

Глава 9. МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРФОДИНАМИКИ ПОДВОДНОГО СКЛОНА И БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НЕРЕГУЛЯРНЫХ ШТОРМОВЫХ ВОЛН И ТЕЧЕНИЙ

9.1. Штормовые деформации профиля берегового склона

Морфодинамические изменения берегового склона, в общем, имеют трехмерный характер. Однако роль того или иного измерения существенно зависит от пространственного и временного масштабов рассматриваемых процессов. Так, если речь идет о долговременной эволюции контура берега, скажем, под влиянием искусственных сооружений, то более важным оказывается вдольбереговое изменение потока наносов. На его фоне поперечные перемещения могут выглядеть, как высокочастотные осцилляции без заметного результирующего значения, которое может не приниматься во внимание. Некоторые аспекты данной проблемы будут затронуты в дальнейшем.

Морфологические процессы в масштабе времени отдельного шторма, наоборот, довольно часто могут трактоваться как изменения профиля берега под влиянием преимущественно поперечных перемещений наносов. Вдольбереговые потоки при этом играют вторичную роль, если их градиенты достаточно малы. Именно такая “профильная задача” рассматривается в настоящем разделе.

Наконец, в условиях неоднородного берега деформации дна могут в одинаковой мере зависеть как от поперечных, так и продольных перемещений наносов. В этом случае следует говорить о “плановой задаче”, которая будет обсуждаться в последующих разделах.

Прогноз морфологических изменений профиля дна в процессе волнового воздействия основывается на законе сохранения массы, согласно которому любые пространственные изменения потока наносов вызывают морфологические изменения дна:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} \quad (9.1)$$

Здесь под величиной q_x подразумевается объемный поперечный расход твердых частиц. Согласно (9.1), локальное усиление потока наносов ($\partial q_x / \partial x > 0$) ведет к размыву и углублению дна со временем ($\partial h / \partial t > 0$), а его ослабление к аккумуляции и уменьшению глубины.

Интегрирование уравнения (9.1) позволяет определить значения глубин в данный момент времени $h(x,t)$ по известному распределению объемного поперечного расхода наносов q_x . Для приведения расхода, выраженного в единицах погруженного веса, к объемному, его следует отнести к величине $[g(\rho_s - \rho)(1 - \sigma)]$, где ρ_s и ρ — плотность, и пористость наносов. Поскольку величина q_x представляет весьма сложную и неявную функцию горизонтального расстояния x , то речь может идти только о численном интегрировании (9.1).

При выборе численной схемы следует руководствоваться требованиями ее устойчивости и минимума затрат времени на вычисления. Иначе говоря, желательно, чтобы появ-

ляющиеся возмущения (осцилляции) не развивались, а подавлялись даже при достаточно большом временном шаге. Как показывает опыт, этим требованиям в наибольшей мере отвечает схема Лакса-Вендроффа (Пейре, Тейлор, 1986), в которой каждый шаг по времени расщепляется на две итерации. На первой из них вычисляется промежуточный массив глубин для временного уровня $n+1/2$,

$$h_i^{n+1/2} = \frac{1}{2}(h_i^n + h_{i+1}^n) + \frac{1}{2} \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{xi+1}^n - q_{xi}^n), \quad (9.2)$$

а на второй итерации рассчитываются соответствующие расходы для $n+1/2$ и определяется профиль глубин для шага $n+1$:

$$h_{i+1}^{n+1} = h_{i+1}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{xi+1}^{n+1/2} - q_{xi}^{n+1/2}). \quad (9.3)$$

Значение глубины при $i=0$ находится из граничного условия. Практически начало расчетного створа следует располагать за пределами активной части профиля, что позволяет полагать значение h_0 постоянным во времени (при неизменном уровне воды). Размер пространственного шага Δx должен составлять порядка 0,01 длины створа, а шаг по времени Δt , как показывает опыт (Леонтьев, 1997), может быть выбран, исходя из условия

$$\frac{\Delta t}{T_p} < \frac{10}{\beta^2} \sqrt{\frac{\bar{d}_s}{H_{rms0}}}, \quad (9.4)$$

где $\bar{\beta}$ — средний уклон пляжа, \bar{d}_s — средний размер песка, H_{rms0} и T_p — среднеквадратичная высота волн на входе и период пика спектра. Практически для пологого пляжа с уклоном 0,01-0,02 величина Δt может составлять порядка $10^2 T_p$, тогда как в условиях крутых береговых дюн она уменьшается до нескольких периодов волн.

В процессе эволюции профиля может создаваться ситуация, когда уклон его на локальном участке превышает предельное для устойчивости склона значение β' . Это означает возникновение обвала или оползня, после которого уклон на данном участке должен уменьшиться до некоторой величины $\beta'' < \beta'$. Судя по данным М. Ларсона и Н. Крауса (Larson, Kraus, 1989), для песчаных склонов можно принять $\beta' \approx 0,5$, $\beta'' \approx (2/3)\beta'$. Алгоритм моделирования этой ситуации при расчетах предложен, например, в работах И.О. Леонтьева (Leont'uev, 1996; Леонтьев, 1997).

Морфодинамическое моделирование может быть успешным только при условии физически обоснованной параметризации расхода наносов q_x , создаваемого волнами и течениями во время шторма. Этой проблеме посвящено множество исследований, среди которых выделяются три основных направления. Одно из них включает исследования, ориентированные на моделирование всей последовательности элементарных процессов, ответственных за перемещение твердых частиц в потоке жидкости. В наиболее сложных моделях этой группы расход наносов является конечным результатом весьма громоздких вычислений детальной пространственно-временной структуры течений, турбулентности и полей концентрации твердых частиц (Fredsoe et al., 1985; Broker et al., 1991). Этот путь, хотя и не обнаруживает пока заметных преимуществ, безусловно, имеет перспективу.

Ко второй группе принадлежат модели, физической основой которых также служат те или иные представления о процессах движения твердых частиц. Однако принимаются во внимание главным образом интегральные следствия действующих механизмов, кото-

рые сами детально не рассматриваются. Сюда относятся модели, основанные на энергетической концепции (Bailard, 1981; Roelvink, Stive, 1989; Ohnaka, Watanabe, 1990; Roelvink, Broker, 1993; Leont'yev, 1999; Леонтьев, 2000).

Наконец, модели третьей группы основываются на идее о профиле равновесия. Транспортирующие механизмы здесь вообще не рассматриваются, а поперечный расход связывается со степенью отклонения данного профиля от его равновесного состояния. В связи с этим следует упомянуть работы Д. Крибеля и Р. Дина (Kriebel, Dean, 1985) и М. Ларсона и Н. Крауса (Larson, Kraus, 1989), в которых величина q_x предполагается пропорциональной разности между фактической скоростью диссипации энергии D и ее гипотетической величиной D_{eq} при равновесном положении профиля.

Дальнейшее изложение основывается на концепции транспорта наносов, предложенной И.О. Леонтьевым (Leont'yev, 1999; Леонтьев, 2000), которая может быть отнесена ко второй из выделенных групп. Достоинством данной модели является то, что в ней отражено, например, резкое увеличение количества взвеси при обрушении волн, представлен вклад потока заплеска в общий расход, включен эффект горизонтальной циркуляции. Кроме того, учтено влияние донных рифелей на скорость и направление перемещения наносов. Показана, в частности, возможность реверса переноса в волновом пограничном слое при достаточно развитых рифелях. Вместе с тем, вычисления не требуют значительных затрат времени, что весьма важно с практической точки зрения. Общие выражения локальных расходов наносов в береговой зоне записываются в виде:

$$q_x, q_y = \begin{cases} q_{Wx}, q_{Wy}, & x < X_W \\ q_{Wx} + q_{Rx}, q_{Wy} + q_{Ry}, & X_W \leq x \leq X_C \\ q_{Rx}, q_{Ry}, & X_C \leq x \leq X_R \end{cases} \quad (9.5)$$

Здесь точки X_W , X_C и X_R обозначают морскую границу зоны заплеска, штилевой урез воды и верхнюю границу заплеска. Вне зоны заплеска ($x < X_W$) действуют расходы, определяемые волновыми механизмами (q_W), в осушаемой части пляжа расходы определяются явлениями заплеска (q_R), а в пределах участка $X_W \leq x \leq X_C$ оба компонента взаимодействуют друг с другом.

Величины q_W выражаются в форме:

$$q_{Wx} = G[(U_\delta + U_B) - 2\beta_x |\bar{u}|], \quad (9.6)$$

$$q_{Wy} = G[(V_\delta + V_B) - 2\beta_y |\bar{u}|], \quad (9.7)$$

где

$$|\bar{u}| = \sqrt{(U_\delta + U_B)^2 + (V_\delta + V_B)^2}. \quad (9.8)$$

Здесь G характеризует погруженный вес перемещающихся наносов на единицу площади, представляющий сложную функцию параметров волн и характеристик наносов. Переносные скорости с индексами B и отражают вклады переноса в волновом пограничном слое и горизонтальной циркуляции соответственно, а x и y обозначают локальные

уклоны дна по нормали и вдоль берега. Максимальные значения расходов в зоне заплеска могут быть представлены в аналогичной форме:

$$\hat{q}_{Rx} = G_R U_R, \quad \hat{q}_{Ry} = G_R V_R, \quad G_R = K_R \rho u_R^2, \quad (9.9)$$

где U_R и V_R имеют смысл переносных скоростей, зависящих от волновых параметров и морфологических характеристик пляжа, u_R представляет масштаб скорости потока заплеска, а коэффициент K_R зависит от соотношения характерных линейных масштабов потока заплеска и твердых частиц на дне.

Возможности изложенной морфодинамической модели иллюстрируются далее путем сравнения результатов расчетов с данными экспериментов, выполненных с нерегулярными волнами и охарактеризованных в таблице 9.1. Здесь даны средний размер и гидравлическая крупность песка (d_s и w_s), параметры волн и продолжительность воздействия волнения в часах t_w . Как видно из таблицы, данные относятся к пляжам, сложенным мелким или средним песком и охватывают довольно широкий диапазон волновой активности.

Таблица 9.1.

Условия экспериментов, послуживших прототипом для моделирования штормовых деформаций берегового профиля

| № | Авторы | d_s , мм | w_s , м/с | H_{rms} , м | T_p , с | t_w , ч |
|---|-----------------------|------------|-------------|---------------|-----------|-----------|
| 1 | Roelvink, Stive, 1989 | 0.10 | 0.008 | 0.123 | 2.0 | 12 |
| 2 | Broker et al., 1992 | 0.22 | 0.027 | 1.1 | 6.0 | 6.3 |
| 3 | Larson, 1994 | 0.22 | 0.027 | 0.57 | 3.0 | 6.7 |
| 4 | “ | 0.22 | 0.027 | 0.49 | 3.0 | 0.8 |
| 5 | Uliczka, 1987 | 0.22 | 0.027 | 1.1 | 6.0 | 3.5 |
| 6 | “ | 0.33 | 0.044 | 1.1 | 6.0 | 3.5 |
| 7 | Karambas et al, 1997 | 0.10 | 0.010 | 0.085 | 1.55 | 7.5 |
| 8 | Rakha, Kamphuis, 1995 | 0.12 | 0.012 | 0.057 | 1.15 | 12 |
| 9 | Wu et al., 1994 | 0.22 | 0.027 | 0.85 | 10.0 | 10.5 |

На рисунках 9.1-9.3 прогнозируемые профили сравниваются с наблюдаемыми после окончания волнового воздействия (в момент $t = t_w$). Показан также исходный профиль (в момент $t=0$), принятый за основу при моделировании. Кроме того, даны распределения поперечных расходов наносов, вычисленные для начальной и конечной стадий эволюции профиля. Номера профилей на рисунках соответствуют номерам опытов в таблице 9.1.

Рисунок 9.1 демонстрирует примеры штормовых деформаций профилей различной формы. Так, профиль 2 в начальный момент имеет неправильные очертания, а профиль 4 характеризуется крутой ступенью, имитирующей искусственную берму. Однако в процессе переработки различия исходных профилей нивелируются, и они становятся однотипными. Прибрежный участок приобретает вогнутость, а более удаленный – выпуклость, которая в случаях 1 и 3 проявляется как подводный вал. Расчетные профили в целом повторяют наблюдаемые, однако, вал в случае 3 моделью не воспроизводится. Пик расхода наносов в начальной стадии располагается в районе границы зон прибоя и заплеска. К окончанию “шторма” величина расхода многократно уменьшается, и распределение его становится довольно равномерным. Эта тенденция в полной мере проявляется даже на профиле 4, где продолжительность волнения была на порядок меньше, чем в остальных случаях.

