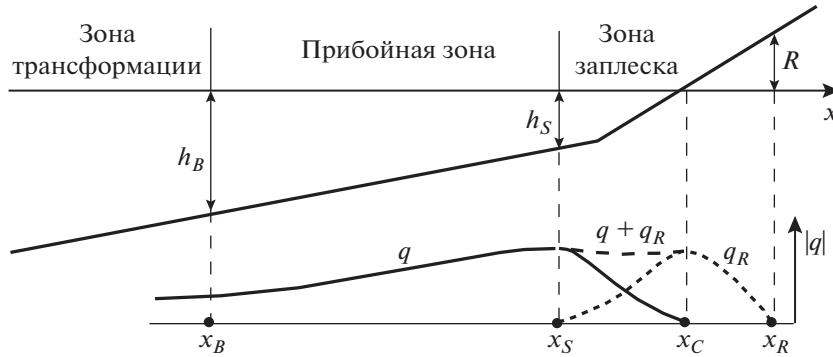


Рис. 1. Схема берегового профиля (обозначения в тексте).

процессов до создания универсальной модели пока далеко, что стимулирует дальнейшие попытки в этом направлении [18].

В настоящей работе представлена новая модель CROSS-PB, созданная на базе прежней CROSS-P [5, 7], которая хорошо зарекомендовала себя, например, при прогнозировании размыва песчаных берегов в условиях экстремальных штормовых нагонов, в том числе и при переливе через гребень авантюны [7, 26, 27]. Новая версия CROSS-PB основывается на более детальной трактовке физических механизмов транспорта наносов, что в итоге позволяет расширить рамки применения модели и, в частности, описать смещения подводных валов в различные фазы шторма. Кардинально изменен подход к оценке расходов песчаных наносов в области трансформации волн и прибойной зоне. Результаты моделирования сравниваются с опубликованными лабораторными и натурными данными. Обсуждаются механизмы, контролирующие перемещение валов при изменении волновой активности.

ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В ОБЛАСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЛН И ПРИБОЙНОЙ ЗОНЕ

Формула расхода наносов. Область берегового профиля, включающая зону трансформации волн и прибойную зону (рис. 1), продолжается до зоны заплеска, условная граница которой маркируется глубиной $h_s = 0.04\sqrt{H_{s\infty}L_{\infty}}$, где $H_{s\infty}$ и L_{∞} — значимая высота и длина волн на глубокой воде. Поперечный объемный расход наносов q на единицу длины берега ($\text{м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$) определяем как [5, 7]

$$q = \mu (q^0 - 2\beta |q^0|), \quad (1)$$

$$\mu = [g(\rho_g - \rho)(1 - \sigma)]^{-1}, \quad \beta = -dh/dx,$$

где q^0 — расход наносов над горизонтальным дном, выраженный в единицах погруженного веса твердых частиц, g — ускорение силы тяжести,

ρ_g и ρ — плотности твердых частиц и воды, σ — пористость песчаного грунта, β — локальный уклон дна, h — глубина, ось Ox направлена к берегу (рис. 1).

Величина q^0 рассчитывается по известной формуле [9], основанной на энергетической концепции транспорта наносов:

$$q^0 = \frac{1}{2} f_w \rho \left(\frac{\varepsilon_b}{\text{tg}\alpha_g} \overline{u|u|^2} + \frac{\varepsilon_s}{w_g} \overline{u|u|^3} \right), \quad (2)$$

где f_w — коэффициент донного трения, ρ — плотность воды, ε_b и ε_s — коэффициенты эффективности транспорта влекомых и взвешенных наносов (0.1 и 0.02), α_g — угол естественного откоса (около 30° для песка), w_g — скорость осаждения твердых частиц в воде, u — скорость течения вблизи дна, горизонтальная черта означает осреднение по времени. Коэффициент f_w определяется по формулам [2, 23]:

$$f_w = \exp \left[5.5 \left(\frac{r_b}{a_m} \right)^{0.2} - 6.3 \right], \quad (3)$$

$$r_b = 85\sqrt{\theta_{2.5} - 0.05d_g} + 4\eta_r^2/\lambda_r,$$

где a_m — амплитуда колебаний частиц воды вдоль дна, r_b — параметр донной шероховатости, $\theta_{2.5}$ — параметр Шилдса для условной шероховатости дна $2.5d_g$ (d_g — средний размер твердых частиц), η_r и λ_r — высота и длина донных рифелей (оцениваются по зависимостям [23]). Наносы перемещаются при $\theta_{2.5} > 0.05$.

