

УДК 551.435.3

## МОДЕЛИРОВАНИЕ БЕРЕГОВОГО ПРОФИЛЯ, СФОРМИРОВАННОГО ШТОРМОВЫМ ЦИКЛОМ

© 2018 г. И. О. Леонтьев\*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

*\*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 12.12.2016 г.

Предложена модель для прогнозирования профиля песчаного берега, сформированного штормовым циклом. Модель принимает во внимание интегральный эффект элементарных процессов, приводящих к изменениям рельефа, опираясь на закон сохранения массы и принятую геометрическую схему берегового профиля. Последний аппроксимируется аналитическими кривыми, свойства которых связаны с параметрами действующего волнения. Морфологические последствия заданного шторма определяются с помощью концепции эффективной высоты волн, учитывающей временную структуру штормового цикла и, в частности, относительную продолжительность фазы затухания шторма. Проверка модели осуществляется на основе опубликованных данных наблюдений, полученных на атлантическом и тихоокеанском побережьях США.

DOI: 10.1134/S0030157418060084

### ВВЕДЕНИЕ

Прогнозирование штормовых деформаций морского песчаного берега актуально как с научной, так и практической точек зрения. Сложность задачи обусловлена, в частности, различием механизмов, управляющих перемещением наносов на разных стадиях штормового цикла (развития, пика и затухания). Если развитие шторма вызывает вынос материала и оказывает деструктивное воздействие на берег, то затухание шторма, как правило, сопровождается возвращением некоторого объема наносов и частичным восстановлением пляжа. Известны случаи, когда сильный шторм не приводил к существенным изменениям прибрежной морфологии, тогда как более слабое волнение вызывало значительный размыв [1]. Таким образом, итоговый морфологический эффект данного шторма зависит не только от его силы, но и от временной структуры, характеризующей соотношение длительностей деструктивной и восстановительной фаз. Предпринятые ранее попытки установить связь между типом шторма и наблюдаемой реакцией рельефа подтвердили важную роль относительной длительности затухания волнения, но не привели к однозначным количественным результатам [2, 6].

Штормовые изменения прибрежной морфологии, в принципе, могут быть предсказаны на основе существующих моделей морфодинамиче-

ских процессов, позволяющих оценивать деформации берегового профиля на протяжении всего заданного штормового цикла. Однако если стадия размыва воспроизводится более или менее удовлетворительно, то восстановление пляжа пока плохо поддается моделированию [5].

В настоящей работе применен альтернативный подход к моделированию профиля, основанный на аппроксимации его аналитическими кривыми, свойства которых связаны с параметрами действующего волнения [8, 10, 11]. Профили подводного склона могут быть описаны, например, двумя вогнутыми кривыми, пересекающимися в зоне обрушения волн, что используется в ряде моделей сезонных изменений береговой линии [4, 7, 14]. При определенных условиях данный подход, по-видимому, применим и к масштабам отдельных штормовых циклов.

Что же касается итоговых морфологических изменений, обусловленных данным штормом, то они определяются на базе предлагаемой концепции эффективной высоты штормовых волн, учитывающей как силу волнения, так и его временную структуру.

Свойства созданной модели проверяются сравнением расчетов с данными наблюдений, полученными для штормов различной структуры.

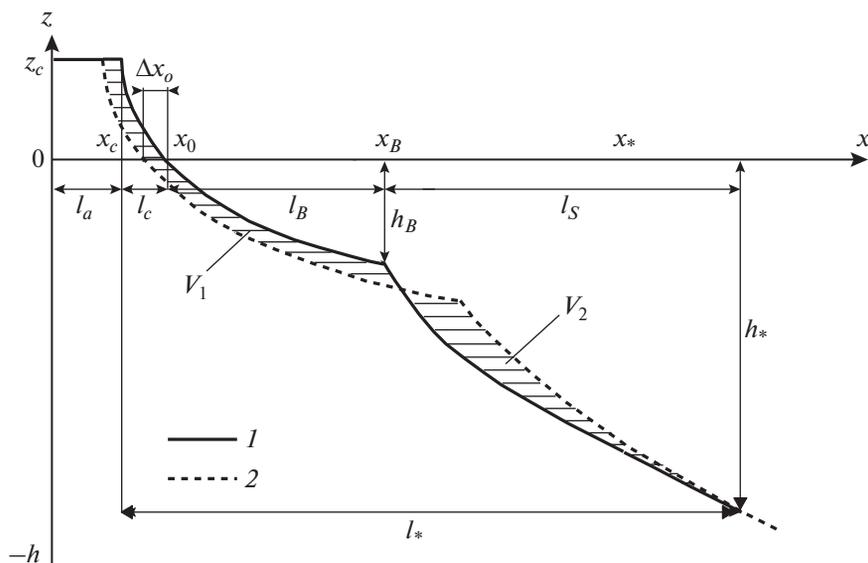


Рис. 1. Схема штормовых изменений профиля песчаного берега (обозначения в тексте). 1 и 2 – профили до и после шторма соответственно.