Эксперименты, отраженные на рис.9.2, имитируют процесс размыва береговых дюн во время штормового нагона при различных типах подводного склона – относительно пологого (а) и крутого (б). В обоих случаях перераспределение материала ведет к выработ-

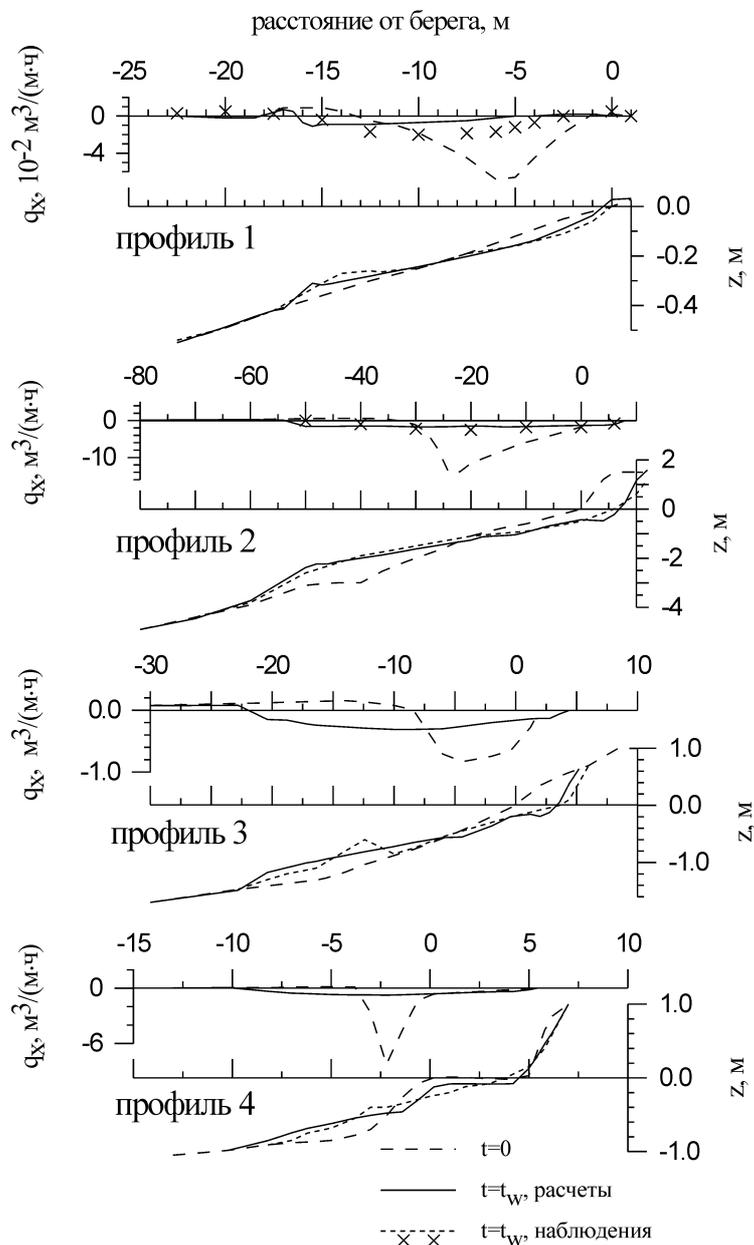


Рис.9.1. Распределения поперечных расходов и деформации профилей различных типов при волновом воздействии по материалам лабораторных экспериментов и по расчетам автора. Условия экспериментов отражены в таблице 9.1

ке более пологого участка у подножья дюны. В результате уклон пляжа приближается к равновесному, и отступление берега с течением времени замедляется. Максимальный поток наносов в начале процесса превышает $50 \text{ м}^3/(\text{м}\cdot\text{ч})$ и приходится на зону заплеска. Столь

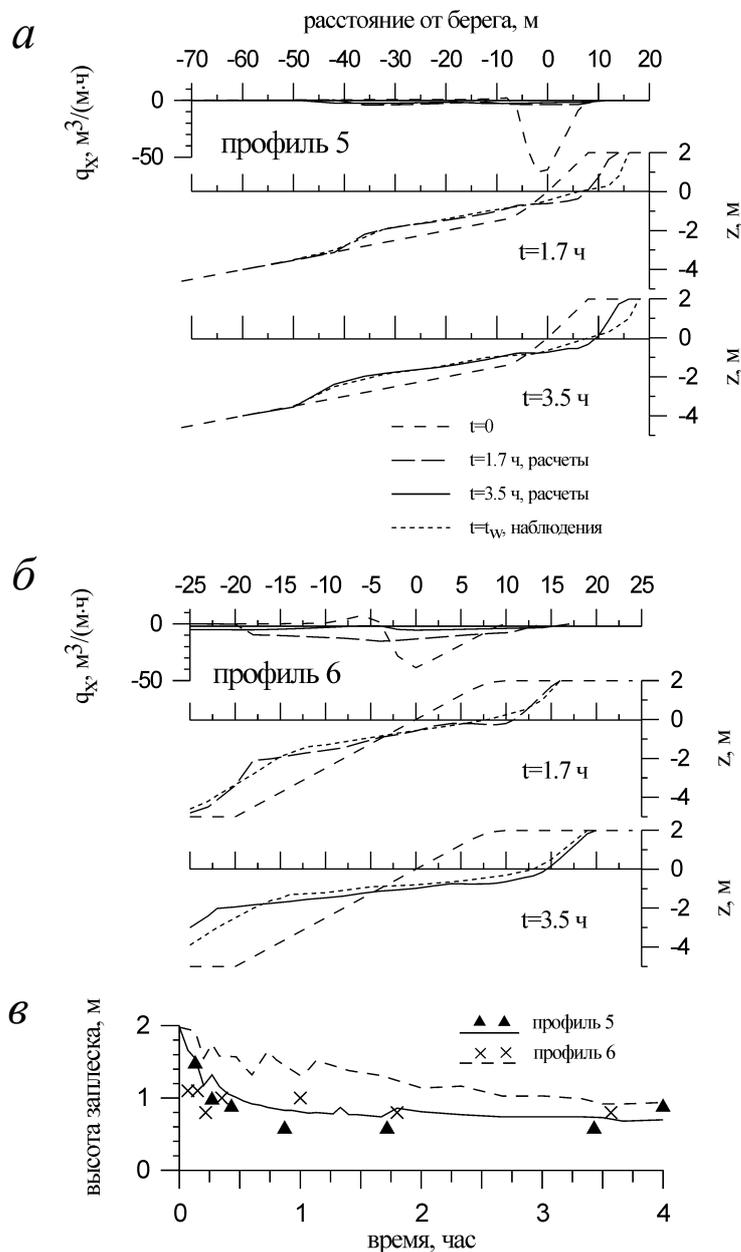


Рис. 9.2. Размыв прибрежной дюны под действием волн в случаях пологого (а) и крутого (б) подводного склона, а также изменения высоты заплеска в процессе размыва (в) по данным лабораторных тестов и по расчетам автора. Условия экспериментов отражены в таблице 9.1

большие значения ожидаются лишь в течение очень короткого времени (буквально в первые минуты). В дальнейшем расход быстро уменьшается и пик его смещается дальше от берега.

Темп отступления береговой линии, предсказанный теорией, хорошо согласуется с наблюдениями. Размыв надводной части пляжа на профиле 5 оказывается больше расчетного, а на профиле 6 – почти таким же (см. рис. 9.2). Следует отметить, что в последнем случае благодаря очень большому уклону дна ($\beta=0,25$) волны должны были испытывать значительное отражение, которое не учитывается в принятой модели. Однако этот фактор, судя по результатам, не оказывает решающего влияния на деформацию профиля.

На рисунке 9.2в показано, как в процессе эволюции профилей 5 и 6 изменялась высота заплеска R . Наблюденные значения отражают среднее за время прохождения порядка 100 волн, а расчетные по смыслу более соответствуют мгновенным величинам R . Последние, как видно, подвержены значительным колебаниям, но, как и измеренные, в целом уменьшаются с течением времени.

Рисунок 9.3а представляет результаты экспериментов с волнами относительно малого масштаба, для которых параметр Шилдса был заметно меньше единицы, и на дне могли развиваться рифели. Напомним, что в соответствии с принятой концепцией транспорта развитые рифели должны вызывать смену направления переноса в пограничном слое и тем самым влиять на морфодинамические процессы. Это влияние особенно наглядно проявляется на профиле 8. Здесь приведены результаты вычислений, выполненных без учета рифелей (расчет 1) и с их учетом (расчет 2). В первом случае прогнозируемые деформации оказываются намного больше действительных, тогда как во втором вычисленные и наблюдаемые изменения достаточно близки друг к другу. Сказанное в равной мере относится и к надводной части пляжа, означая, что развитие рифелей в нижней части склона косвенным образом влияет на расход песка в зоне заплеска. Это видно и из распределений расходов на профиле 8. Потоки материала на подводном склоне и на пляже, очевидно, подстраиваются друг к другу, и тот факт, что обсуждаемая модель воспроизводит этот процесс, может трактоваться как ее положительное свойство.

Профиль 9, представленный на рис.9.3б, в отличие от всех остальных относится скорее к аккумулятивному типу. Здесь по существу имитируется действие длинной пологой зыби, характерной для стадии затухания шторма. Первоначальный профиль здесь был сформирован в результате длительной работы регулярных волн с различными параметрами, и последующего воздействия относительно крутых нерегулярных волн, которые построили подводный вал. Как видно из рисунка, под влиянием зыби вал становится менее контрастным и смещается ближе к берегу, а прибрежная часть склона почти не изменяет своих очертаний. Первая из отмеченных тенденций, к сожалению, не воспроизводится вычислениями, которые демонстрируют размыв вала и перемещение материала вниз по склону. В то же время расчеты вполне адекватно отражают поведение прибрежного участка профиля, предсказывая его относительную устойчивость. О близости данного участка к равновесию свидетельствует и уменьшение расходов песка почти до нуля практически на всем протяжении склона.

При сопоставлении результатов моделирования с данными полевых исследований следует учитывать возможность заметных отклонений, обусловленных непостоянством волновых параметров и колебаниями уровня в период наблюдений, а также неоднородностью рельефа и прибрежных течений в природных условиях. Достаточно заметное влияние на процесс деформации могут оказывать изменения гранулометрического состава наносов по профилю берегового склона, а также динамические факторы не волнового происхождения.

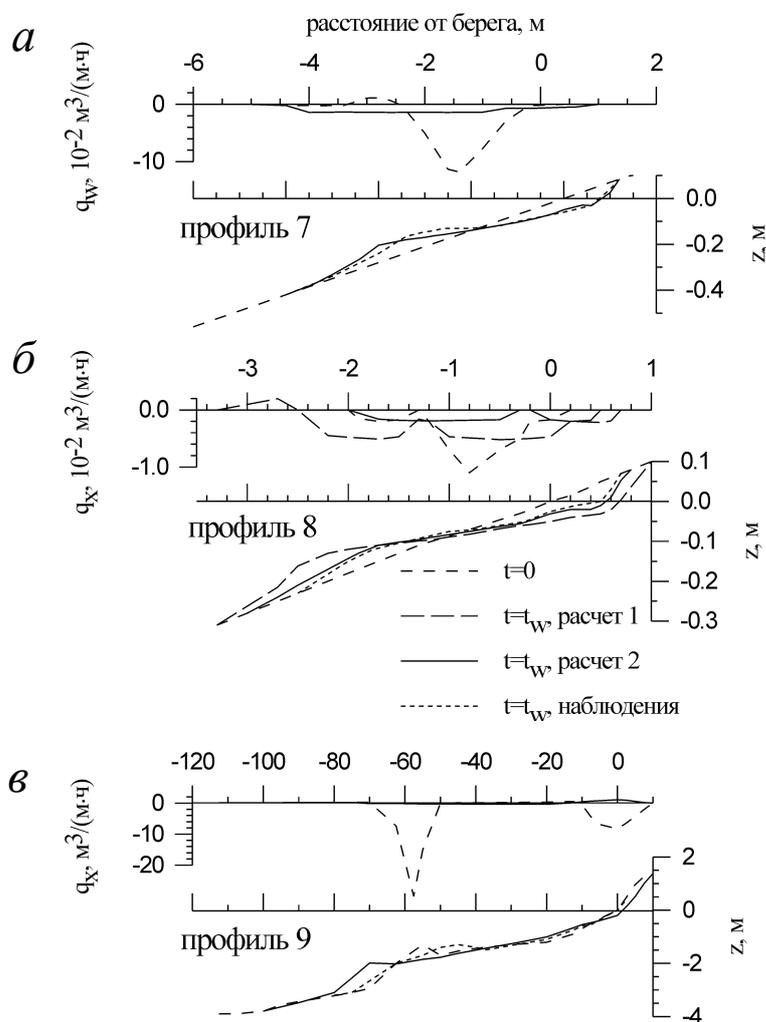


Рис.9.3. Распределения поперечных расходов и деформации профилей при малых значениях параметра Шилдса (а) и в случае длиннопериодной зыби (б) по данным лабораторных опытов и по расчетам автора. Условия экспериментов отражены в таблице 9.1

На рисунке 9.4 показаны деформации профиля берегового склона, в районе Камчия на болгарском побережье Черного моря, под воздействием двух последовательных умеренных штормов (Antsyferov et al., 1990). Изменения параметров волнения во времени также представлены на рисунке. При моделировании каждый штормовой цикл разбивался на 4-часовые интервалы, в пределах которых характеристики волн рассматривались как постоянные. В соответствии с имеющимися данными, средний размер песка в прибрежной полосе составлял около 0,4 мм и несколько уменьшался с удалением от берега. При расчетах крупность песка принималась одинаковой для всего профиля.