Предполагаем, что величина u включает вклады волновой орбитальной скорости u_w , переносной скорости \bar{u} , обусловленной противотечением, а также длинноволновой (инфрагравитационной) составляющей u_L , связанной с групповой структурой нерегулярных ветровых волн:

$$u = u_w + \bar{u} + u_L, \quad \bar{u}, u_L \ll u_w. \quad (4)$$

Волновую орбитальную скорость представляем суммой двух гармоник с амплитудами u_m и u_{m2} и сдвигом по фазе Φ :

$$u_w = u_m \cos \omega t + u_{m2} \cos(\omega t + \Phi), \quad u_{m2} \ll u_m. \quad (5)$$

После определения моментов скорости $\overline{u|u|^2}$ и $\overline{u|u|^3}$, а также некоторых аппроксимаций и упрощений формулу (2) можно записать в виде

$$q^0 = \left(\frac{9\pi}{8} \frac{\varepsilon_b}{\text{tg} \alpha_g} + 4\varepsilon_s \frac{u_m}{w_g} \right) \times \quad (6)$$

$$\times D_f (A_u + U + G_L) \cos \Theta, \quad D_f = \frac{2}{3\pi} f_w \rho u_m^3,$$

где D_f – скорость диссипации энергии донным трением (амплитуда скорости u_m рассчитывается по линейной теории), Θ – угол между направлением волн и нормалью к берегу, а величины A_u , U и G_L представляют вклады асимметрии скоростей, противотечения и длинноволновых колебаний соответственно:

$$A_u = \frac{1}{2} \frac{u_{m2}}{u_m} \cos \Phi, \quad U = \frac{\bar{u}}{u_m}, \quad G_L = K_L C_L \frac{u_{mL}}{u_m}, \quad (7)$$

где u_{mL} – амплитуда длинноволновой составляющей скорости течения, C_L – фактор корреляции между короткими (ветровыми) и инфрагравитационными волнами [25], K_L – калибровочный коэффициент.

Вклад асимметрии волн. Асимметрия волновых скоростей является следствием двух типов асимметрии волнового профиля – относительно горизонтальной и вертикальной осей координат. Горизонтальная асимметрия (skewness) A_x ассоциируется с узкими крутыми гребнями волн и широкими пологими ложбинами. Признаком вертикальной асимметрии (asymmetry) A_z является пилообразный профиль волны (передний склон круче заднего), обусловленный сдвигом фазы второй гармоники ($\Phi \rightarrow -\frac{\pi}{2}$). В упрощенном представлении (7) перенос к берегу при этом должен затухать ($A_u \rightarrow 0$). Однако в действительности ускорение течения в волнах с крутым фронтом увеличивает касательное напряжение под гребнями волн, что в итоге ведет к усилению транспорта наносов в сторону берега [10, 24]. Следовательно, при параметризации величины A_u необходимо учитывать вклады обоих типов асимметрии:

$$A_u = K_x A_x + K_z |A_z|, \quad (8)$$

где K_x и K_z – соответствующие калибровочные коэффициенты. Величины A_x и A_z , как следует из

результатов [29], могут быть представлены в виде функций числа Урселла, $Ur = \frac{3}{8} \frac{kH_s}{(kh)^3}$, где $k = \frac{2\pi}{L}$ – волновое число (L – длина ветровых волн):

$$A_x = B_m \cos \Phi, \quad A_z = B_m \sin \Phi,$$

$$\Phi = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \text{th} \frac{0.64}{Ur^{0.6}}, \quad B_m = \frac{0.79}{1 + e^M}, \quad (9)$$

$$M = 2.83[-0.61 - \lg(Ur)].$$

Вклад противотечения. Скорость противотечения, компенсирующего стоков перенос воды к берегу, определяется как [2]

$$\bar{u} = -\left(\frac{E}{\rho h C} + Q_b \frac{2E_r}{\rho h C} \right), \quad (10)$$

где $E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$ – энергия волн, $E_r = \frac{1}{2} K_r \rho \frac{H_{rms}^2}{T_p} C$ –

энергия роллеров [11], Q_b – доля обрушающихся волн, H_{rms} – среднеквадратичная высота волн, T_p – период пика спектра волн, C – скорость распространения волн, K_r – калибровочный коэффициент порядка 1. С учетом определения E_r второй член в правой части (10) можно представить

$$\text{как } a_r = K_r Q_b \frac{H_{rms}^2}{h T_p}.$$

Преобразование волновой энергии в турбулентную энергию роллера требует определенного времени. Соответствующий пространственный лаг Δ приводит к смещению пика противотечения в сторону берега [22]. В нашей модели этот лаг симулируется путем использования значений a_r , вычисленных не в данной точке профиля x , а в точке $x' = x - \Delta$. В качестве масштаба Δ принимается локальная глубина, т.е. $\Delta = K_\Delta h$, где K_Δ – калибровочный коэффициент.

Вклад длинноволновой составляющей. Инфрагравитационные волны, представленные величиной G_L в формулах (6) и (7), трактуются как колебания среднего уровня, связанные с группами коротких (ветровых) волн. В зоне трансформации группам высоких волн соответствуют ложбины инфрагравитационных колебаний, под которыми течение направлено от берега в море, тогда как в прибойной зоне средний уровень изменяется в фазе с группами высоких волн, и длинноволновая составляющая течения направлена к берегу [20]. Взаимодействие длинных и коротких волн характеризуется фактором корреляции C_L , который на основании результатов [25] может быть выражен эмпирической функцией:

$$C_L = 0.5 - 0.9 \left(\frac{H_{rms}}{H_{rms\infty}} \right)^2, \quad (11)$$

Таблица 1. Параметры волн в лабораторных тестах [13]

Тест	Фаза	H_s , м	T_p , с	t_w , ч	S_D
SANDS	Е	0.53	4.14	23.5	2.6
	А	0.32	5.44	20.4	1.2
WISE 1	Е	0.47	3.70	4.0	2.6
	А	0.32	4.70	15.5	1.4
WISE 2	Е	0.47	3.70	4.0	2.6
	А	0.27	5.30	16.0	1.1

где $H_{rms\infty}$ – значение H_{rms} в открытом море. В зоне трансформации волн $H_{rms} \approx H_{rms\infty}$ и $C_L < 0$. Однако в зоне существенной диссипации энергии, где $H_{rms}^2 \ll H_{rms\infty}^2$, имеем $C_L > 0$. Для рэлеевского распределения высот волн $H_{rms\infty} = \sqrt{2}H_{s\infty}$.

