

«НЕКЛАССИЧЕСКАЯ» ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ ВОДЫ

Хабидов А.Ш., Марусин К.В.

Институт водных и экологических проблем СО РАН,
khabidov@iwep.asu.ru и kat@iwep.asu.ru

Введение

Уровенный режим водохранилищ разных типов, видов регулирования стока и хозяйственного использования различен, однако он имеет и общие черты – наличие в ходе колебаний уровня воды трех отчетливо выраженных фаз: повышения (период наполнения), стабилизации на отметках нормального подпорного уровня (НПУ) и понижения уровня воды (в период сработки до отметок уровня «мертвого» объема, УМО).

Реакция берегов на длиннопериодные колебания уровня воды неоднозначна. Для внутренних водоемов она наиболее полно была изучена на примере Новосибирского водохранилища и может быть описана рис. 1.

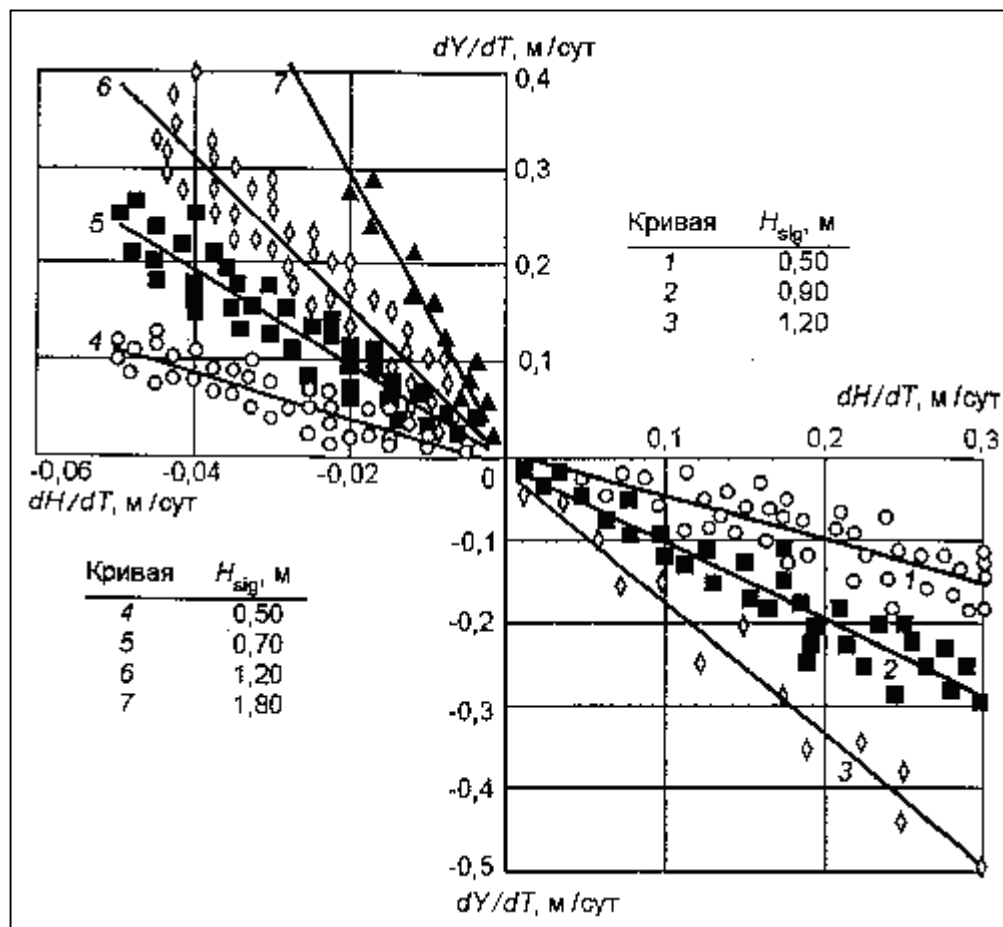


Рис. 1. «Классические» изменения положения береговой линии (dY/dT) во время штормов при длиннопериодных колебаниях уровня (dH/dT) Новосибирского водохранилища [6]

Наблюдаемая на рис. 1 реакция берегов крупного водохранилища на повышение уровня воды в целом хорошо описывается правилом Зенковича-Брюна [3;7], согласно которому величина горизонтального перемещения береговой линии вглубь прилегающей к водоему суши прямо пропорциональна величине изменения уровня воды, ширине подвергающегося воздействию волн подводного берегового склона и обратно пропорциональна глубине на внешней границе склона. Соответствуют общим представлениям и зафиксированные изменения положения береговой линии в результате действия штормов разной силы при понижении уровня воды. Однако реакция берега на длиннопериодные колебания уровня воды не всегда соответствует классическим моделям явления. Очевидно, что такие ситуации нуждаются в более обстоятельном описании.

«Неклассическая» динамика берегов при повышении уровня воды

1. Типичным для водохранилищ случаем, особенно – для долинных водохранилищ низменных равнин и невысоких плато, является происходящее без изменения рельефа простое затопление территорий при наполнении водоема, осушенных при понижении уровня воды в предшествующий период гидрологического цикла. Это явление обычно наблюдается в обширных мелководных районах с малыми углами наклона дна. К их числу можно отнести, например, расположенную в пределах области преимущественно волнового морфолито-генеза Новосибирского водохранилища полуизолированную акваторию с уклонами дна порядка $0.0006 \div 0.0008$ (рис. 2).