Наблюдаемые изменения, как для первого, так и для второго штормов оказываются довольно незначительными. Результаты моделирования демонстрируют тот же порядок

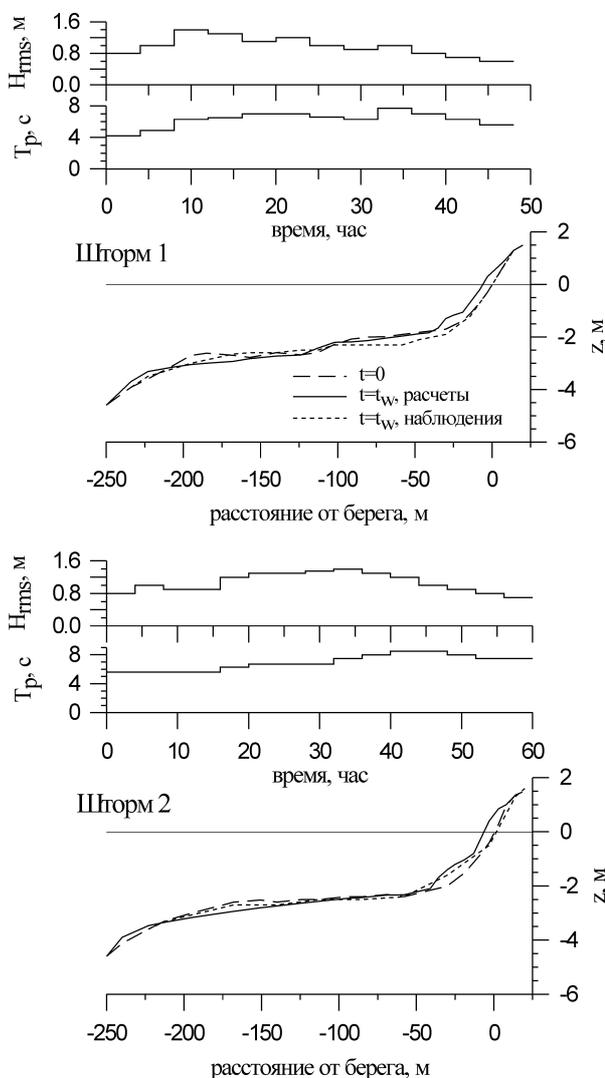


Рис.9.4. Сопоставление расчетных и наблюдаемых штормовых деформаций профиля берегового склона в районе Камчия, Черное море (данные Antsyferov et al., 1990).

пределах 4-8-часовых временных отрезков, и полная глубина определялась как сумма штилевой глубины в данной точке и соответствующего значения η . В тех же временных интервалах усреднялось и значение высоты волн. Период волн в работе Дж. Неве и Х. Детте не указан, и при расчетах использовались значения T_p от 6 до 9 с, типичные для штормовых волн в данном районе. При этом предполагалось увеличение периода в фазы максимального развития и затухания шторма. Средний размер песка в соответствии с данными наблюдений принят равным 0,35 мм.

величин деформаций. Правда, в деталях обнаруживаются определенные различия. Так, расчеты не воспроизводят углубление прибрежного участка во время первого шторма и для обоих штормов предсказывают небольшое нарастание берега, которое в действительности не зафиксировано. Вместе с тем, в согласии с наблюдениями, предсказывается аккумуляция песка у подножья крутого прибрежного склона в ходе второго шторма. Заметим, что определенная часть отклонений может быть связана с вдольбереговыми перемещениями наносов, которые в рассматриваемой “профильной задаче” игнорируются.

Рисунок 9.5 отражает процесс размыва береговой дюны на острове Зилт в Северном море в результате сильного осеннего шторма 1985г., который сопровождался значительным нагоном. Данные наблюдений взяты из работы Дж. Неве и Х. Детте (Newe, Dette, 1995). Изменения среднего уровня η и среднеквадратичной высоты волн в течение шторма показаны на графиках, помещенных в верхней части рис.9.5. Штормовой нагон накладывался на приливные колебания, и максимальный подъем уровня достигал отметки 2,7 м. При моделировании этой ситуации уровень усреднялся в

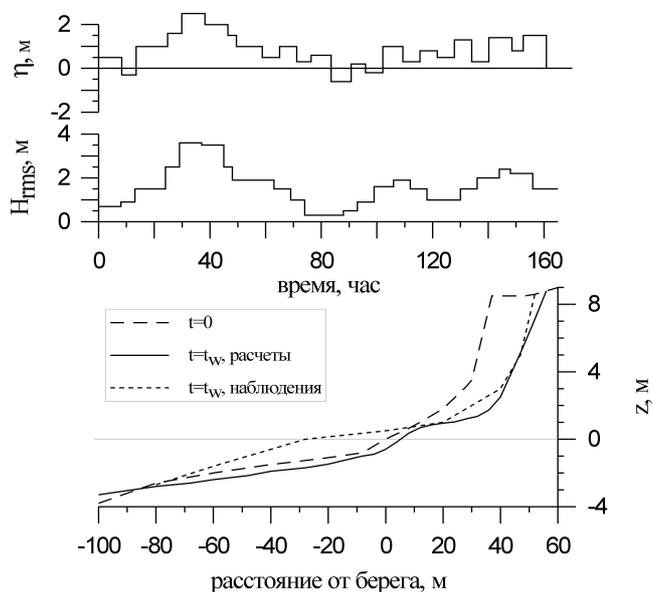
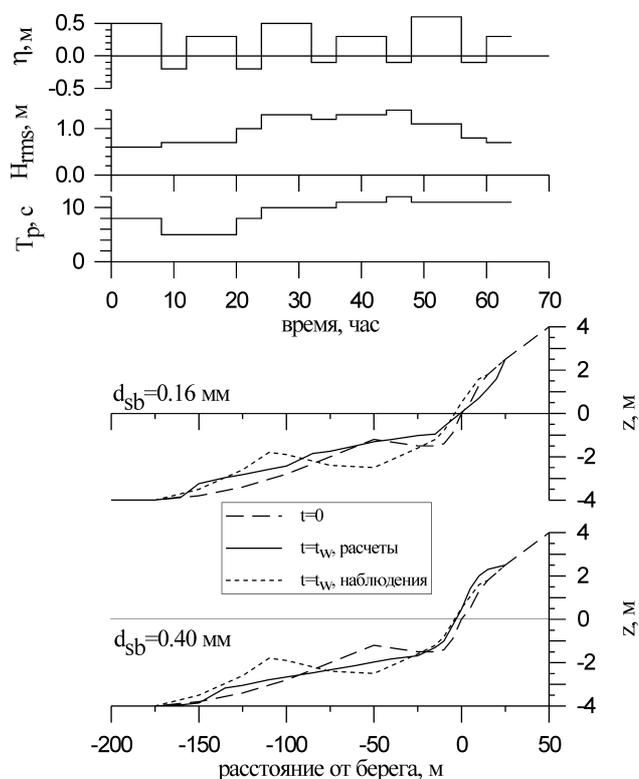


Рис. 9.5. Размыв прибрежной дюны на о. Зилт (Северное море) в результате сильного шторма по данным наблюдений Newe, Dette, 1995 и по расчетам автора.



Как видно из рис.9.5, прогнозируемый размыв береговой дюны довольно близок к реальному, и ее профиль описывается моделью вполне удовлетворительно. К сожалению, этого нельзя сказать о профиле подводного склона. Согласно расчетам, аккумуляция материала, смытого с пляжа, должна происходить на глубинах более 3 м (за пределами поля рисунка), тогда как наблюдения свидетельствуют об отложении продуктов размыва непосредственно у подножья дюны. О причинах этих различий судить трудно. В какой-то мере они, вероятно, обусловлены факторами не волнового генезиса.

На рисунке 9.6 представлена динамика профиля в районе Дак на восточном побережье США (Северная Каролина) в результате умеренного шторма (Larson, Kraus, 1989). Последний сопровождался ветровым нагоном на фоне прилива с амплитудой около 1 м. Как и в предыдущем примере, колебания уровня при моделировании представлялись в виде ступеней определенной высоты, что показано на графике в верхней части рис.9.6.

Средний размер песка на подводном склоне здесь бли-

Рис. 9.6. Сопоставление расчетных и наблюдаемых штормовых деформаций профиля берегового склона в районе Дак, атлантическое побережье США (данные Larson, Kraus, 1989).

зок к 0,16 мм, однако, на осушаемой части пляжа он, согласно данным наблюдений, увеличивается до 0,4-0,5 мм, достигая на некоторых участках 2,0 мм. Непосредственно во время шторма крупность песка на пляже могла изменяться за счет обмена с подводным склоном. Поскольку учесть этот фактор при расчетах практически невозможно, то моделирование выполнялось для двух случаев: 1) когда крупность материала в зоне заплеска и на подводном склоне совпадают ($d_{sb} = 0,16$ мм) и 2) когда крупность песка в зоне заплеска больше, чем на подводном склоне ($d_{sb} = 0,4$).

Как видно из рис. 9.6, результаты для каждой из ситуаций заметно различаются. В первом случае тенденция к углублению прибрежного участка расчетами не воспроизводится, и предсказанный профиль оказывается слишком пологим, тогда как во втором из них прибрежная часть склона моделируется вполне удовлетворительно. К сожалению, ни в том, ни в другом случаях не удается воспроизвести подводный вал, сформированный во время шторма.

В отношении природы подводных валов в настоящее время известно несколько точек зрения. Согласно одной из них, главная роль в формировании вала принадлежит инфрагравитационным колебаниям, связанным с краевыми волнами (Bowen, Inman, 1971; Holman, Bowen, 1982; Bowen, Huntley, 1984) или с группами коротких волн (O'Hare, Huntley, 1994). Отражаясь от берега, длиннопериодные волны образуют стоячие колебания (например, прибойные биения), благодаря которым на дне теоретически могут существовать устойчивые зоны конвергенции и дивергенции придонных течений. В первых должны формироваться гребни валов, а во вторых – ложбины.

Другая точка зрения основывается на механизме нелинейного взаимодействия гармоник в волнах мелководья. Следствием этого процесса оказывается появление зон сильно и слабо асимметричных волн, чередующихся по протяжению прибрежной области с достаточно большим пространственным шагом. Б. Бочар-Каракевич и Р. Дэвидсон-Арно (Boczar-Karakiewicz, Davidson-Arnott, 1987) показали теоретически, что колебания асимметрии должны находить свое отражение в изменениях расхода наносов, которые в свою очередь, обуславливают аккумуляцию и размыв в определенных точках подводного склона. Расчеты авторов обнаружили хорошую корреляцию с наблюдениями в отношении расположения и расстояний между валами на одном из участков побережья озера Гурон. С приближением к берегу указанные расстояния, как правило, сокращаются.

Пожалуй, наиболее распространенный взгляд на проблему связывает причину развития вала с явлением обрушения волн. Последнее, как уже было показано, обуславливает либо конвергенцию придонных течений, либо значительные градиенты их скоростей. В результате у границы прибойной зоны происходит либо столкновение встречных потоков наносов, либо резкое замедление потока, выходящего из прибойной зоны, что в обоих случаях приводит к отложению материала в виде аккумулятивного тела. Именно таков механизм роста вала в большинстве известных математических моделей эволюции профиля. Это относится и к обсуждаемой модели, хотя генерируемый ею вал оказывается менее контрастным, чем это следует из наблюдений (см. рис. 9.1а), и в некоторых случаях вообще не образуется (см. рис. 9.3в). В соответствии с изложенной точкой зрения, развитие системы валов может трактоваться либо как результат действия нескольких штормов различной силы, при которых разрушение волн происходит на разных расстояниях от берега, либо как следствие одного шторма при условии нескольких обрушений, что характерно для пологих склонов.

Д. Жан и Т. Сунамура (Zhang, Sunamura, 1994) обнаружили еще одно явление, связанное с обрушением волн, которое объясняет возможность появления серии валов в при-

бойной зоне. Как показали лабораторные опыты, прохождение бурб, возникающего после обрушения, сопровождается генерацией серии вихрей с наклонной осью. Расположение последних характеризуется относительно устойчивым пространственным шагом, который детерминирован исходными параметрами волн и геометрией профиля. При контакте вихрей с дном происходит интенсивное взвешивание песка и локальное усиление противотечения. Чуть ниже по склону скорость оттока резко затухает, и облако взвеси выпадает на дно, обуславливая рост аккумулятивного тела. На достаточно пологом склоне Д. Жан и Т. Сунамура наблюдали одновременное существование трех таких валов, которые, правда, были существенно меньше основного вала, связанного с точкой обрушения. По-видимому, в создании вала в той или иной мере участвуют все отмеченные выше механизмы.