Отношение амплитуд скоростей u_{mL}/u_m в выражении G_L в (7), предположительно, пропорционально отношению соответствующих высот волн H_{Lrms}/H_{rms} . При использовании зависимости для H_{Lrms} [21] приходим к выражению

$$\frac{u_{mL}}{u_m} = \frac{H_{s\infty}}{H_{rms}} \frac{0.02}{\left[\left(\frac{H_s}{L} \right)_{\infty} \left(1 + \frac{h}{H_{s\infty}} \right) \right]^{1/2}}. \quad (12)$$

Необходимые для расчетов параметры волн H_{rms} , Q_b и Θ определяются с помощью модели автора, основанной на уравнениях баланса энергии и рефракции волн [2, 5, 7], скорость распространения волн C рассчитывается по линейной теории.

ТРАНСПОРТ НАНОСОВ В ЗОНЕ ЗАПЛЕСКА

Здесь используется тот же подход, что и в модели CROSS-P [5, 7]. Предполагается, что максимум расхода наносов \hat{q}_R в потоке заплеска достигается на береговой линии, $x = x_c$ (рис. 1),

$$\hat{q}_R = \mu K_R \rho u_R^3 (\beta_{eq} - \bar{\beta}), \quad u_R = \sqrt{2gR}, \quad (13)$$

где $K_R = 0.005$ – масштабный коэффициент, u_R – амплитуда скорости течения заплеска, β_{eq} – равновесный уклон пляжа, $\bar{\beta} = (h_s + R)/(x_R - x_s)$ – фактический средний уклон (рис. 1). Высота заплеска R и уклон равновесия β_{eq} вычисляются по формулам

$$R = \bar{\beta} \sqrt{H_{s\infty} L_{\infty} \cos \Theta_{\infty}}, \quad \beta_{eq} = 0.09 / \sqrt{S_D}, \quad S_D = \bar{H}_{\infty} / (w_g T_p), \quad (14)$$

где \bar{H}_{∞} , L_{∞} и Θ_{∞} – средняя высота, длина и угол подхода волн на глубокой воде, S_D – параметр Дина. С приближением к границам зоны заплес-

ка расход q_R затухает [5, 7], а в нижней части зоны расходы q_R и q суммируются (рис. 1).

ДЕФОРМАЦИИ ПРОФИЛЯ ДНА

Изменения глубин на профиле определяются из закона сохранения массы,

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x}, \quad (15)$$

где t – время, а величина q_x принимает значения q , q_R или $q + q_R$ в зависимости от положения данной точки (рис. 1). Уравнение (15) интегрируется с помощью численной схемы Лакса–Вендроффа [19] с шагом по времени порядка нескольких периодов волн. Шаг по пространству в зависимости от длины и уклона профиля составляет $10^{-1} - 10^0$ м. Если в ходе расчетов локальный уклон дна достигает предельного значения $\text{tg} \alpha_g$, то включается алгоритм имитации обвала [2, 5, 17]. При расчетах принимаются во внимание изменения среднего уровня моря, включая штормовой нагон и приливные колебания.

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

Для тестирования модели вначале использовались данные трех экспериментов в волновом канале, приведенные в работе [13]. Опыты имели цель проследить изменения морфологии песчаного берегового профиля при последовательных воздействиях сравнительно высоких и низких волн, имитирующих режимы размыва при максимуме шторма и аккумуляции при его затухании. Песок в опытах имел средний размер $d_g = 0.25$ мм ($w_g = 0.034$ м/с), уклон исходного профиля составлял $\beta_0 = 0.067$. Параметры волн в фазы размыва (Е) и аккумуляции (А) для каждого теста приведены в табл. 1. Здесь t_w – продолжительность волнения, а S_D – параметр Дина, определенный в (14). Как известно, значения $S_D > 2$ определяют режим размыва, а $S_D < 2$ – аккумуляции [16]. При подсчете S_D использовалось соотношение $H_{s\infty} = 1.6\bar{H}_{\infty}$, вытекающее из рэлеевского распределения высот волн.

На рис. 2 показано сравнение результатов наблюдений (а) и расчетов (б) для соответствующих тестов. Как видно, по окончании фазы размыва во всех случаях формируется подводный вал, который затем в фазе аккумуляции перемещается к берегу. Отмечаются заметные расхождения результатов в прибрежной части профилей, особенно в опыте SANDS. Однако в тестах WISE 1 и WISE 2 наблюдаемые и расчетные тенденции поведения валов вполне аналогичны друг другу.