### КОНЦЕПЦИЯ МОДЕЛИ

Основываясь на результатах наблюдений Инмана с соавторами [11], морфологические изменения профиля песчаного берега под воздействием штормового цикла можно представить в виде схемы на рис. 1.

Профиль подводного склона (как до шторма, так и после него) включает два характерных отрезка  $l_B$  и  $l_S$ , соответствующих прибойной зоне и зоне трансформации волн. Границей между ними служит глубина обрушения волн  $h_B$ , в окрестностях которой отмечается перегиб профиля, часто в виде подводного вала. Надводная часть профиля представляется отрезком  $l_c$ , характеризующим ширину пляжа от уреза до вершины берегового вала или авантюны, а также бермой  $l_a$ , в пределах которой могут происходить перемещения указанных форм.

Деформации дна ограничиваются со стороны моря глубиной  $h_*$  (точка  $x_*$ ), а со стороны суши – максимальным возвышением пляжа  $z_c$  (точка  $x_c$ ). Протяженность активной части профиля  $l_*$ , таким образом, определяется суммой  $l_* = l_c + l_B + l_S$ .

Во время развития шторма пляж размывается, урез отступает вглубь суши, а смытый песок перемещается в сторону моря и откладывается в нижней части профиля. Ширина прибойной зоны  $l_B$  при этом увеличивается как за счет отступления точки уреза  $x_0$  на расстояние  $\Delta x_0$ , так и за счет

сдвига в море точки  $x_B$ , соответствующей глубине обрушения волн  $h_B$  (рис. 1).

Согласно закону сохранения массы, при отсутствии заметных источников и стоков объем материала в пределах длины активного профиля  $l_*$  должен сохраняться. Следовательно, объем наносов  $V_1$ , вынесенный из верхней части профиля во время развития шторма, соответствует объему  $V_2$ , отложенному в нижней части (рис. 1). Это означает, что перемещения наносов не приводят к изменениям площади профиля  $S$ :

$$S = \text{const}, \quad (1)$$

что является **первой предпосылкой** рассматриваемой модели.

В период затухания шторма наносы перемещаются преимущественно в сторону берега, пляж нарастает, урез выдвигается в море, а подводный вал зоны обрушения перемещается к берегу. Иначе говоря, профиль стремится к до-штормовому состоянию.

**Вторая предпосылка** модели состоит в том, что, степень восстановления профиля можно описать в терминах эффективной высоты волн  $H_e$ , учитывающей структуру шторма. Последняя может быть охарактеризована отношением времени затухания  $t_d$  к длительности всего штормового цикла  $t_\Sigma$  (рис. 2). Если затухание происходит очень быстро, то конечное состояние профиля будет определяться волнением с высотой  $H_e$ , близкой к

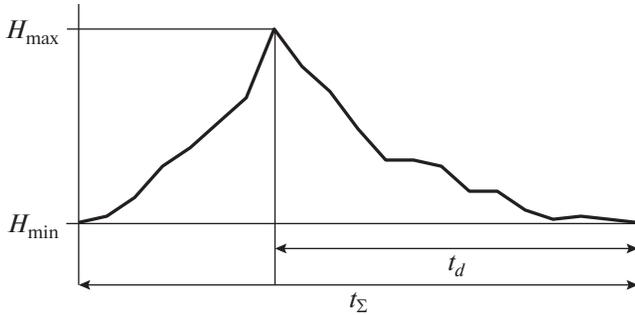


Рис. 2. Схема штормового цикла (обозначения в тексте).

максимальной  $H_{max}$ . Иначе говоря, при  $t_d/t_\Sigma \rightarrow 0$  имеем  $H_e \rightarrow H_{max}$ . В другом предельном случае, когда затухание длится очень долго, сформированный профиль должен отвечать волнению, высота которого приближается к минимальному значению  $H_{min}$ . Значит, при  $t_d/t_\Sigma \rightarrow 1$  имеем  $H_e \rightarrow H_{min}$ . В типичных условиях эффективная высота волн должна находиться в интервале между минимальным и максимальным значениями,  $H_{min} < H_e < H_{max}$ . Указанным требованиям отвечает, например, зависимость для  $H_e$  вида:

$$H_e = H_{max} - (H_{max} - H_{min})(t_d/t_\Sigma)^\alpha, \quad (2)$$

где показатель  $\alpha$  определяется на основе сравнения расчетов с наблюдениями.