9.2. Профиль равновесия

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что достаточно длительное воздействие волн на береговой склон приводит к выработке профиля, который, начиная с некоторого момента времени, почти не изменяется и может рассматриваться как равновесный по отношению к данному воздействию. В более долговременной перспективе можно говорить о равновесии профиля по отношению к доминирующим динамическим режимам, присущим данному побережью. Определение профиля равновесия представляет одну из важных задач прибрежной динамики, на решение которой ориентировано множество исследований.

Классическая трактовка проблемы основывается на концепции нейтральной линии КорналяЗенковича (Зенкович, 1962). Равновесие твердых частиц (нейтральное положение на склоне) рассматривается как следствие баланса между силой влечения частиц к берегу (обусловленной асимметрией волновых движений) и силой тяжести. Профиль дна, отвечающий этому условию, оказывается вогнутым, лон возрастает к берегу, причем более крупным наносам отвечает более крутой склон. Если размер твердых зерен не одинаков, то равновесие подразумевает увеличение крупности с приближением к берегу.

П. Брюн (Bruun, 1954) на основе анализа множества промеров дна у берегов Калифорнии и Дании установил возможность аппроксимации типичного берегового профиля зависимостью:

$$h = AX^{2/3}, \quad (9.10)$$

где h – глубина, $X = X_C - x$ – расстояние от берега, A – параметр формы порядка $10^{-1} \text{ м}^{1/3}$. Вид подобного профиля показан на рис.9.8.

Р. Дин (Dean, 1991) подтвердил вывод П. Брюна, опираясь на обширные материалы наблюдений у восточного побережья США и в Мексиканском заливе. Кроме того, Р. Дин теоретически обосновал уравнение (9.10), выдвинув гипотезу, что состоянию равновесия профиля отвечает постоянство скорости диссипации энергии на единицу объема в любой его точке. При использовании аппроксимации для высоты волн в прибойной зоне:

$$H \approx \gamma_B h, \quad (9.11)$$

это условие приводит к уравнению, которое оказывается эквивалентным (9.10).

Д. Крибель с соавторами (Kriebel et al., 1991), используя материалы полевых исследований, установили, что параметр A в уравнении профиля (9.10) зависит от крупности наносов и может быть выражен в форме:

$$A = 2.25 \left(\frac{w_s^2}{g} \right)^{1/3} . \quad (9.12)$$

Для берегов, сложенных мелкозернистым песком, часто принимают $A \approx 0.1$.

Подход П. Дина в дальнейшем был развит Г. Кридом с соавторами (Creed et al., 1992). Для определения высоты волн авторы применили более сложную модель диссипации В. Дэлли с соавторами (Dally et al., 1985), и в результате получили профиль вида:

$$a_1 h + a_2 h^{3/2} = X , \quad (9.13)$$

(a_1 и a_2 эмпирические константы), который отличается от (9.10) дополнительным линейным членом. Кроме того, Г. Крид с соавторами попытались определить профиль равновесия для нерегулярных волн, используя модель И. Торнтон и Р. Гузы (Thornton, Guza, 1983). Найденный профиль оказался довольно близок к линейному,

$$h = bX^{14/17} \quad (9.14)$$

(b постоянная).

М. Гонсалес с соавторами (Gonzalez et al., 1997), также основываясь на гипотезе П. Дина, приняли во внимание эффект рефракции волн и представили более общую форму уравнения профиля,

$$h = K_{r0}^{-4/5} AX^{2/3} , \quad (9.15)$$

где K_{r0} коэффициент рефракции у берега. Например, в достаточно защищенных бухтах волны при подходе к берегу испытывают значительную рефракцию, причем $K_{r0} < 1$. В этом случае, согласно (9.15), глубина с удалением в море должна увеличиваться быстрее, чем на открытом побережье, т.е. склон должен быть более крутым. Авторы подтверждают этот вывод наблюдениями.

В.В. Лонгинов (1963) предположил в качестве условия равновесия постоянство энергии волн на единицу объема в каждой точке профиля,

$$H^2 / h = const , \quad (9.16)$$

и основываясь на своих наблюдениях, нашел, что данному условию отвечает следующее соотношение между уклоном дна и глубиной:

$$\frac{1}{h} \frac{dh}{dX} \approx 0.01 . \quad (9.17)$$

При уменьшении глубины уклон также должен уменьшаться, и соответствующий профиль оказывается выпуклым.

Альтернативный подход к проблеме профиля равновесия основывается на законе сохранения массы (9.1), согласно которому признаком устойчивого профиля ($\partial h / \partial t = 0$) является отсутствие градиентов расхода наносов ($\partial q_x / \partial x = 0$), подразумевающее повсеместное отсутствие и самих расходов ($q_x = 0$)

Данное условие выполняется, если, например, твердые частицы колеблются под влиянием волновых скоростей, не изменяя своего среднего положения, либо, если одновременно существуют взаимно противоположные потоки материала, которые уравновешивают друг друга.

А. Боуэн (Bowen, 1980), используя энергетическую концепцию транспорта наносов, показал, что в случае, когда доминирует взвесь, условию $q_x = 0$ отвечает профиль вида $h \propto X^{2/3}$ или $h \propto X^{2/5}$ в зависимости от того, какой фактор преобладает – среднее течение или асимметрия волн. Результаты Боуэна относятся к области до обрушения волн.

В более сложной модели Г. Крида с соавторами (Creed et al., 1992) условие $q_x = 0$ применяется к величине расхода, определяемой формулой Дж. Бэйларда (Bailard, 1981). Входящие в нее моменты скорости вычисляются по методу Дж. Роэлвинка и М. Стива (Roelvink, Stive, 1989), а переносная скорость у дна с помощью упоминавшейся в разделе 5.6 модели М. Стива и Х. Де Вриенда (Stive, De Vriend, 1987). Профиль, построенный для исходных параметров волн $H_{rms0} = 1$ м и $T_p = 10$ с, показан на рис. 9.7, где он сравнивается с реальным профилем (Дак, Северная Каролина), который служит в качестве прототипа.

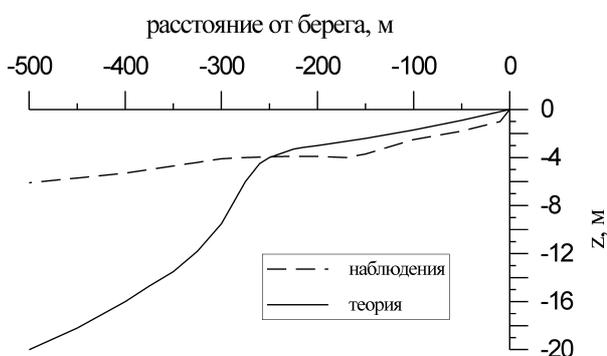


Рис.9.7. Профиль равновесия по Creed et al., 1992 и реальный профиль в районе Дак, атлантическое побережье США.

Теоретический профиль включает два вогнутых участка, сопряженных выпуклой кривой. Более пологий участок соответствует прибойной зоне. Основными факторами, контролирующими форму профиля, в данной модели служат среднее течение (перенос у дна), асимметрия волн и сила тяжести. В области до обрушения первые два фактора действуют в одном направлении (к берегу), и для их нейтрализации требуется достаточно большой уклон. В прибойной зоне течение у дна меняет знак и вместе с силой тяжести действует против асимметрии волн, что обуславливает резкое уменьшение уклона. Видно, что аналогия с реальным профилем прослеживается только в пределах прибрежного участка.

И.О. Леонтьев (Леонтьев, 1989, 1992; Leont'yev, 1985) при моделировании профиля равновесия исходил из гипотезы о том, что $q_x = 0$ представляет результат взаимной компенсации двух противоположных потоков наносов. Один из них – поток влекомого материала к берегу, обусловленный асимметрией волн, а другой – поток взвеси, определяемый противотечением. Эта идея при использовании энергетического подхода Р. Бэгнольда (Bagnold, 1963) приводит к уравнению вида:

$$\frac{dh}{dx} + 8 \frac{w_s}{\sqrt{gh_B}} \Psi - \bar{A} = 0, \quad (9.18)$$

где h_B – глубина обрушения волн, Ψ – безразмерная функция, описывающая изменения высоты волн, \bar{A} – эмпирический параметр порядка 10^{-1} . В случае регулярных волн для определения функции Ψ использовался закон Грина и модель бурб (9.11), и в результате было получено аналитическое решение задачи. Для нерегулярных волн величина h_B

рассматривалась как глубина обрушения волн 1% обеспеченности в системе, а величина Ψ была определена как функция локальной глубины:

$$\psi(\tilde{h}) = 5.726\tilde{h}^3 + 4.359\tilde{h}^{-1/4} - 2.785, \quad \tilde{h} = h/h_B, \quad (9.19)$$

В обоих случаях профиль описывается S-образной кривой с вогнутым прибрежным участком (см. рис. 9.8а,б). Точка перегиба профиля для нерегулярных волн соответствует глубине $h \approx 0.42h_B$.

Материалом для проверки модели послужили данные промеров глубин на песчаных бесприливных берегах, расположенных в самых различных географических областях. Путем подбора величин h_B и \bar{A} практически в каждом случае удалось построить расчетную кривую, отображающую крупномасштабные черты профиля.

В результате калибровки была установлена зависимость параметра \bar{A} от соотношения между крупностью наносов и волновой активностью,

$$\bar{A} = k' \frac{w_s}{\sqrt{gh_B}}, \quad (9.20)$$

где коэффициент k' по уточненным данным составляет 20 для мелкозернистого песка и 23,5 для среднезернистого. К сожалению, даже небольшие отклонения \bar{A} вызывают существенные изменения геометрии профиля, что является определенным недостатком данной модели. Впрочем, это отчасти относится и к профилю (9.10), для которого также бывает, необходим подбор параметра A в конкретных условиях.

Примеры профилей, вычисленных по уравнениям (9.10) и (9.18) приведены на рис. 9.8а. Прототипом здесь в одном случае служит береговой склон в районе Дака ($w_s = 0,0173$ м/с), а в другом – в районе Камчия ($w_s = 0,0545$ м/с). Расчеты по уравнению (9.10) выполнялись при постоянном $A=0,1$. Расчетные кривые, построенные по уравнению (9.19), соответствуют величинам $h_B=6$ м, $\bar{A}=0,1675$ для Камчии, и $h_B=10$ м, $\bar{A}=0,0340$ а для условий Дака. При этом вычисления ограничивались глубиной $h < 0,7h_B$, так как при больших h профиль оказывается слишком крутым. Из рисунка видно, что прибрежная часть склона лучше описывается уравнением (9.18). В условиях Камчии модель Брюна-Дина оказывается непригодной, тогда как в условиях Дака она вполне приемлема. В последнем случае значение A , следующее из (9.12), оказывается заниженным примерно вдвое.

В целом, исходя из опыта, можно констатировать, что для берегов, сложенных мелкозернистым материалом, лучшие результаты дает уравнение (9.10), а в условиях преобладания средне- и крупнозернистых песчаных фракций более приемлемым оказывается уравнение (9.18).

Теперь попытаемся определить профиль равновесия, отвечающий принятой концепции транспорта наносов. При нормальном подходе волн к однородному берегу, горизонтальная циркуляция отсутствует, и применительно к формуле расхода (9.6) условие (9.18) означает равенство нулю переносной скорости у дна U_B . Последнее на основании определения U_B из (5.56) приводит к равенству:

$$D = D^* \quad \text{или} \quad \frac{d}{dX}(EC_g) = \frac{EC_g}{X}, \quad (9.21)$$

из которого следует линейное изменение потока энергии по протяжению прибойной зоны,

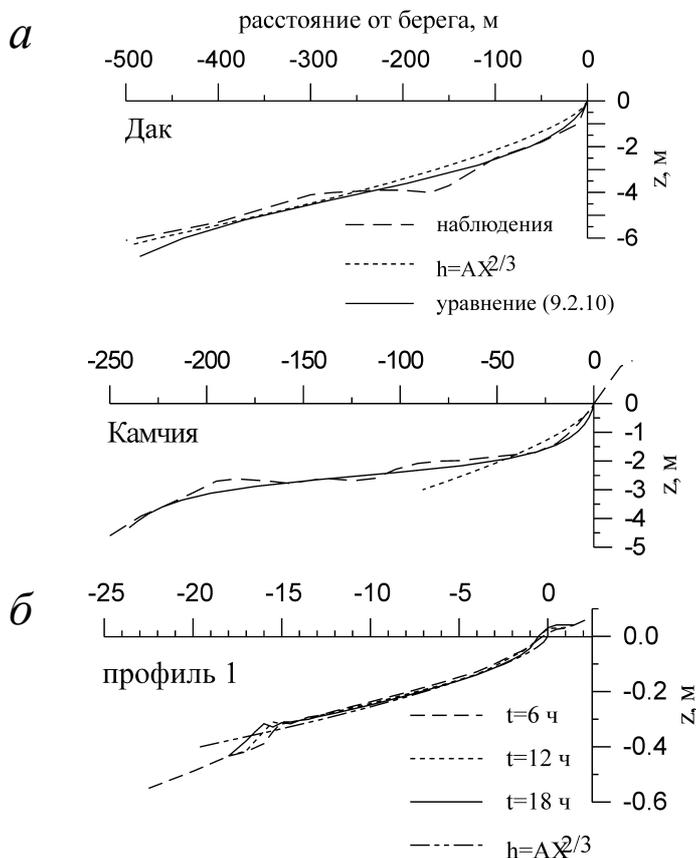


Рис. 9.8. Сопоставление теоретических профилей равновесия: а - с данными наблюдений в морских условиях, б - с результатами расчетов, прототипом для которых служит профиль 1.

$$\frac{EC_g}{(EC_g)_B} = \frac{X}{X_B} \quad (9.22)$$

Для условий мелководья при использовании модели бора (9.11) это приводит к уравнению профиля:

$$\frac{h}{h_B} = \left(\frac{X}{X_B} \right)^{2/5} \quad \text{или} \quad h = A' X^{2/5}, \quad A' = h_B^{3/5} \beta_{eq}^{2/5}, \quad (9.23)$$

где $\beta_{eq} = h_B / X_B$ – средний равновесный уклон дна в прибойной зоне. Данный профиль несколько круче у берега и положе на остальной части склона по сравнению с профилем (9.10).