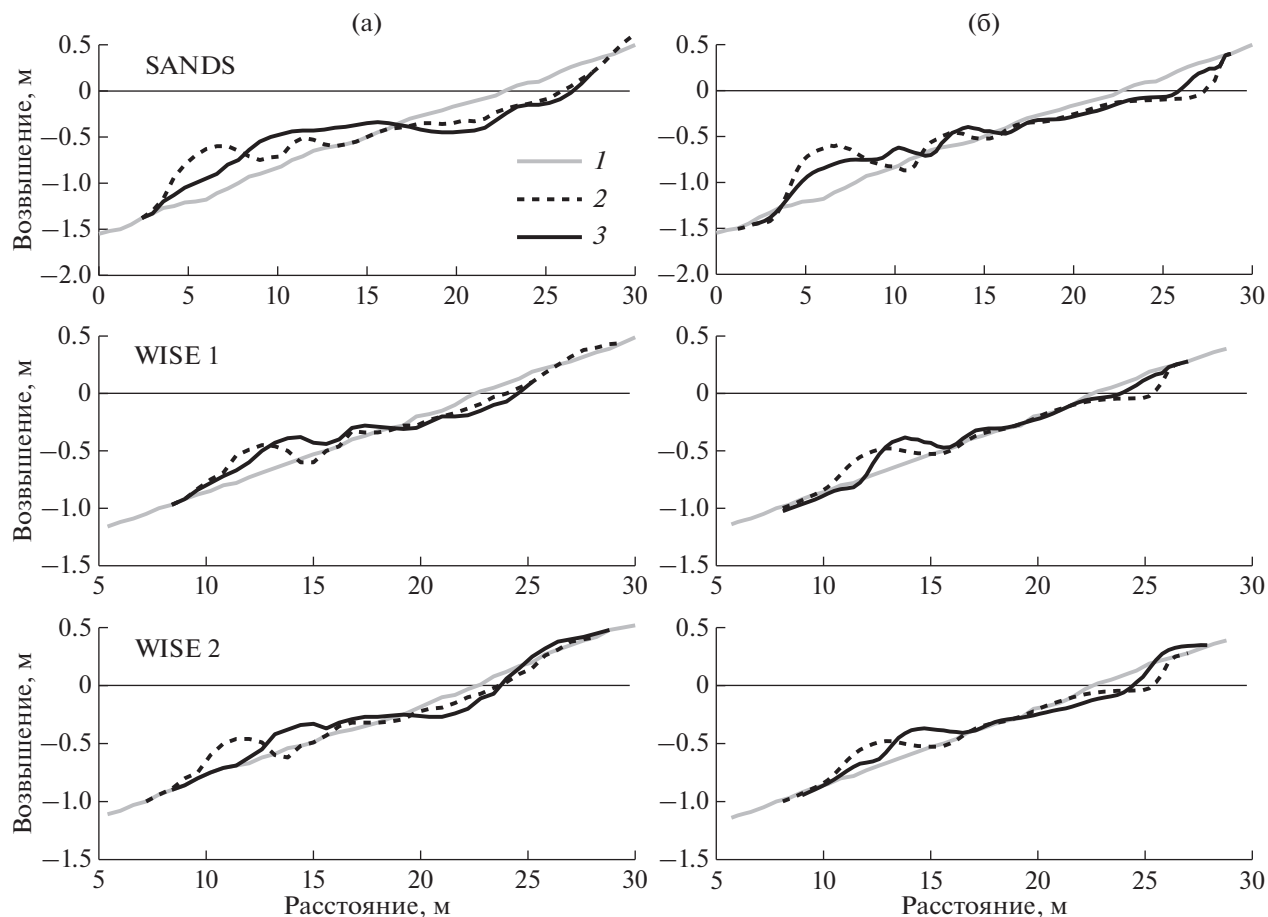


Рис. 2. Сравнение данных экспериментов в волновом канале (а) с результатами модельных расчетов (б). Профили дна: 1 – начальный, 2 – после фазы размыва, 3 – после фазы аккумуляции. Условия экспериментов отражены в табл. 1.

Дальнейшая проверка модели проводилась на базе опубликованных данных натуральных наблюдений береговых профилей с подводными валами до и после прохождения штормового цикла. В табл. 2 отражены район и период наблюдений, средний размер песка на дне d_g , параметры волн и характерная высота штормового нагона η . Символом “Т” отмечены условия воздействия прилива, амплитуда и период которого при расчетах ап-

проксимировались величинами 0.5 м и 12 ч соответственно.

Под величиной H_s в табл. 2 подразумевается так называемая “эффективная” высота волн, учитывающая относительную продолжительность фазы затухания шторма [6]. Период волн T_p и параметр Дина S_D также представляют усредненные показатели шторма. В последней колонке таблицы указан средний уклон дна β_0 (отношение мак-

Таблица 2. Натурные наблюдения динамики профилей с подводными валами в масштабе штормового цикла

№	Регион, источник	Период наблюд.	d_g , мм	η , м	H_s , м	T_p , с	t_w , ч	S_D	β_0
B1	Эгмонд, Сев. море, [28]	10.1998	0.3	0.7 Т	3.2	8.4	150	6.2	0.010
B2	Любятово, Балтика, [1]	10.1976	0.2	0.5	2.2	6.6	76	9.7	0.010
B3	Дак, Атлант. океан, [16]	12.1982	0.2	0.5 Т	2.6	9.0	50	8.1	0.013
B4	Дак, Атлант. океан, [16]	04.1984	0.2	0.25 Т	1.8	9.0	40	4.1	0.020
B5	Скаллинген, Сев. море, [8]	10.1995	0.2	0.5 Т	1.3	6.0	60	6.1	0.013
B6	Берли Бич, оз. Гурон, [14]	10.2001	0.2	0.3	1.1	5.4	71	5.9	0.016