Таким образом, предлагаемая концепция эффективной высоты позволяет свести задачу прогноза рельефа к моделированию профиля, отвечающего волнению с высотой  $H_e$ . Под величинами  $H_e$ ,  $H_{min}$  и  $H_{max}$  подразумеваются высоты значительных волн (средние из 1/3 наиболее высоких волн, имеющие обеспеченность около 13% в системе). Минимальная высота  $H_{min}$  выбирается с учетом размеров штормовых волн, характерных для данного региона. Для океанских берегов, как показано ниже, ориентиром, может служить значение  $H_{min} = 1$  м.

**Третья предпосылка** рассматриваемой модели заключается в том, что в промежутках между штормами морфология профиля, по крайней мере, в прибрежной части, определяется умеренными и относительно слабыми волнениями, масштабом высоты которых может служить величина  $H_{min}$ . Это условие позволяет моделировать параметры начального профиля (в частности, глубину обрушения  $h_B$  и протяженность прибойной зоны  $l_B$ ), исходя из принятого значения  $H_{min}$ .

### РАСЧЕТНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ

Как показано на рис. 1, профиль берега представляется набором из четырех кривых, описывающих соответственно профили бермы ( $l_a$ ), надводного пляжа ( $l_c$ ), прибойной зоны ( $l_B$ ) и зоны трансформации волн ( $l_S$ ). Глубины в указанных зонах аппроксимируются следующими зависимостями:

$$h = -z_c, \quad 0 \leq x \leq x_c, \quad (3)$$

$$h = -C(l_c - x)^k, \quad C = z_c/l_c^k, \quad x_c \leq x \leq x_0, \quad (4)$$

$$h = Ax^n, \quad A = h_B/l_B^n, \quad x_0 \leq x \leq x_B, \quad (5)$$

$$h = h_B + Bx^m, \quad B = (h_* - h_B)/l_S^m, \quad x_B \leq x \leq x_*, \quad (6)$$

где принято  $k = 1$ ,  $n = 2/3$  [10], а показатель  $m$  подбирается с учетом морфометрии рассматриваемого профиля. Величины  $z_c$  и  $l_c$  считаются постоянными в течение данного штормового цикла.

Глубина замыкания  $h_*$ , ограничивающая область штормовых деформаций, определяется наиболее высокими волнами, зафиксированными за данный промежуток времени. В масштабе года, согласно результатам [9]:

$$h_* = a_0 H_{s12h}^{2/3}, \quad (7)$$

где  $H_{s12h}$  — высота значительных волн, действующих не более 12 ч в году, а коэффициент  $a_0$  зависит от принятого порога существенных деформаций (скажем, для деформаций больше 0.1 м имеем  $a_0 = 2.8$ ). Применяя зависимость (7) к штормовому циклу, используем вместо  $H_{s12h}$  высоту волн в период пика шторма  $H_{max}$ . Тогда с учетом данных наблюдений, о которых речь ниже, можно записать

$$h_* = 2.5 H_{max}^{2/3}. \quad (8)$$

Глубина обрушения  $h_B$  для исходного (доштормового) профиля определяется как:

$$h_B = H_{min}/\gamma, \quad (9)$$

где  $\gamma = 0.6$  — принятый индекс обрушения для значительных волн.

С учетом расстояния  $l_B$  от берега до глубины  $h_B$  для исходного профиля оценивается параметр  $A$  (с помощью (5)). Затем с учетом глубин  $h_B$ ,  $h_*$  и расстояния между ними  $l_S$ , при использовании наиболее подходящего показателя  $m$  определяет-

## Характеристика профилей и штормовых ситуаций

№	Профиль	$d_g$ , мм	Шторм	$H_{\max}$ , м	$t_{\Sigma}$ , ч	$\frac{t_d}{t_{\Sigma}}$	$h_*$ , м	$H_e$ , м	$m$
1	M1	0.40	Март 84	6.4	103	0.58	8.6	2.70	0.7
2	M9	0.40	Март 84	6.4	103	0.58	8.6	2.70	0.6
3	PP8	0.40	Март 84	6.4	103	0.58	8.6	2.70	0.4
4	OC37	0.35	Окт. 91	3.1	120	0.47	5.3	1.87	0.9
5	OC52	0.35	Янв. 92	4.1	81	0.63	6.4	1.86	0.8
6	DB100	0.33	Дек. 92	4.0	130	0.22	6.3	2.98	0.6
7	RB214	0.35	Дек. 92	4.0	130	0.22	6.3	2.98	0.7
8	SS3	0.30	Янв. 88	10	—	~0.6	11.6	3.71	0.8

ся параметр  $B$  (на основе (6)), и в результате аппроксимируется весь исходный профиль.