С другой стороны, следуя В.В. Лонгинову, можно допустить постоянство энергии волн на единицу объема (9.16), которое подразумевает зависимость высоты волн от глубины в виде:

$$\frac{H}{H_B} = \sqrt{\frac{h}{h_B}} \quad (9.24)$$

Тогда (9.23) приводит к выражению:

$$\frac{h}{h_B} = \left(\frac{X}{X_B} \right)^{2/3} \quad \text{или} \quad h = AX^{2/3}, \quad A = h_B^{1/3} \beta_{eq}^{2/3}, \quad (9.25)$$

которое, очевидно, совпадает с уравнением профиля равновесия Брюна-Дина (9.10). Тот факт, что устойчивое состояние моделируемого профиля действительно отвечает уравнению (9.10), иллюстрируется рисунком 9.8б. Здесь видно, что прибрежный участок профиля 1 (см. таблицу 9.1) после стабилизации принимает форму профиля Брюна-Дина.

Полученный результат позволяет оценить средний равновесный уклон в прибойной зоне путем приравнивания значений A из (9.12) и (9.25), что дает

$$\beta_{eq} = 3.38 \frac{W_s}{\sqrt{gh_B}}. \quad (9.26)$$

Ранее И.О. Леонтьевым (1992) была получена аналогичная зависимость, хотя и с несколько большим коэффициентом 4,89.

Условия равновесия склона вне области диссипации волн имеют свою специфику. Скорость переноса U_B и связанный с ней расход песчаного материала здесь положительны (при отсутствии развитых рифелей). Следовательно, поток к берегу должен уравновешиваться какими-либо дополнительными механизмами. К их числу не относится асимметрия волн, вклад которой в расход твердых частиц также обычно положительный. Стабилизирующим фактором, вероятнее всего, служит инфрагравитационный транспорт. При развитии рифелей поток, обусловленный придонным течением, меняет знак, и баланс наносов еще более усложняется. Составляющими этого баланса в природных условиях могут быть и не волновые механизмы.

Принятая концепция транспорта, тем не менее, обеспечивает приближение профиля к равновесному состоянию и вне прибойной зоны. Судя по распределениям расходов, показанным на рис.9.1 - 9.3, здесь очевидна тенденция к реализации условия $q_x \approx const$, где константа с течением времени стремится к нулю.

М. Ларсон и Н. Краус (Larson, Kraus, 1989), основываясь на экспериментах с регулярными волнами достаточно большого размера ($H=0,5-1,7$ м, $T=3-16$ с), пришли к выводу, что в процессе эволюции первоначально линейного песчаного профиля максимальное значение расхода наносов q_{xm} уменьшается с течением времени в соответствии с зависимостью:

$$q_{xm} = \frac{q_{xm0}}{1 + \mu t}, \quad (9.27)$$

где q_{xm0} максимальный расход в начальный момент, а коэффициент затухания μ близок к 1. Если в качестве характерного масштаба времени установления профиля принять промежуток $t = t_{eq}$, в течение которого расход наносов уменьшается на порядок, то на основании (9.27) t_{eq} составит примерно 10 часов. Тот же порядок величины t_{eq} следует из результатов численного моделирования для условий нерегулярных волн, о чем свидетельствует рис. 9.8б. Здесь показан вид профиля 1 в последовательные моменты времени 6, 12 и 18 часов после начала воздействия волн. Уже после 6-часового воздействия профиль почти стабилизируется. Дальнейшие изменения связаны в основном лишь с медленным смещением всего профиля как единого целого.

Как отмечают М. Ларсон и Н. Краус, коэффициент μ в (9.27) обнаруживает довольно слабую корреляцию только с периодом волн и с начальной величиной расхода и прямо не зависит от высоты волн. При увеличении T и q_{xm0} величина μ несколько увеличивается, а время стабилизации профиля t_{eq} соответственно сокращается. Хотя корреляция μ с размером песка также не была установлена, все же естественно ожидать увеличение времени t_{eq} для более крупного и менее подвижного материала при прочих равных условиях. Кроме того, кажется вероятным, что время t_{eq} будет возрастать при увеличении протяженности активной части профиля, т.е. при уменьшении уклона дна. Это, кстати, не противоречит обратной зависимости от q_{mx0} , поскольку более пологим склонам отвечают меньшие расходы наносов. Таким образом, основываясь на приведенных рассуждениях и соображениях размерности, можно предположить следующую структуру зависимости для величины t_{eq} :

$$t_{eq} = \hat{c} \left(\frac{\bar{d}_s X_B}{q^2 T} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (9.28)$$

где под X_B подразумевается ширина прибойной зоны в начальный момент.

Если для профиля 1, показанного на рис. 9.8б, принять $t_{eq} = 10$ часов, то коэффициент \hat{c} должен оцениваться как $5 \cdot 10^2$ (при условии, что t_{eq} в формуле (9.28) измеряется в часах). Тогда в отношении профилей, показанных на рис. 9.1-9.3, получаются следующие результаты (см. таблицу 9.2).

Таблица 9.2.

Значения t_{eq} для разных типов профилей

| Профиль | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|----------------|----|----|----|---|----|---|---|---|----|
| t_{eq} , час | 10 | 12 | 11 | 9 | 10 | 8 | 6 | 6 | 12 |

В случаях 1, 7, 8 и 9 величина t_{eq} оказывается сравнимой с продолжительностью волнового воздействия t_w (см. таблицу 9.1).

Период стабилизации естественных профилей варьирует в более широких пределах. Например, для умеренного шторма в районе Камчия (см. рис. 9.4) расчетное значение t_{eq} составляет 20-25 часов, а для подобной же ситуации в районе Дак (см. рис. 9.6) оно оценивается как 10-14 часов, что соизмеримо с продолжительностью фазы стабилизации шторма в реальных условиях. Следовательно, вполне вероятно формирование квазиравновесного профиля берегового склона в течение отдельного шторма.

9.3. Штормовые деформации поверхности берегового склона

В данном параграфе рассматривается задача моделирования штормовых деформаций на определенной площади берегового склона (англоязычный термин *coastal area modeling*), когда принимаются во внимание как поперечные, так и продольные перемещения наносов. Структура модели подобного рода характеризуется определенным набором связанных между собой модулей, ответственных за описание волнового поля, прибрежных течений, транспорта наносов и собственно деформаций дна. Значительное усложнение “плановой” модели по сравнению с “профильной” обусловлено, в частности, необходимостью включения модуля горизонтальной циркуляции. Более сложным становится и уравнение сохранения массы, которое теперь выглядит как:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \quad (9.29)$$

(здесь, как и в (9.1), имеются в виду объемные расходы наносов).

Интегрирование уравнения (9.29) позволяет определить поле глубин на данном временном шаге, которое служит как исходное на последующем шаге при расчетах волн, течений, потоков наносов и деформаций дна. Таким образом, возникает замкнутая система, позволяющая описать изменения поверхности берегового склона во времени. Поскольку эта система нелинейная, то ее поведение, как отмечают Де Вриенд с соавторами (De Vriend et al., 1993a,b), не всегда предсказуемо, особенно в части устойчивости. С математической точки зрения процесс эволюции в значительной мере обладает свойствами гиперболической системы, в которой информация распространяется вместе с потоком наносов. Это, в частности, требует задания морфологического граничного условия на каждой из открытых границ рассматриваемой области.

В настоящее время известно несколько “плановых” морфодинамических моделей или, точнее, модельных комплексов, созданных главным образом в европейских научно-исследовательских организациях: в Датском гидравлическом институте (DHI, Broker, 1995), Дельфтской гидравлической лаборатории (DH, Roelvink et al., 1995), Университете Ливерпуля (UL), Гидравлической лаборатории в Уоллингфорде (HR, Price et al., 1995). Следует отметить также модель Флоридского университета (Wang et al., 1992). Сравнительное описание европейских моделей, приведенное в работе Де Вриенда с соавторами (De Vriend et al., 1993b), указывает на их общую структуру, но существенные различия отдельных модулей. Так, транспорт наносов в комплексе DHI описывается с позиций весьма сложной модели (Broker et al., 1995), учитывающей изменения поля взвеси в течение периода волны, в комплексе UL для этого используется эмпирическое выражение, а в комплексе HR энергетическая концепция.

Уравнение баланса массы (9.29) во всех моделях интегрируется с помощью упомянутой ранее схемы Лакса-Вендроффа. Весьма трудоемкие вычисления горизонтальной циркуляции выполняются с относительно большим интервалом, значительно превышающим размер отдельного временного шага, что обеспечивает существенную экономию времени. Предполагается, что на промежуточных стадиях циркуляция, обладающая определенной консервативностью, заметно не изменяется.

Сопоставление результатов расчетов для некоторых типов прибрежных условий, выполненное Де Вриендом и др. (De Vriend et al., 1993b), показало, что все названные модели в той или иной мере воспроизводят ожидаемые морфологические изменения. Отмечена более значительная продолжительность процесса установления рельефа (приближения к равновесию) в двумерном случае по сравнению с одномерным, когда рассматриваются только изменения профиля. Это можно объяснить потребностью дополнительных затрат времени на взаимное приспособление отдельных профилей друг к другу. Следует отметить, что случаи прямого сравнения расчетов по “плановым” моделям с данными наблюдений пока довольно редки, в основном из-за трудностей получения подобных данных в морских условиях.

Названные модели оперируют с потоками наносов, обусловленными в основном осредненной по глубине прибрежной циркуляцией. Некоторые из них оказываются не в состоянии адекватно описать изменения профиля, если полный поперечный поток воды исчезает, так как в них не включены механизмы, связанные со стратификацией водной

тощи (противотечение, течение в пограничном слое и др.). Для преодоления этого ограничения, как отмечают Де Вриенд с соавторами, наиболее эффективными с практической точки зрения является применение квази-трехмерных (quasi-3D) моделей, которые в упрощенной форме отражают вертикальную структуру прибрежных течений.

Примером такого подхода может служить описываемая ниже морфодинамическая модель, которая основывается на уже упоминавшейся концепции транспорта наносов И.О. Леонтьева (Leont'uev, 1999; Леонтьев, 2000). Выражения расходов наносов (9.6)-(9.7) учитывают как осредненное по глубине поле течений, так и механизм переноса в пограничном слое, и потому здесь нет проблем с переходом к “профильной” задаче в случае, когда горизонтальная циркуляция отсутствует.

Волновой модуль нашей модели определяет двумерное поле среднеквадратичных высот волн $H_{rms}(x, y)$ на основе модели трансформации нерегулярных волн. Модуль течений включает модель горизонтальной циркуляции, охарактеризованную в главе 5, с помощью которой рассчитываются горизонтальные потоки воды Q_x, Q_y и соответствующие компоненты средних по глубине скоростей U, V .