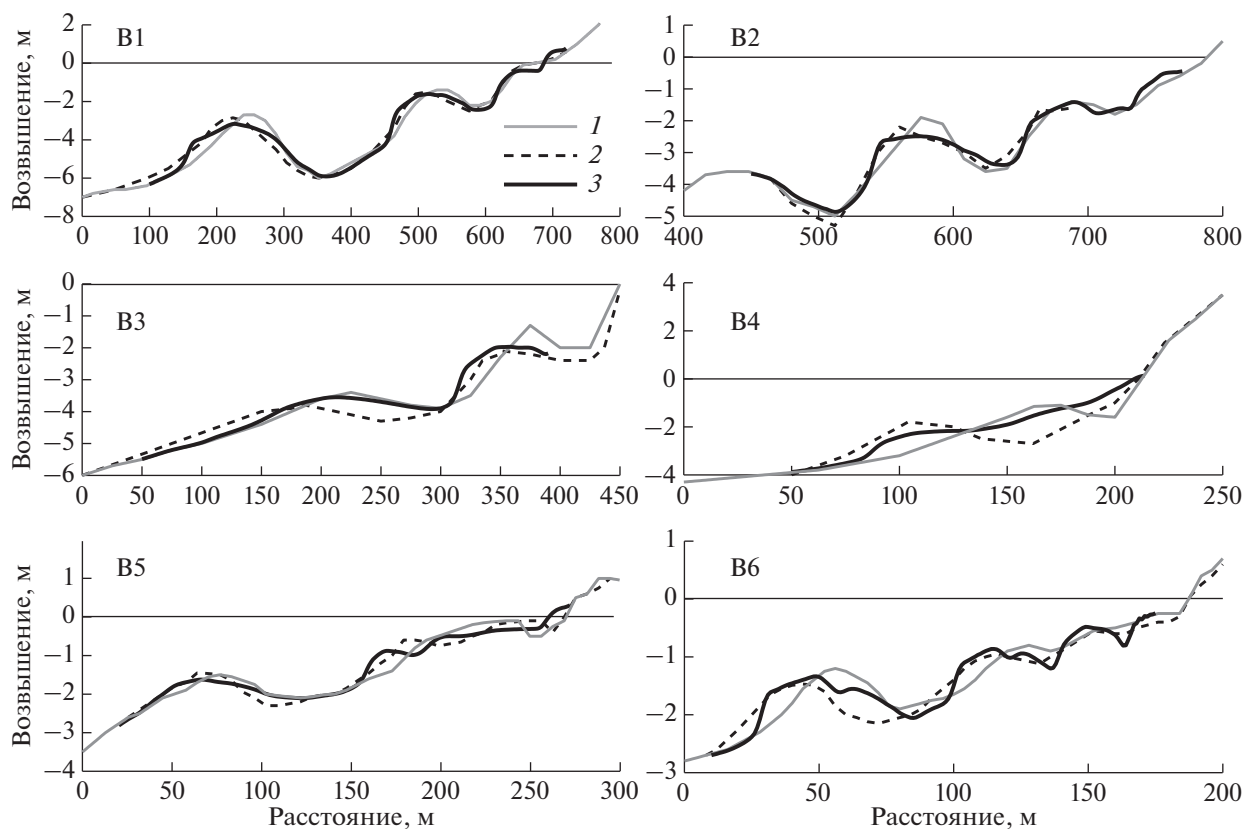


Рис. 3. Сравнение расчетных и измеренных деформаций профилей с подводными валами. 1 – исходный профиль, 2, 3 – исходный, измеренный и расчетный профили соответственно. Условия наблюдений отражены в табл. 2.

симальной глубины профиля к расстоянию до уреза). Очевидно, в натуральных условиях уклон профиля значительно меньше, а параметр Дина заметно больше величин, типичных для лабораторных экспериментов.

На рис. 3 наблюдавшиеся и расчетные изменения морфологии профилей сравниваются друг с другом. Как видно, воздействие шторма приводит к смещению подводных валов в сторону моря, что достаточно ясно демонстрирует и моделирование. В ряде случаев отмечаются значительные отклонения, но в целом результаты расчетов и наблюдений согласуются друг с другом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате тестирования модели были оценены оптимальные значения ее калибровочных коэффициентов. Выяснилось, что значения K_r и K_L , масштабирующие вклад роллеров и длинноволновой составляющей в транспорт наносов, могут быть приняты постоянными в исследованном диапазоне условий: $K_r = 1$, $K_L = 0.5$.

Остальные коэффициенты демонстрируют изменчивость при смене условий прибрежной среды. Так, K_x и K_z , характеризующие вклады двух

типов асимметрии волн, обнаруживают тенденцию к росту при уменьшении параметра Дина:

S_D	K_x	K_z
≥ 3	0.1	0.15
2–3	0.15	0.2
≤ 2	0.2	0.3

Это можно интерпретировать как возрастание роли асимметрии волн при транспортировке относительно более крупных наносов, что вполне отвечает общепринятой точке зрения.