Глубина обрушения для послештормового профиля  $h_{B2}$  определяется по эффективной высоте волн  $H_e$ , найденной из соотношения (2):

$$h_{B2} = H_e / \gamma. \quad (10)$$

Подстановка  $h_{B2}$  и найденного прежде значения  $A$  в (5) позволяет рассчитать новую ширину прибойной зоны  $l_{B2} = (h_{B2}/A)^{1/n}$ . Однако чтобы определить весь послештормовой профиль, требуется использовать условие (1).

Суммарная площадь профиля выражается как

$$S = \int_0^{x_c} h dx + \int_{x_c}^{x_0} h dx + \int_{x_0}^{x_B} h dx + \int_{x_B}^{x_*} h dx, \quad (11)$$

где первые два члена в правой части относятся к надводному пляжу, а остальные — к подводной части профиля. С учетом соотношений (3)–(6) имеем

$$S = -z_c l_a - \frac{1}{k+1} z_c l_c + \frac{1}{n+1} h_B l_B + \left[ h_B + \frac{1}{m+1} (h_* - h_B) \right] l_S. \quad (12)$$

Допустим, что все обозначенные характеристики соответствуют условиям до-штормового профиля. Изменение расстояний  $l_B$  и  $l_S$  в ходе шторма приводит к смещению уреза на расстояние  $\Delta x_0$  (рис. 1):

$$\Delta x_0 = (l_B + l_S) - (l_{B2} + l_{S2}), \quad (13)$$

где  $l_{B2}$  и  $l_{S2}$  — послештормовые значения. При этом площадь надводного пляжа изменяется на

величину  $z_c \Delta x_0$ , и суммарная площадь послештормового профиля  $S_2$  выражается как

$$S_2 = -z_c (l_a + \Delta x_0) - \frac{1}{k+1} z_c l_c + \frac{1}{n+1} h_{B2} l_{B2} + \left[ h_{B2} + \frac{1}{m+1} (h_* - h_{B2}) \right] l_{S2}. \quad (14)$$

Здесь неизвестна только величина  $l_{S2}$ . Однако на основании условия (1) имеем равенство  $S = S_2$ , из которого с учетом (12)–(14) и находим  $l_{S2}$ :

$$l_{S2} = \frac{a + b l_S - a_2 + c}{b_2 + z_c}, \quad a = \frac{1}{n+1} h_B l_B, \\ b = \left[ h_B + \frac{1}{m+1} (h_* - h_B) \right], \quad a_2 = \frac{1}{n+1} h_{B2} l_{B2}, \quad (15) \\ b_2 = \left[ h_{B2} + \frac{1}{m+1} (h_* - h_{B2}) \right], \quad c = z_c (l_B + l_S - l_{B2}).$$

В результате полностью определяется новый (послештормовой) профиль берега.

#### ДАнные для верификации модели

Основным источником данных для проверки модели послужило исследование Вайса с соавторами [15], которое включало промеры береговых профилей до и после прохождения штормов на ряде участков атлантического побережья США. При этом также регистрировались изменения волновых параметров и уровня воды в течение штормового цикла. Условия наблюдений характеризует таблица.

Профили с 1 по 7 относятся к побережьям атлантических штатов США: 1–3 — Нью-Джерси, 4–5 — Мэриленд, 6–7 — Делавэр. Величина  $d_g$  в таблице отражает характерный размер песка.