Техника интегрирования уравнения сохранения массы (9.29) остается в основном такой же, как и при решении “профильной” задачи. Только теперь вычисления ведутся для множества профилей в пределах двумерной прямоугольной сетки, покрывающей исследуемую площадь берегового склона. На первой итерации двухтактного цикла Лакса-Вендроффа вычисляется промежуточный массив глубин для временного уровня $n+1/2$,

$$h_{i,j}^{n+1/2} = \frac{1}{2}h_{i,j}^n + \frac{1}{4}(h_{i+1,j}^n + h_{i,j+1}^n) + \frac{1}{2}\frac{\Delta t}{\Delta x}(q_{xi+1,j}^n - q_{xi,j}^n) + \frac{1}{2}\frac{\Delta t}{\Delta y}(q_{yi,j+1}^n - q_{yi,j}^n), \quad (9.30)$$

а на второй итерации рассчитываются соответствующие расходы для $n+1/2$ и определяется поле глубин для шага $n+1$:

$$h_{i+1,j+1}^{n+1} = h_{i+1,j+1}^n + \frac{\Delta t}{\Delta x}(q_{xi+1,j+1}^{n+1/2} - q_{xi,j+1}^{n+1/2}) + \frac{\Delta t}{\Delta y}(q_{yi+1,j+1}^{n+1/2} - q_{yi+1,j}^{n+1/2}). \quad (9.31)$$

Поле высот волн определяется только на первой из итераций. Кроме того, для экономии времени вычисления горизонтальной циркуляции ведутся с относительно большим временным интервалом, включающим несколько десятков “морфологических” шагов. На промежуточных стадиях скорости циркуляции корректируются с учетом изменения локальных глубин. Для этого в соответствии с рекомендацией Де Вриенда с соавторами (De Vriend et al., 1993b) используется допущение о сохранении полных потоков ($Q_x = Uh = const$ и $Q_y = Vh = const$). Оптимальный размер “морфологического” временного шага оценивается с учетом условия (9.4).

Как уже отмечалось, свойства системы, описывающей эволюцию рельефа дна, диктуют необходимость определения морфологических условий на открытых границах. На внешнем крае рассматриваемой области, как и в случае “профильной” задачи, имеет смысл задать постоянство глубин во времени, полагая, что подвижки наносов здесь пренебрежимо малы,

$$h_{0,j}^{n+1} = h_{0,j}^n. \quad (9.32)$$

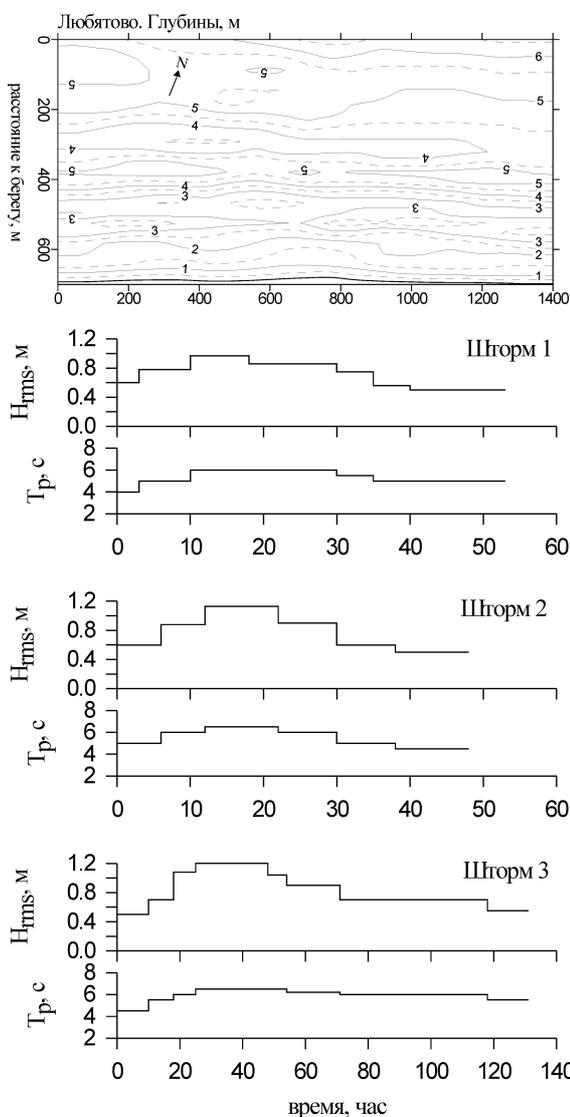
В соответствии с выражениями (9.30 и 9.31), профиль глубин на одной из боковых границ (i, j) должен быть задан в момент $n+1/2$, а на другой $(i, 0)$ – в момент $n+1$. Один из

вариантов условий здесь может строиться на предположении о тождестве изменений глубин на границах и в соседних точках внутри расчетной области,

$$h_{i,J}^{n+1/2} = h_{i,J}^n + (h_{i,J-1}^{n+1/2} - h_{i,J-1}^n), \quad h_{i,0}^{n+1} = h_{i,0}^n + (h_{i,1}^{n+1} - h_{i,1}^n). \quad (9.33)$$

Данные условия, как показывает опыт, не вызывают сколько-нибудь заметных возмущений на краях области.

Возможности модели иллюстрируются ниже на примере ее применения к условиям песчаного побережья Балтики в районе Любятovo, где располагается исследовательский полигон Польской академии наук. Топография дна здесь характеризуется системой подводных валов. Контурсы дна в пределах моделируемого участка показаны на рис. 9.9. Характерный средний размер песка на подводном склоне составляет около 0,2 мм



Основой послужили материалы наблюдений, полученные в ходе осеннего эксперимента 1976г. и опубликованные в сборнике Любятovo-76 (1978). Использовались данные из его приложения, а также из статьи Гижевски с соавторами (1978) в том же сборнике.

В период наблюдений были зафиксированы три последовательных шторма, сценарии которых представлены на рис. 9.9.

Первый шторм имел северо-западное, а второй – северо-восточное направления, т.е. волны подходили к берегу с разных сторон относительно береговой нормали. Оба шторма имели сравнительно небольшую длительность (около 50 часов), и в фазе максимального развития среднеквадратичная высота волн составляла около 1 м. Третий шторм – самый сильный, как и первый, приходил с северо-запада и продолжался почти неделю, причем волнение с высотой более 1 м наблюдалось в течение

Рис. 9.9. Прибрежная батиметрия и изменения входных параметров волн в течение трех последовательных штормовых циклов, наблюдавшихся в районе Любятovo, Балтийское море (данные Гижевски и др., 1978).

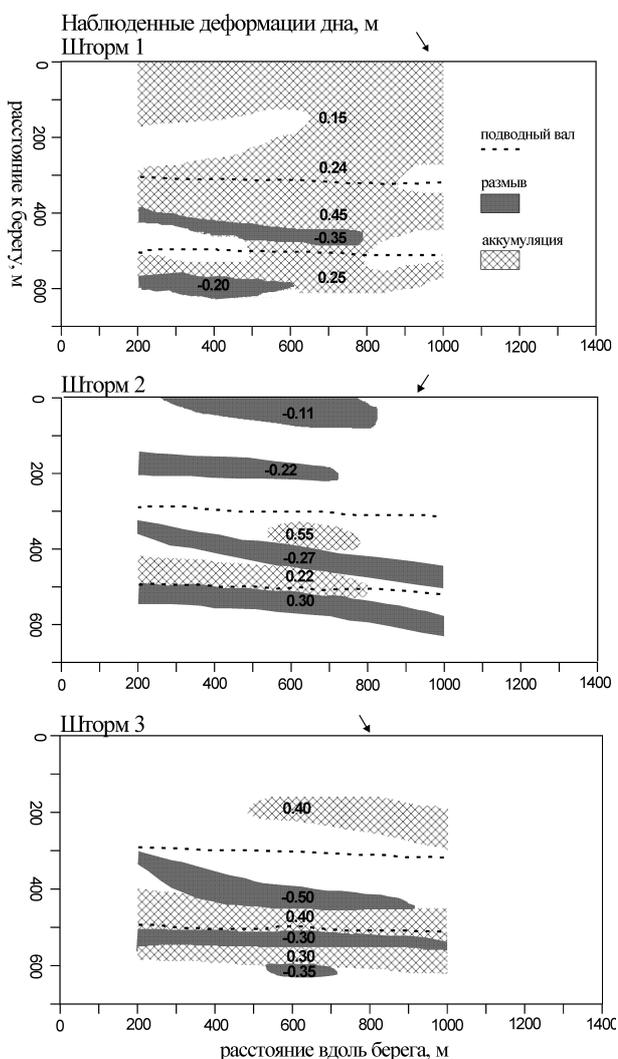
более 30 часов. Амплитуда не волновых изменений среднего уровня в период всего эксперимента не превышала 0,2 м.

В начале эксперимента и после каждого шторма с помощью эхолота выполнялись промеры глубин по нескольким створам. На их основе по измерениям до ($h^{initial}$) и после шторма (h^{final}) определялись деформации Δz ,

$$\Delta z = h^{initial} - h^{final}, \quad (9.34)$$

которые позволяли судить об аккумуляции (если $\Delta z > 0$) или размыве и углублении дна ($\Delta z < 0$) на определенной площади подводного склона. При этом достоверными для отдельных точек принимались разности $|\Delta z| \geq 0,3$ м. Для усредненных разностей, вычисленным по N точкам, достоверными признаны $|\Delta z| \geq 0,3/\sqrt{N}$ м.

Полученные распределения деформаций дна для каждого из штормов представлены на рис. 9.10. Здесь выделены области размыва и аккумуляции и даны средние значения



деформаций. Белым фоном в пределах области промеров обозначены участки с деформациями менее 0,1 м. Показано также примерное положение гребней двух наиболее крупных подводных валов. Изменения в приурезовой области не отражены вследствие невозможности эхолотного промера на малых глубинах. Наблюдаемые амплитуды штормовых деформаций располагаются в диапазоне 0,1-0,5 м. Во время первого шторма на большей части подводного склона доминировала аккумуляция, которая вызвала небольшое смещение валов к берегу (5-10 м). Кроме того, наблюдалось углубление ложбины между валами. При втором и третьем штормах аккумуляция была приурочена к морскому склону, а размыв – к переднему склону второго (ближайшего к берегу) вала, что при-

Рис. 9.10. Деформации дна, зафиксированные после окончания каждого из трех последовательных штормовых циклов (данные Гижевски и др., 1978). Цифрами обозначены средние амплитуды изменений глубин.

вело к некоторому смещению его в сторону моря. Первый вал находился в области относительно небольших деформаций, но также слегка переместился дальше от берега.

Рисунок 9.11 отражает результаты моделирования морфодинамики берегового склона для каждого из последовательных штормов. Угол подхода волн при наблюдениях не фиксировался, и при расчетах принимался равным 30° или -30° в зависимости от направления шторма. При моделировании первого шторма за основу была принята топография дна, показанная на рис. 9.9 (зафиксированная в начале эксперимента 1976 г.). При последующих расчетах в качестве исходной каждый раз служила топография, полученная по окончании предыдущей волновой ситуации. Далее на основе вычисленных массивов глубин по формуле (9.34) определялись деформации дна, распределение которых представ-

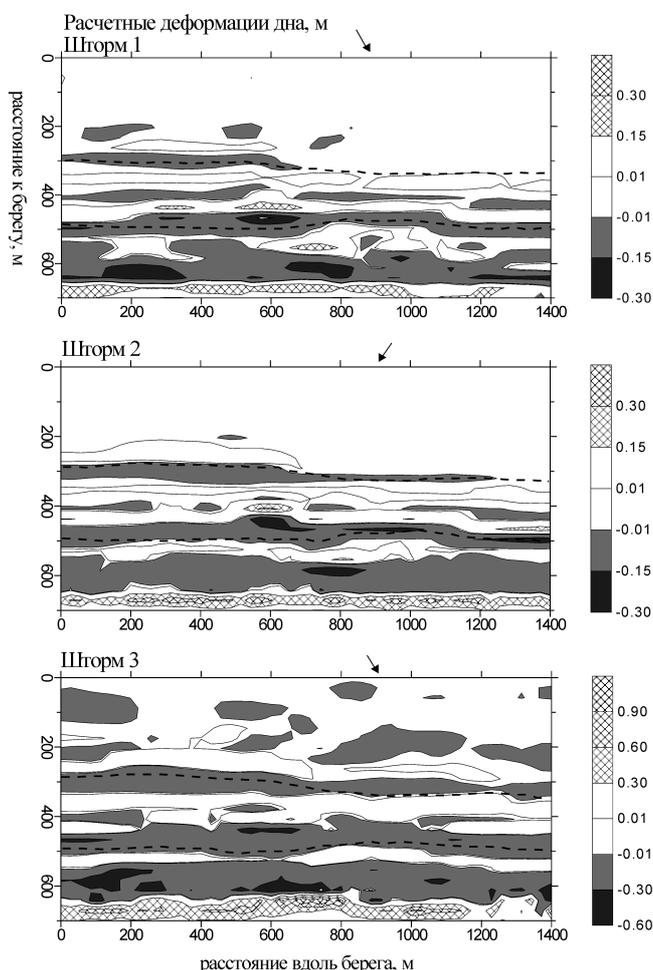


Рис.9.11. Расчетные распределения деформаций по площади берегового склона по окончании штормовых циклов. Прерывистыми линиями показаны ожидаемые положения гребней подводных валов.

лено на рис. 9.11. Напомним, что положительные деформации соответствуют аккумуляции, а отрицательные – размыву.