Что касается коэффициента K_Δ , определяющего лаг между началом обрушения волн и максимумом диссипации энергии, то для пологих природных берегов его значения заметно выше (более 10), чем для крутого профиля в волновом лотке (4.5). Различия, вероятно, связаны с тем, что изменения волнового поля в первом случае происходят медленнее, чем во втором. Исходя из имеющихся ограниченных данных, изменения K_Δ можно аппроксимировать как функцию среднего уклона профиля β_0 :

$$\beta_0 > 0.06, \quad K_\Delta = 0.3/\beta_0, \quad \beta_0 < 0.02, \quad K_\Delta = 0.2/\beta_0.$$

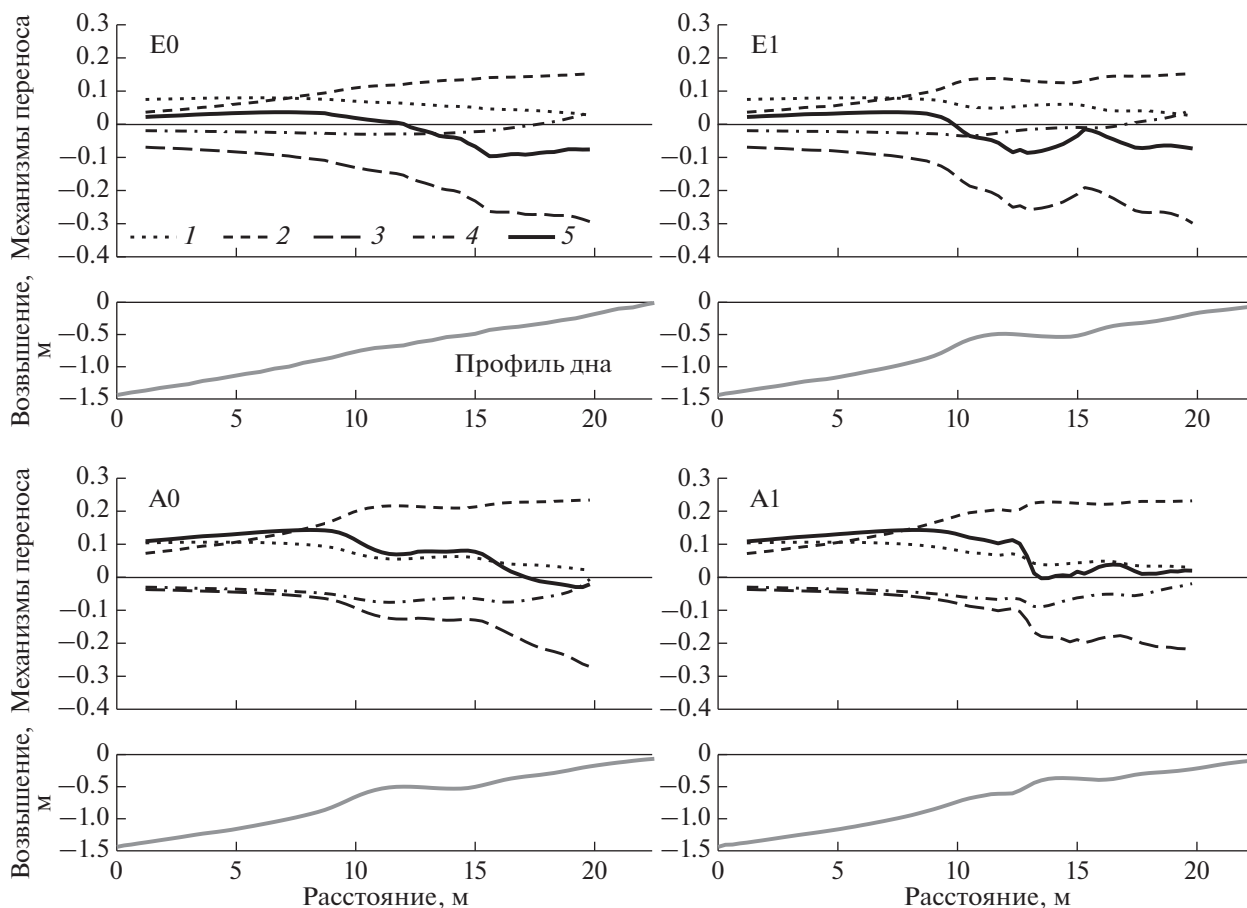


Рис. 4. Распределения механизмов переноса по профилю берегового склона, рассчитанные для различных фаз эксперимента WISE 2: E0 и E1 – начало и конец фазы размыва, A0 и A1 – начало и конец фазы аккумуляции. 1 и 2 – горизонтальная и вертикальная асимметрии волн, 3 – противотечение, 4 – инфрагравитационные колебания, 5 – суммарный результат.

Рисунок 4 дает представление о расчетных распределениях вкладов различных механизмов транспорта наносов при разных типах волновых воздействий в ходе эксперимента WISE 2. Главным фактором переноса к берегу во всех случаях оказывается асимметрия волн, причем доминирует вклад вертикальной асимметрии, что хорошо коррелирует с выводами исследования [10]. Хотя вынос от берега обуславливается, главным образом, противотечением, важную роль в этом процессе играют и длинноволновые колебания, особенно в режиме аккумуляции.