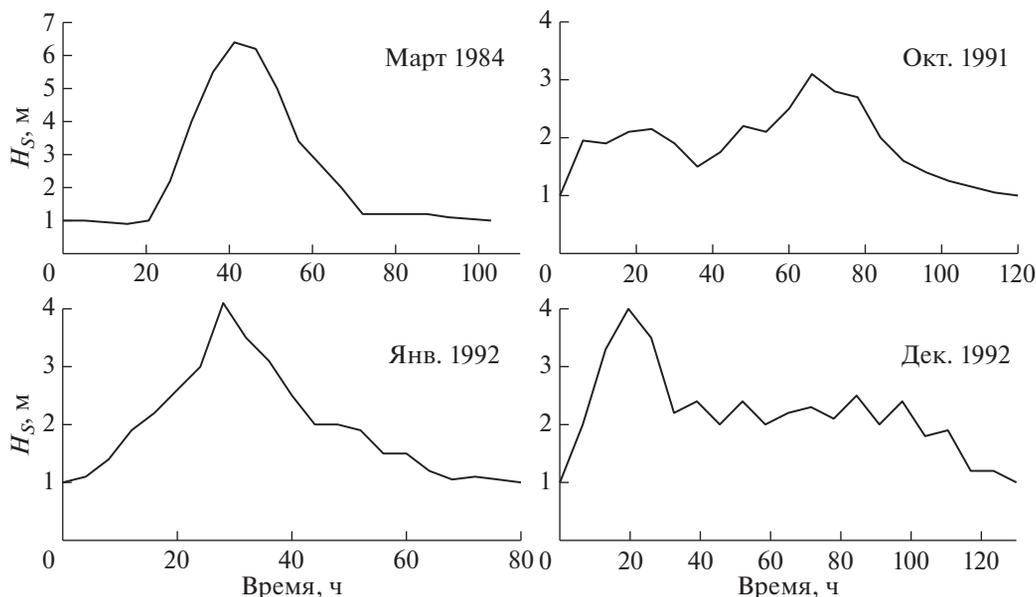


Рис. 3. Сценарии наблюдавшихся штормов (по [15]).

Сценарии штормов, зафиксированные в ходе наблюдений, показаны на рис. 3. Начало и конец штормового цикла, а также его продолжительность  $t_{\Sigma}$  определены в данном случае по значению минимальной высоты волн  $H_{\min} = 1$  м. В большинстве случаев стадии развития, пика и затухания выражены достаточно четко, причем отношение  $t_d/t_{\Sigma}$ , согласно таблице, колеблется около 0.5–0.6. Исключением является декабрьский шторм 1992 г., когда волнение большую часть времени было довольно устойчивым, а затухание длилось сравнительно недолго.

Профиль 8 в таблице относится к тихоокеанскому побережью США (Южная Калифорния), сведения о нем содержатся в исследовании Инмана с соавторами [11]. К сожалению, сценарий январского шторма 1988 г. не приводится, и отношение  $t_d/t_{\Sigma}$ , необходимое для расчетов, предполагается соответствующим типичному значению около 0.6.

### СРАВНЕНИЕ РАСЧЕТОВ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ

На рис. 4 оценки глубины замыкания  $h_*$  для профилей 1–8 сравниваются с расчетами по зависимости (8). Хотя оценки, сделанные на основе графиков в упомянутых работах Вайса и Инмана, имеют значительный разброс, видно, что расчетная кривая передает основной тренд. Вычисленные значения  $h_*$  указаны в правой части таблицы.

Там же приведены эффективные высоты волн  $H_e$ , рассчитанные по зависимости (2). Как показал опыт сравнения расчетных и наблюдаемых штормовых деформаций, если показатель степени  $\alpha$  близок к 1, высоты  $H_e$  и амплитуды деформаций слишком велики, а при  $\alpha < 0.5$ , наоборот, малы и, кроме того, значения  $H_e$  недостаточно чувствительны к изменениям отношения  $t_d/t_{\Sigma}$ .

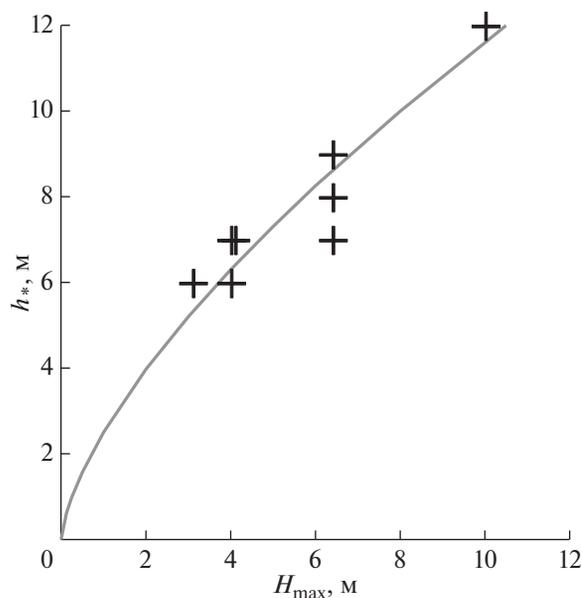


Рис. 4. Сравнение оценок глубины замыкания  $h_*$  для профилей 1–8 с расчетами по зависимости (8).