В качестве минимального значимого уровня расчетных деформаций принята величина 0,01 м. Будучи усредненной в пределах площади одной ячейки используемой пространственной сетки $7 \times 14 \text{ м}^2$, эта величина соответствует объему накопления или убыли материала около 1 м^3 . Амплитуда вычисленных деформаций, очевидно, может меняться в зависимости от размера ячеек, определяющего площадь усреднения. При использовании более густой сетки локальные деформации будут возрастать, а более редкой уменьшаться. Выбор оптимальных параметров сетки определяется типом решаемой задачи. Например, для разрешения рельефа с той же детальностью, что и при морской площадной съемке (основанной на сравнительно редкой сети створов), масштаб ячеек порядка $10 \times 10 \text{ м}^2$ кажется вполне оправданным.

Некоторым подтверждением этому служит совпадение порядков величин наблюдаемых и вычисленных деформаций, что видно из сравнения рис. 9.10 и 9.11. Наибольшие изменения глубин концентрируются в приурезовой полосе и в окрестностях второго (ближайшего к берегу) вала. Максимальные амплитуды, согласно расчетам, связаны с наиболее сильным третьим штормом.

Общей чертой наблюдаемых и расчетных распределений оказывается чередование полос аккумуляции и размыва в поперечном направлении. В согласии с наблюдениями, расчеты предсказывают углубление межвальной ложбины во время первого шторма (область размыва на расстоянии к берегу около 400 м) и преобладание аккумуляции в ее центральной части при втором шторме. Морфодинамические изменения вдоль гребней подводных валов имеют более сложный характер. Например, для первого (более удаленного от берега) вала модель показывает устойчивую аккумуляцию либо в тылу (левая часть вала) либо на переднем склоне (правая его часть). Следовательно, один из участков гребня имеет тенденцию смещаться в море, а другой – к берегу, что ведет к искривлению плановых очертаний вала со временем.

Для второго (ближайшего к берегу) вала аккумуляция во время первых двух штормов предсказывается как на переднем склоне (в центре) так и в тылу, что согласуется с данными промеров. Гребень вала при этом размывается. При третьем шторме, согласно расчетам, морской склон вала должен размываться, а продукты размыва – откладываться в ложбине. Промеры, однако, свидетельствуют о продолжении аккумуляции в тылу вала. В этом заключается, пожалуй, наиболее заметное расхождение теории с наблюдениями.

Еще одно различие связано с общей недооценкой деформаций во внешней части прибрежной области. То, что они здесь достаточно ощутимы, возможно, объясняется влиянием не волновых течений. В остальном модель не противоречит наблюдаемым данным и, в целом, верно, передает основные тенденции морфодинамических изменений. Рассмотренный пример дает наглядное представление о сложности рисунка штормовых деформаций в достаточно типичных условиях отмелого песчаного берега с подводными валами.

9.4. Долгосрочный морфодинамический прогноз

Под “долгосрочным” в данном случае понимается прогноз эволюции берега на период времени порядка нескольких десятков лет. Морфологические изменения в названном временном диапазоне вызывают особый интерес со стороны инженеров и практиков, имеющих дело с проектированием и эксплуатацией прибрежных сооружений и коммуникаций, срок службы которых составляет, как правило, именно десятки лет. Об актуальности проблемы свидетельствует, например, тот факт, что в рамках европейской программы морских исследований и технологий MAST-III был выделен специальный проект “Prediction of aggregated-scale coastal evolution” (PACE), ориентированный на разработки в указанном направлении (De Vriend, 1997).

Выделяются два главных подхода к долгосрочному морфологическому прогнозу. Один из них основывается на моделях, которые могут быть условно названы интегральными, поскольку изначально предполагают определенный уровень осреднения и обобщения морфодинамических процессов, как во времени, так и в пространстве. Примерами могут служить модели эволюции берегового контура или профиля берега при изменениях уровня моря.

Альтернативный подход ставит своей целью адаптацию моделей, описывающих динамику рельефа в масштабе длительности отдельных штормов. Для краткости будем в

дальнейшем именовать такие модели локальными. На первый взгляд, главное препятствие здесь представляет весьма значительный объем вычислений по заданным долгосрочным сценариям волновой активности. Однако, проблемой является и сама возможность создания подобных сценариев, поскольку в силу вероятностного характера штормовых событий их число, продолжительность и очередность в ближайшие десятилетия, вообще говоря, непредсказуемы. По-видимому, единственной реальной возможностью остается использование репрезентативной выборки, отражающей интегральный эффект наиболее значимых волновых ситуаций.

Дополнительные сложности возникают и вследствие глубоких различий механизмов, управляющих кратковременными и долговременными морфологическими изменениями (De Vriend et al., 1993a, De Vriend, 1997). Интенсивные короткопериодные процессы при осреднении за достаточно длительный отрезок времени в значительной мере нейтрализуют друг друга, и на первый план выходят факторы, почти незаметные на малых временных масштабах. Так, уклон дна сравнительно слабо влияет на транспорт песчаных наносов во время шторма, однако, его роль в долговременной эволюции берегового склона достаточно важна. То же относится и к постепенным изменениям уровня моря. Таким образом, возникает проблема включения медленно действующих факторов в локальные модели, описывающие кратковременные процессы.

Интегральные модели. Типичным примером первого из выделенных подходов может служить модель эволюции берегового контура под влиянием каких-либо препятствий для свободного перемещения наносов в продольном направлении. К естественным препятствиям такого рода относятся, например, коренные выступы суши, а к искусственным – буны, ограждающие молы и т.п.

Одно из ключевых предположений модели состоит в том, что в ходе эволюции профиль берега не изменяется, оставаясь в среднем близким к состоянию равновесия, и лишь сдвигается как единое целое вслед за смещением береговой линии. В этом случае возможно преобразование уравнения сохранения массы (9.29) в уравнение эволюции контура берега X_C :

$$\frac{\partial X_C}{\partial t} = (h_* + R)^{-1} \frac{\partial Q_y}{\partial y}. \quad (9.35)$$

Здесь h_* – глубина замыкания, за пределами которой изменения дна с течением времени практически не заметны, R – средняя отметка заплеска, Q_y – характерный вдольбереговой поток наносов.

Аналитическое решение задачи было впервые получено Р. Пелнар-Консидером (Pelnard-Considere, 1956), который при использовании некоторых допущений привел (9.35) к уравнению диффузии. Решение для случая перпендикулярного препятствия в точке $y=0$ представлено графически на рис. 9.12. Расстояния x, y здесь отнесены к длине препятствия, а время t – к интервалу, в течение которого отклонение берега достигнет конца преграды. В начальный момент, $t=0$, берег считается прямым. Уменьшение потока наносов перед преградой вызывает накопление материала и выдвигание берега, а позади преграды из-за дефицита наносов имеет место размыв и отступление берега. Область влияния препятствия постепенно расширяется, хотя изменения берега с течением времени замедляются.

Впоследствии данная модель получила дальнейшее развитие. Наиболее известный за рубежом практический вариант разработан Х. Хансоном (Hanson, 1989), который принял

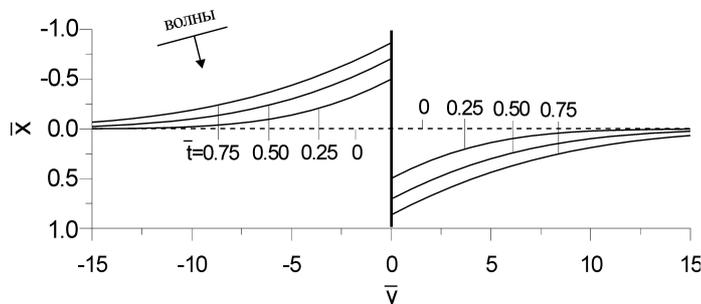


Рис. 9.12. Эволюция контура берега под влиянием поперечной преграды (теория Pelnard-Considere, 1956).

во внимание эффекты рефракции, дифракции и обрушения волн. Модель Хансона применима и в тех случаях, когда у берега имеется несколько сооружений различного типа, скажем, защитная стенка на пляже, ряд бун или волноломов.

Несколько иная версия предложена И.О. Леонтьевым (Leont'ev, 1997). Часть потока наносов, задержанная преградой, здесь оценивается на каждом временном шаге с учетом распределения локальных вдольбереговых расходов q_y по протяжению профиля (вне зоны влияния преграды). Предполагается, что протяженность зоны влияния сооружения увеличивается пропорционально величине смещения берега. Модель применима также к случаям совместного воздействия мола и морского канала. В качестве иллюстрации на рис. 9.13 дан пример десятилетнего прогноза изменений берега в окрестностях коффердама, защищающего подводный трубопровод в месте пересечения береговой линии полуострова Ямал, Карское море (Beloshapkova et al., 1996).

Подводный склон здесь очень пологий и сравнительно ровный (см. рис. 9.13а), в составе наносов доминирует мелкий песок (0,10-0,15 мм). Общая продолжительность значимых волнений за год (в период, когда море свободно ото льда) составляет около 500 часов, причем эта величина делится почти поровну между штормами северо-западных и юго-восточных румбов. Их параметры довольно близки (средняя высота – 1 м, период – около 5 с), а создаваемые ими потоки материала (порядка 10^2 м³/час) – противоположны. Поэтому, хотя сооружение, согласно расчетам, задерживает 10-15 кубометров песка за один час, и смещения контура, связанные с потоком данного направления, достаточно заметны (более 60 м), прогнозируемые итоговые изменения за 10 лет довольно малы (см. рис. 9.13б). Исключение составляют узкие участки, прилегающие непосредственно к коффердаму, где ожидается выдвигание контура вследствие заполнения наносами входящего угла. Вне этих участков на протяжении около 500 м по обе стороны от сооружения возможно небольшое отступление берега (в пределах 10 м).

Локальная модель берегового профиля. Напомним, что для долгосрочного прогноза на базе локальной модели требуется, во-первых, задать наиболее репрезентативные волновые условия (что, впрочем, актуально и для интегральных моделей), а во-вторых, включить медленно меняющиеся фоновые факторы в быстро текущие морфодинамические процессы (в масштабе длительности шторма). Излагаемый подход основывается на гипотезе о том, что главные черты берегового склона формируются экстремальными штормами, а более слабые воздействия в промежутках между ними вызывают лишь некоторые осцилляции характеристик профиля (в основном вблизи уреза). Это позволяет ограничиться моделированием волновых ситуаций относительно малой обеспеченности, скажем, порядка 1% за год. Общая продолжительность таких волнений в течение года (несколько суток) вполне достаточна для фор-

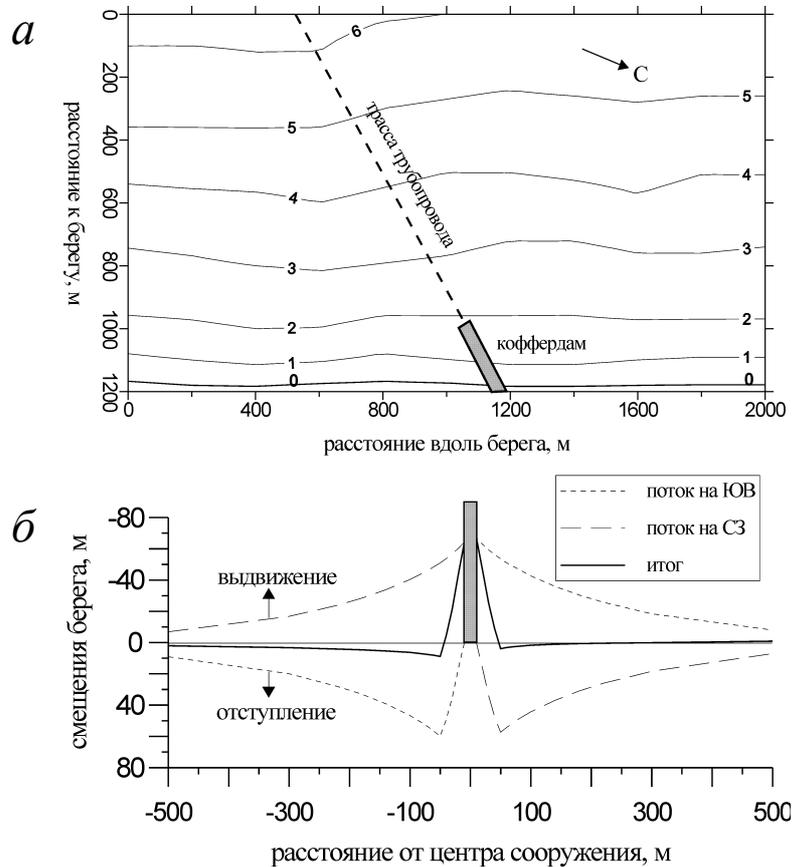


Рис.9.13. Прогнозируемые изменения береговой линии вблизи коффердама, защищающего подводный трубопровод (у побережья п-ова Ямал, Карское море), через 10 лет после строительства. Прогноз основан на модели Леонтьева (Leont'yev, 1997). а – прибрежная батиметрия, б – изменения контура берега.