Результирующий транспорт в фазе размыва характеризуется конвергенцией встречных потоков. Максимум обратного потока приурочен к ложбине, точнее, к переднему склону формирующегося вала, что обуславливается лагом между обрушением волн и пиком противотечения. В режиме аккумуляции перемещение вала определяется доминирующим переносом в сторону берега и его резким уменьшением над гребнем вала.

В прибойной зоне результирующий поток испытывает осцилляции, которые конвертируются во вторичные волнообразные образования на профиле дна.

Модельные расчеты удовлетворительно воспроизводят перемещение подводного вала к берегу, зафиксированное в тестах WISE 1 и WISE 2 в условиях относительно слабого волнения (рис. 2). Для сравнения было проведено моделирование воздействия умеренной и слабой зыби на природные профили В1 и В6 (рис. 3). Полученные изменения морфологии показаны на рис. 5. Как видно, модель предсказывает тот же тренд – валы смещаются в сторону берега. Валы большего размера движутся медленнее, так как для этого требуется перемещение большего объема материала. Одновременно происходит нарастание пляжа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной модели CROSS-РВ принимаются во внимание вклады основных механиз-

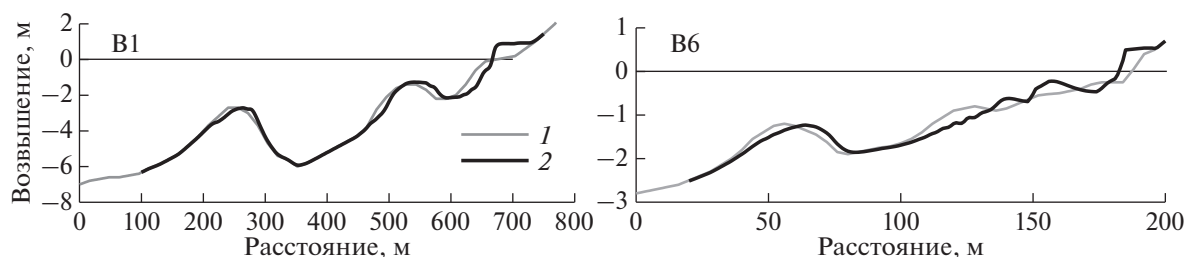


Рис. 5. Моделирование воздействий умеренного и слабого волнения на профили В1 и В6. 1 и 2 – начальный и конечный профили соответственно. Параметры волн: В1) $H_s = 0.8$ м, $T_p = 9$ с, $t_w = 144$ ч, $S_D = 1.5$; В6) $H_s = 0.4$ м, $T_p = 6$ с, $t_w = 144$ ч, $S_D = 1.9$.

мов транспорта наносов, включая два вида асимметрии волн, противотечение и длинноволновые колебания (связанные с группами волн), что дает возможность более или менее реалистично описать морфодинамику берегового профиля в масштабе шторма, в том числе для берегов с системами подводных валов. Достоинства прежней версии CROSS-P при этом также сохраняются [18].

Сравнение расчетов с данными лабораторных экспериментов и натуральных наблюдений показывает, что модель верно предсказывает тип формируемого берегового профиля, а также главные тренды поведения подводных валов при различных видах волновых воздействий. В частности, воспроизводятся перемещение валов в сторону моря во время шторма и движение их к берегу в периоды относительно слабого волнения. Первый процесс контролируется балансом транспортирующих механизмов, при котором максимум потока от берега приходится на передний склон вала. Второй процесс определяется доминирующим потоком наносов к берегу и резким его ослаблением над вершиной вала.

Модель включает пять калибровочных коэффициентов, два из которых, по результатам тестирования, сохраняют постоянство ($K_r = 1$, $K_L = 0.5$), а остальные меняются вместе с внешними условиями. Так, величины K_x и K_z , регулирующие вклады горизонтальной и вертикальной асимметрии скорости обнаруживают обратную зависимость от параметра Дина. Иначе говоря, роль асимметрии волн в перемещении относительно более крупных наносов возрастает. Вклад вертикальной асимметрии в перенос к берегу оказывается доминирующим, что согласуется с недавними исследованиями [10]. Коэффициент K_Δ , определяющий лаг между началом обрушения волн и максимумом диссипации энергии, для пологих природных берегов оказывается выше, чем для крутых профилей в волновом лотке, что объясняется различием темпов трансформации волн при малых и больших уклонах дна.

В настоящее время сравнение результатов наблюдений и моделирования может быть проведено в основном на качественном уровне, так как имеющихся данных пока недостаточно для получения представительных статистических оценок в отношении изменчивости калибровочных коэффициентов и точности модельных расчетов. В дальнейшем предполагается уточнить параметры модели на основе дополнительных материалов наблюдений.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0005) при частичной поддержке РФФИ (гранты № 18-55-34002 Куба_т и № 18-05-00741).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гижевски Е., Мельчарски А., Николов Х. и др. Стрение и кратковременная изменчивость подводного берегового склона // Береговые процессы бесприливного моря (Любятово-76). Гданьск: Ин-т водного строительства Польской академии наук, 1978. С. 337–350.
2. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
3. Леонтьев И.О. Профиль равновесия и система подводных береговых валов // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 625–631.
4. Леонтьев И.О. Подводные валы на песчаных берегах // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 146–152.
5. Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
6. Леонтьев И.О. Штормовые деформации берегового склона с подводными валами // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 125–132.
7. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 147–158.
8. Aagaard T., Nielsen J., Greenwood B. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach // Mar. Geol. 1998. V. 148. P. 203–225.