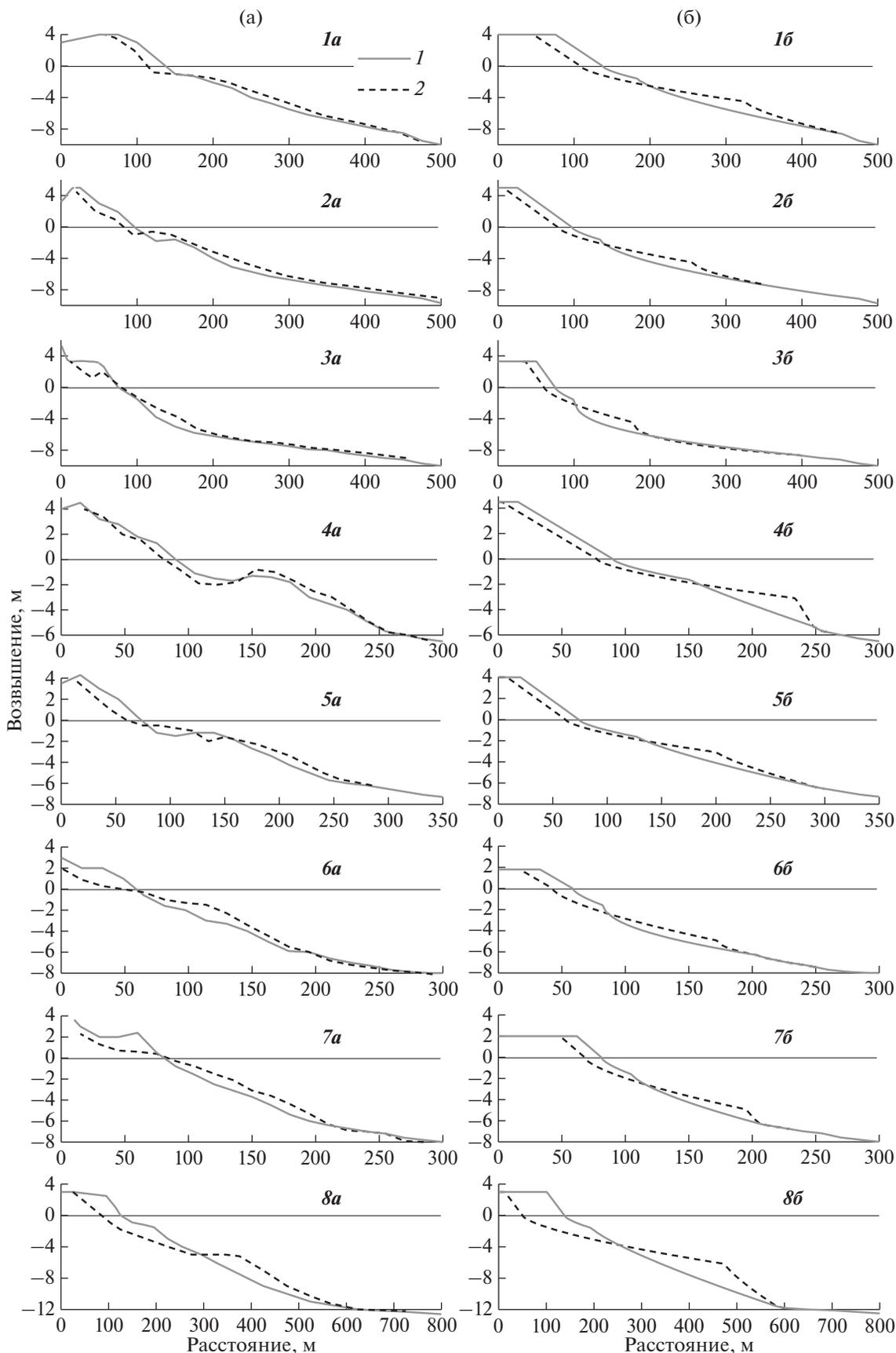


Рис. 5. Штормовые деформации береговых профилей по данным наблюдений (а) и расчетов (б). 1 и 2 – профили до и после шторма соответственно. Номера профилей те же, что в таблице.