мирования квазистационарного штормового профиля (в типичном случае этот процесс занимает порядка десятка часов).

Если в масштабе длительности шторма главными компонентами баланса массы (9.1) служили поперечные градиенты нормальных расходов q_x/x , то на временных интервалах порядка десятилетий становятся заметными и другие составляющие, такие как продольный градиент вдольберегового потока $\Delta Q/\Delta y$, эоловый транспорт q_{EOL} на верхней границе и поперечный поток q_* на нижней границе прибрежной зоны, а также иные возможные источники и стоки материала Q_{ist} . Их вклад, усредненный по протяжению активной части профиля l_* , может быть включен в уравнение сохранения массы (9.1) следующим образом:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{1}{l_*} \left(q_{EOL} + \frac{\Delta Q}{\Delta y} - q_* + Q_{ist} \right) + w. \quad (9.36)$$

Последний член в правой части характеризует изменение глубин вследствие изменения уровня моря (в том числе и за счет тектонических движений суши) со скоростью w .

Результатом действия долговременных процессов является изменение со временем средних отметок уровня воды $\overline{\Delta z_0}$ и дна $\overline{\Delta z_b}$,

$$\overline{\Delta z_0} = w\Delta t, \quad \overline{\Delta z_b} = -\frac{q_{EOL} + \Delta Q / \Delta y - q_* + Q_{ist}}{l_*} \Delta t. \quad (9.37)$$

Величина $\overline{\Delta z_b}$ выражает среднюю толщину слоя наносов, отложенных или вынесенных за счет действия долговременных фоновых факторов. Например, $\overline{\Delta z_b} > 0$ означает преобладание аккумуляции наносов, вызывающей постепенное уменьшение глубин на профиле. При использовании введенных обозначений уравнение (9.36) принимает форму:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\overline{\Delta z_b}}{\Delta t} + \frac{\overline{\Delta z_0}}{\Delta t}, \quad (9.38)$$

где промежутки t отвечают временным масштабам деформаций дна в ходе шторма, а интервалы Δt измеряются, по меньшей мере, годами.

При практических расчетах интервал Δt может быть принят равным, например, одной декаде. Весь срок прогноза разбивается на ряд шагов, и для каждого из них заранее определяются значения отметок Δz_0 и Δz_b , а также другие медленно меняющиеся факторы (например, средняя волновая активность), исходя из заданных сценариев их развития. К отметке уровня Δz_0 на данном шаге, естественно, прибавляется и соответствующая высота штормового нагона. Далее по заданным параметрам характерного шторма с помощью локальной модели, описанной в разделе 9.1, вычисляется квазиравновесный профиль. В качестве исходного при расчетах принимается профиль, определенный на предыдущем временном шаге и скорректированный с учетом нового значения Δz_b . Таким образом, процедура расчета внешне подобна той, которая использовалась при моделировании профиля в пределах отдельных фаз штормового цикла. В данном случае аналогом подобных фаз могут служить последовательные стадии среднемноголетнего положения уровня моря.

Для апробирования изложенной методики был выбран участок побережья Голландии, на котором в течение последнего столетия выполнялись детальные промеры дна и среднего уровня (Stive, De Vriend, 1995). Подъем последнего с 1896 по 1975 годы составил 0,12 м. Известно также, что фоновые источники и стоки материала здесь либо компенсируют друг друга, либо отсутствуют, и потому $\overline{\Delta z_b} = 0$. При этом берег, согласно наблюдениям, выдвигается в море, а подводный склон, наоборот, размывается. Результаты моделирования полностью совпали с отмеченными тенденциями, в том числе и в количественном отношении.

Описанный подход к долгосрочному прогнозу применялся также к аккумулятивному участку берега Восточно-Сибирского моря (Павлидис, Леонтьев, 2000). Дополнительной иллюстрацией служит рис. 9.14, где представлены результаты прогноза развития берега в районе Анапской пересыпи (Черное море) при возможном подъеме уровня моря на 1 м в ближайшие 100 лет (в связи с глобальным потеплением климата). Батиметрический план рассматриваемого района дан на рис. 9.14а.

Подводный склон здесь сравнительно пологий и на глубинах менее 10 м сложен преимущественно мелкозернистым песком (средний размер 0,2-0,25 мм). Волноопасными

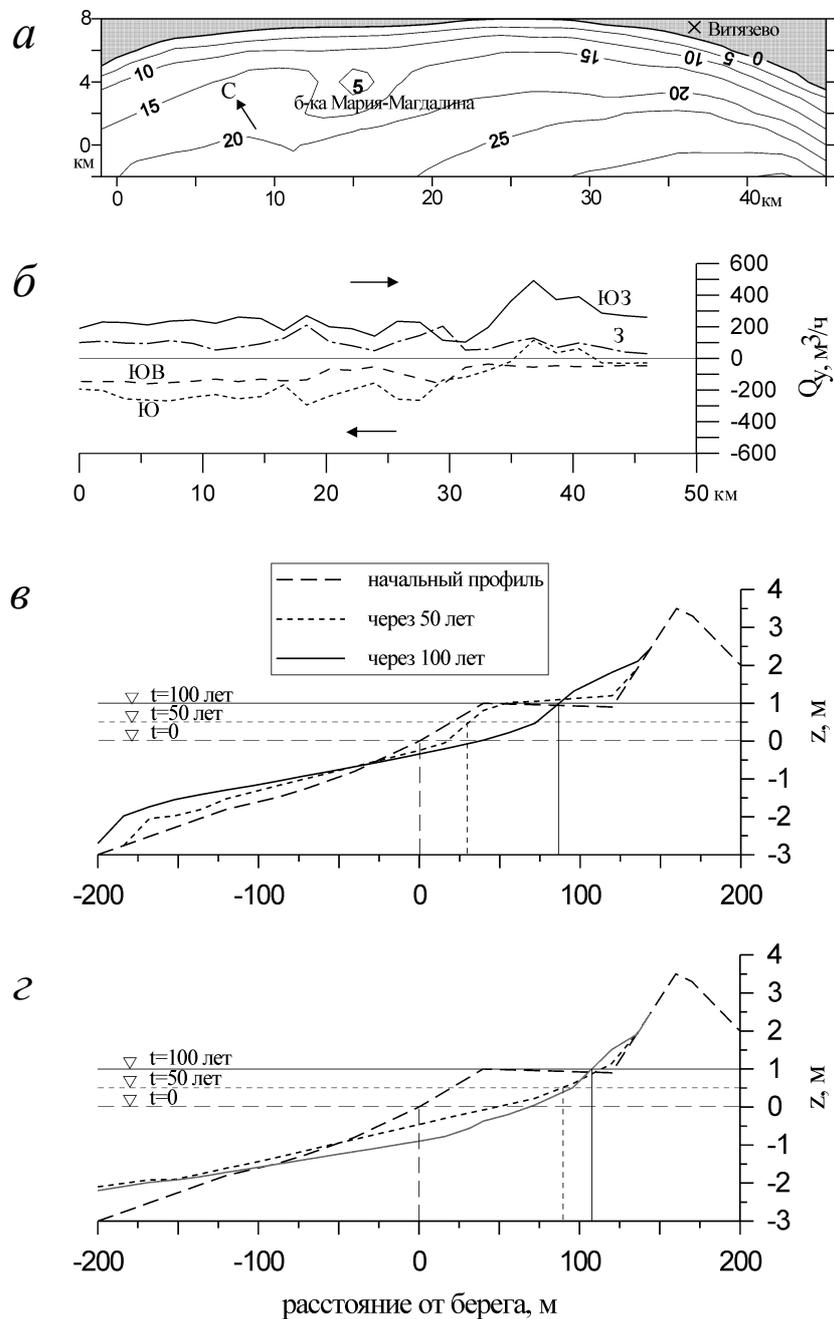


Рис.9.14. Прогноз эволюции берега в районе Анапской пересыпи в течение ближайших 100 лет в связи с возможным повышением уровня моря. а - батиметрический план района (глубины даны в метрах), б - вдольбереговые потоки наносов во время штормов различных направлений, в и г - прогнозируемые изменения береговых профилей на участках однородного (в) и возрастающего (г) вдольберегового потока наносов.

являются румбы ЮВ, Ю, ЮЗ и З. Средние высота и период волн в открытом море для шторма 1% обеспеченности составляют соответственно около 2 м и 7,6 с. Распределения вдольбереговых расходов наносов во время шторма, рассчитанные для различных румбов, приведены на рис. 9.14б. Расходы в основном оцениваются первыми сотнями кубометров в час. На большей части протяжения берега потоки в западном и восточном направлениях (указанных стрелками) в значительной мере компенсируют друг друга и, следовательно, не оказывают заметного влияния на результирующий баланс наносов и морфологические изменения. При прогнозе для этих условий величина Δz_b , отражающая вклад фоновых источников, предполагалась равной нулю.

В районе поселка Витязево (расстояние вдоль горизонтальной оси 30-35 км) поток наносов, связанный с юго-западными штормами, значительно возрастает, а при южном волнении имеет место дивергенция потока. И то и другое вместе должны вызывать вынос материала и размыв дна на данном участке. Судя по рис. 9.14б, продольный градиент расхода $\Delta Q / \Delta y$ здесь оценивается приблизительно как $100 \text{ м}^3/\text{ч}$ на 1 километр берега. При суммарной продолжительности 1% шторма порядка 100 часов за год это дает $10^4 \text{ м}^3/\text{год}$ на 1 км, т.е. $10 \text{ м}^3/\text{м}/\text{год}$. Тогда при ширине активной части профиля порядка 1 км (до изобаты 10 м) имеем толщину слоя эрозии 0,01 м/год или 0,1 м за декаду. С учетом возможности компенсации размыва при более слабых волнениях, а также благодаря эоловому транспорту при господствующих северо-восточных ветрах, более реальной представляется оценка, составляющая половину указанного количества. Исходя из этого, прогноз для данного района основывался на величине размыва $\Delta z_b = 0,05 \text{ м}$ за декаду.

Что касается параметра Δz_0 , то он в предположении равномерного подъема уровня задавался равным 0,1 м за декаду. Эта величина суммировалась с высотой штормового нагона, расчетное значение которого при скоростях ветра 15-20 м/с составляет около 0,5 м.

За основу при моделировании был взят типичный профиль пляжа в районе Витязево, который включает очень пологий надводный участок, примыкающий к относительно крутому береговому валу (см. рис. 9.14в). Прогнозы развития профилей за пределами и внутри области размыва отражены соответственно на рис. 9.14в и г.

Вне зоны размыва профиль в первые 50 лет не претерпевает существенных изменений, и происходит почти пассивное затопление берега. Однако в следующие 50 лет процесс перестройки профиля ускоряется и следует правилу Брюна, причем материал с пляжа поступает как в нижнюю, так и в верхнюю части склона. Скорость отступления берега увеличивается, и за столетие оно должно составить около 80 м. Из рис. 9.14в видно, что при пассивном затоплении урез сместился бы еще дальше (к подножью вала). Реакция профиля, очевидно, противодействует этой тенденции.

В области размыва, наоборот, наиболее интенсивная переработка склона происходит в первые 50 лет (рис.9.14г). Она завершается выработкой квазиравновесного профиля, который почти не изменяется при дальнейшем подъеме уровня в течение последующих 50 лет. По-видимому, здесь создается баланс между размывом, связанным с вдольбереговым потоком и повышением уровня с одной стороны и поступлением наносов из нижней части берегового склона с другой. Таким образом, система достигает равновесия, автоматически подстраиваясь к изменениям фоновых факторов. В итоге смещение берега оказывается не намного больше, чем за пределами области размыва (примерно 110 м за столетие). Полученный результат, в частности, означает, что морфологические изменения, связанные с небольшим дефицитом вдольберегового питания, далеко не столь драматичны, как это следует из некоторых работ (например, Cowell et al., 1995). Система, очевидно,

но, обладает некоторым запасом прочности, и способна противостоять неблагоприятным влияниям в определенных пределах.

Представляет интерес сопоставить приведенный прогноз смещения берега с аналогичной величиной, следующей из правила П. Брюна (Bruun, 1988). Средний уклон активной части профиля $\bar{\beta}$ на рассматриваемом участке побережья можно оценить величиной порядка 0,01. Тогда при скорости подъема уровня 0,01 м/год отступление уреза через 100 лет, по Брюну, должно составить порядка 100 м, что вполне согласуется с полученными выше оценками. Правило Брюна, однако, предполагает равномерное перемещение профиля при постоянной скорости подъема уровня, тогда как примененная локальная модель предсказывает крайнюю неравномерность этого процесса, при котором и сам профиль претерпевает определенные изменения.

В заключение можно констатировать, что каждый из описанных подходов к долгосрочному прогнозу интегральный и локальный обладает своими достоинствами и недостатками, и пока трудно отдать предпочтение тому или иному из них. Наиболее рациональным, по-видимому, является совместное применение обоих подходов, обеспечивающее взаимный контроль и повышающее достоверность прогноза.