9. *Bailard J.A.* An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach // *J. of Geophys. Res.* 1981. V. 86. No C11. P. 10938–10954.
10. *Brinkkemper J.A., Aagaard T., de Bakker A.T.M., Ruessink B.G.* Shortwave sand transport in the shallow surf zone // *J. Geophys. Res. Earth Surface.* 2018. 123. P. 1145–1159.
<https://doi.org/10.1029/2017JF004425>
11. *Dally W.R., Osiecki D.A.* The role of rollers in surf zone currents // 24th Int. Conf. on Coastal Eng. ASCE. Kobe, Japan. 1994. P. 1895–1905.
12. *Davidson-Arnott R.G.D.* Nearshore bars // *Treatise on Geomorphology / Shroder J.F. (ed.)* San Diego: Academic Press, 2013. V. 10. P. 130–148.
13. *Eichentopf S., Caceres I., Alsina J.M.* Breaker bar morphodynamics under erosive and accretive wave conditions in large-scale experiments // *Coastal Eng.* 2018. V. 138. P. 36–48.
14. *Houser C., Greenwood B.* Hydrodynamics and sediment transport within the inner surf zone of a lacustrine multiple-barred nearshore // *Mar. Geol.* 2005. V. 218. P. 37–63.
15. *Hsu T.-J., Elgar S., Guza R.T.* Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration // *Coastal Eng.* 2006. V. 53. P. 817–824.
16. *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.
17. *Leont'yev I.O.* Numerical modelling of beach erosion during storm event // *Coastal Eng.* 1996. V. 47. P. 413–429.
18. *Leont'yev I., Akivis T.* Modelling of storm-induced deformations of a coastal profile // *Proceedings of the Fourteenth International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation, MEDCOAST 19, 22–26 October 2019, Marmaris, Turkey, Mediterranean Coastal Foundation (MEDCOAST), Ortaca, Mugla, Turkey.* V. 2. P. 615–626.
19. *Long W., Kirby J.T., Shao Zh.* A numerical scheme for morphological bed level calculations // *Coastal Engineering.* 2008. V. 55. P. 167–180.
20. *Longuet-Higgins M. S., Stewart R. W.* Radiation stresses in water waves: a physical discussion, with applications // *Deep Sea Res.* 1964. V. 11. P. 529–562.
21. *Mase H., Iwagaki M.* Wave height distribution and wave grouping in the surf zone // 18th Int. Conf. on Coastal Eng. ASCE, Cape Town, 1982. P. 58–76.
22. *Nairn R.A., Roelvink J.A., Southgate H.N.* Transition zone width and implications for modelling surfzone hydrodynamics // 22nd Int. Conf. Coast. Eng. ASCE. 1990. P. 69–81.
23. *Nielsen P.* Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced series on ocean engineering. V.4. World Scientific, 1992. 324 p.
24. *Nielsen P., Callaghan D.* Shear stress and sediment transport calculations for sheet flow under waves // *Coastal Engineering.* 2003. V. 47. P. 347–354.
25. *Roelvink J.A., Stive M.J.F.* Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach // *J. of Geophys. Res.*, 1989. V. 94. № C4. P. 4785–4800.
26. *Ryabchenko V.A., Leont'yev I.O., Ryabchuk D.V. et al.* Mitigation measures of coastal erosion on the Kotlin Island's shores in the Gulf of Finland, the Baltic Sea. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika.* 2018. V. 11. № 2. P. 36–50.
27. *Sergeev A., Ryabchuk D., Zhamoida V. et al.* Coastal dynamics of the eastern Gulf of Finland, the Baltic Sea: toward a quantitative assessment // *Baltica.* 2018. V. 31. № 1. P. 49–62.
28. *Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeier B. et al.* The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and season using process-based Profile models // *Coastal Engineering.* 2003. V. 47. P. 295–327.
29. *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.
30. *Wijnberg K.M., Kroon A.* Barred beaches // *Geomorphology.* 2002. V. 48. P. 103–120.

Dynamics of Barred Coastal Profile on a Temporal Scale of Storm Cycle

I. O. Leont'yev[#]

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

[#]*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

The model is developed to simulate morphodynamics of barred coastal profile on the scale of storm cycle comprising the phases of high and low wave activity. In the model CROSS-PB, main mechanisms governing sediment transport in wave shoaling and surf zones are taken into consideration, in particular, skewness and asymmetry of wave orbital velocities, undertow and infra-gravity oscillations associated with wave groups. From comparison of calculations with observed data it is concluded that the model correctly reproduces displacement of bars toward the sea during a storm and toward the shore under a moderate or weak wave conditions. The first process is shown to be provided by balance of transport mechanisms when the peak of offshore transport is located at the front slope of bar. The second process is conditioned by dominant shoreward transport and its sharp decay over the bar crest. From model testing the calibrating coefficients are estimated and it is concluded that shoreward sediment flux is mainly controlled by the wave asymmetry.

Keywords: modelling, coastal profile, longshore sand bars, sediment transport, beach erosion, accretion.