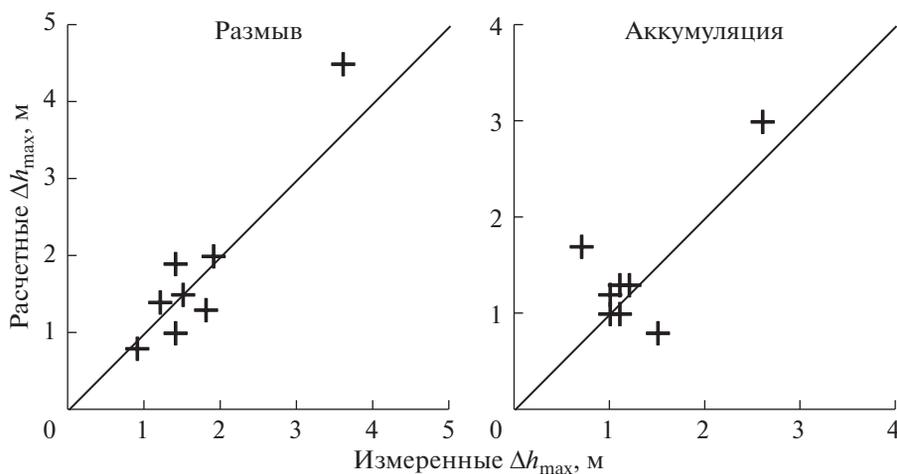


Рис. 6. Сравнение максимальных штормовых деформаций  $\Delta h_{\max}$  по наблюдениям и расчетам.

В результате наиболее приемлемым признано значение  $\alpha = 0.7$ , которое и использовалось в дальнейших расчетах.

Во время шторма наносы перераспределяются не только по нормали, но и вдоль берега, и вследствие неоднородности этого процесса на одних профилях может доминировать размыв, а на других – аккумуляция. В то же время рассматриваемая двумерная модель исходит из допущения равенства объемов размыва и аккумуляции в пределах профиля. Для возможности сравнения некоторые из наблюдавшихся пост-штормовых профилей корректировались путем сдвига по горизонтали, чтобы обеспечить равенство указанных объемов. Этот прием применялся ранее в работе [16]. Сдвиг в данном случае оценивался визуально и варьировался в пределах нескольких метров.

Наблюдавшиеся и расчетные штормовые деформации береговых профилей показаны на рис. 5. В левой части рисунка (а) приведены данные промеров, а в правой (б) – соответствующие результаты расчетов. Номера профилей соответствуют номерам в таблице.

Модель, очевидно, воспроизводит наблюдаемый тренд, а именно, размыв пляжа и вынос материала на подводный склон. Расчетные деформации в одних случаях больше наблюдаемых, в других – наоборот, но в целом и те и другие величины оказываются одного порядка. Об этом также свидетельствуют результаты сравнения максимальных штормовых деформаций  $\Delta h_{\max}$ , показанные на рис. 6 отдельно для случаев размыва и аккумуляции.

Максимальные размывы, зафиксированные промерами, относятся к надводному пляжу и в

большинстве случаев попадают в интервал от 1 до 2 м. Максимальная аккумуляция характеризуется несколько меньшими величинами от (0.7 до 1.5 м). Однако исключительно сильный январский шторм 1988 г. вызвал размыв пляжа на глубину более 3.5 м и аккумуляцию на подводном склоне до 2.5 м. Расчетные оценки, как видно на рис. 6, укладываются в те же диапазоны величин, хотя в конкретных случаях различия могут быть достаточно заметными.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отклонения расчетных деформаций от наблюдаемых отчасти объясняются тем, что модель не принимает во внимание подъем уровня воды во время шторма. В рассмотренных случаях штормовое волнение сопровождалось нагоном 0.5–1.0 м и приливом с такой же амплитудой. При высоком уровне воды размыв надводного пляжа усиливается, а смытый материал откладывается на участке подводного склона, расположенном ближе к берегу. Если шторм затухает достаточно быстро, то изменения рельефа консервируются. Подобная ситуация могла иметь место на профилях 6 и 7 (рис. 5), где наблюдаемые деформации явно смещены в сторону суши.

Другая причина несоответствий связана с тем, что аппроксимация исходного профиля степенными функциями не всегда оказывается успешной, несмотря на возможность подбора показателя степени  $m$  (использованные значения  $m$  приведены в крайней правой колонке таблицы). Расхождения заметны, например, на профиле 4 (рис. 5), где перед урезом располагается широкая ложбина. Как видно, в результате штормового воздействия она углубляется, а расположенный

мористее вал становится выше. Такое поведение не воспроизводится ни одной из известных нам моделей.

Прогнозирование морфологических изменений с помощью предложенной модели предполагает расчет одного профиля дна, отвечающего эффективной высоте волн для данного шторма. Использование с той же целью существующих моделей морфодинамических процессов потребовало бы расчета множества профилей с относительно небольшим шагом по времени для всего штормового цикла. При этом конечный результат вряд ли обладал бы большей точностью из-за неопределенности процессов формирования прибрежного рельефа в период затухания шторма. В упомянутом исследовании [15] проводилось сравнение наблюдавшихся изменений профилей с рассчитанными по известной модели SBEACH [13]. Отклонения в целом были больше, чем при использовании нашей модели.

Примененный подход пока не может быть распространен на пологие берега с развитыми системами подводных валов. Штормовые деформации здесь определяются перемещением валов, которое находится в сложной и до конца не выясненной зависимости от параметров волн и временной структуры шторма [3, 5, 12]. Создание модели, объясняющей поведение системы валов во время шторма, является одной из приоритетных задач будущих исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная модель не включает детального описания процессов, приводящих к изменениям рельефа, а принимает во внимание только их интегральный эффект, сообразуясь с требованиями закона сохранения массы и принятой геометрической схемой берегового склона. Исходный профиль дна аппроксимируется аналитическими кривыми, свойства которых переносятся на конечный профиль, сформированный к концу штормового цикла.

Ключевым моментом является использование концепции эффективной высоты волн, учитывающей временную структуру штормового цикла и, в частности, относительную продолжительность фазы затухания шторма. Как видно по результатам, это дает возможность объяснить наблюдаемые штормовые деформации береговых профилей и обеспечить приемлемый прогноз изменений берега в условиях заданного штормового цикла.

Свойства модели проверены в условиях океанских берегов, сложенных среднезернистым пес-

ком. Планируемое в дальнейшем применение ее к берегам внутренних морей, например, Черного и Балтийского, потребует переоценки базового параметра  $H_{\min}$ , устанавливающего порог штормового воздействия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-08239, № 16-05-00364А и № 16-55-76002 ЭРА\_а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Долотов Ю.С.* Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадко-накопления М.: Наука, 1989. 269 с.
2. *Долотов Ю.С., Кирлис В.И.* Зависимость изменения рельефа береговой зоны от мелкого побережья от структуры волнения // Труды Академии наук Литовской ССР. Сер. Б. Т. 3(58). 1969. С. 235–247.
3. *Кирлис В.И., Стаускайте Р.А., Мочякене-Янкавичюте С.А.* К вопросу о длительных изменениях береговой зоны моря // Труды Академии наук Литовской ССР. Сер. Б. Т. 2(65). 1971. С. 231–244.
4. *Леонтьев И.О.* Профиль песчаного берега: некоторые свойства морфологии и сезонная изменчивость // Геоморфология. 2012. № 4. С. 22–32.
5. *Леонтьев И.О.* Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
6. *Юркевич М.Г.* Кратковременные деформации рельефа подводного склона верхней зоны шельфа // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976. С. 257–266.
7. *Bernabeu A.M., Medina R., Vidal C.* A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences // Marine Geol. 2003. V. 197. P. 95–116.
8. *Bruun P.* The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // J. of Coastal Res. 1988. V. 4. № 4. P. 627–648.
9. *Capobianco M., Larson M., Nicholls R.J., Kraus N.C.* Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence // Int. Conf. "Coastal Dynamics'97". Plymouth, 1997. P. 506–515.
10. *Dean R.G.* Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // J. of Coastal Res. 1991. V. 7. № 1. P. 53–84.
11. *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.
12. *Lee G., Nicholls R.J., Birkmeier W.A.* Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991 // Marine Geol. 1998. V. 148. P. 163–177.
13. *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.

14. *Requejo S., Medina M., Gonzalez M.* Development of a medium-long term beach evolution model // Coastal Eng. 2008. V. 55. P. 1074–1088.
15. *Wise A., Smith S.J., Larson M.* SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. Report 4: Cross-shore transport under random waves and model validation with supertank and field data. US Army Corps of Engineers. 1996.
16. *Zheng J., Dean R.G.* Numerical models and intercomparisons of beach profile evolutions // Coastal Eng. 1997. V. 30. P. 169–201.

## Modelling the Coastal Profile Formed by Impact of the Storm Cycle

I. O. Leont'yev

The model is developed to predict a sandy-coast profile formed by impact of the storm event. The model takes into account a cumulative effect of elementary processes responsible for changes in the nearshore relief and relies on both the mass conservation principle and adopted scheme for coastal profile geometry. Profile is approximated by the analytical curves of which the properties are connected with the wave parameters. Morphological effect of a given storm is determined using suggested concept of effective wave height taking into account temporal structure of storm cycle and in particular, a relative duration of wave decaying stage. The model verification is implemented on the base of published data of observations performed on the Atlantic and Pacific U.S.A. coasts.