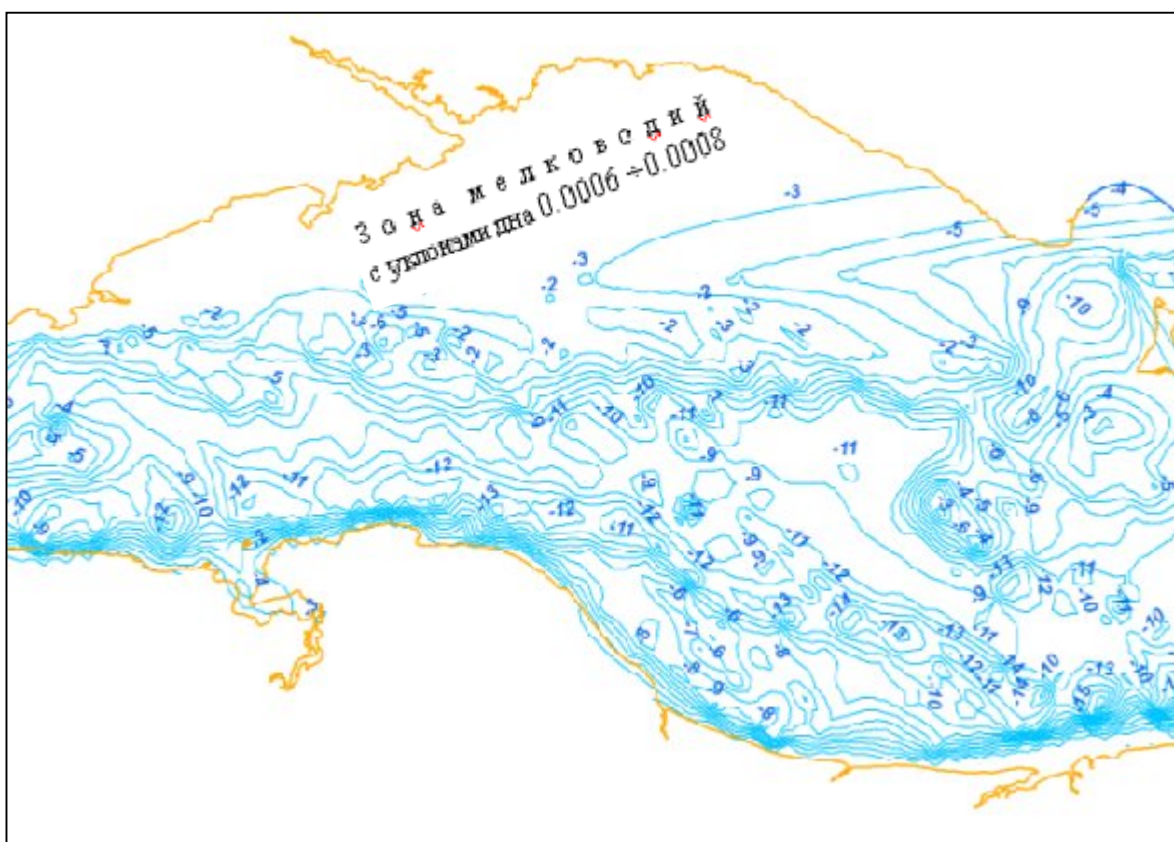


Рис. 2. Зона мелководий Новосибирского водохранилища

Однако ту же картину мы можем наблюдать и на более приглубых открытых берегах водохранилищ¹, где воздействие ветровых волн является ключевым фактором изменений рельефа.

Рассмотрим для примера то же Новосибирское водохранилище, где в области преимущественно волнового морфолитогенеза уклон дна в прибрежной зоне обычно составляет 2° - 3° , а глубины, на которой изменения рельефа подводного берегового склона уже не фиксируются, обычно не превышают 2-2.5 м. Рассматриваемое водохранилище – водоем сезонного регулирования стока. Его наполнение обычно начинается в последнюю декаду апреля и заканчивается в первую декаду июня, охватывая период сравнительно малой повторяемости штормов [1]. Уровень воды в это время поднимается в среднем на 0.10 м/сут.² и потому здесь, даже на так называемых берегах «высокой волновой энергии», мы можем наблюдать простое затопление ранее осушенного подводного берегового склона.

2. При развитии штормов в период наполнения водохранилища на отдельных берегах с вогнутым профилем подводного берегового склона, имеющих сбалансированный или профицитный бюджет наносов крупностью $M_d \geq 0.05$ -0.10 мм, наблюдается смещение зон накопления крупнозернистого материала ($M_d > 0.25$ мм) к урезу, а более тонкого материала ($M_d < 0.25$ мм) – вниз по склону. В результате подъем уровня создает предпосылки для развития аккумулятивных форм, наиболее типичным случаем чего является формирование смещающегося в сторону суши берегового вала с последующим его причленением к береговой аккумулятивной форме (рис. 1). Заметим, что аналогичные явления описаны и для морских берегов В.П.Зенковичем [3], В.В.Лонгиновым [5]

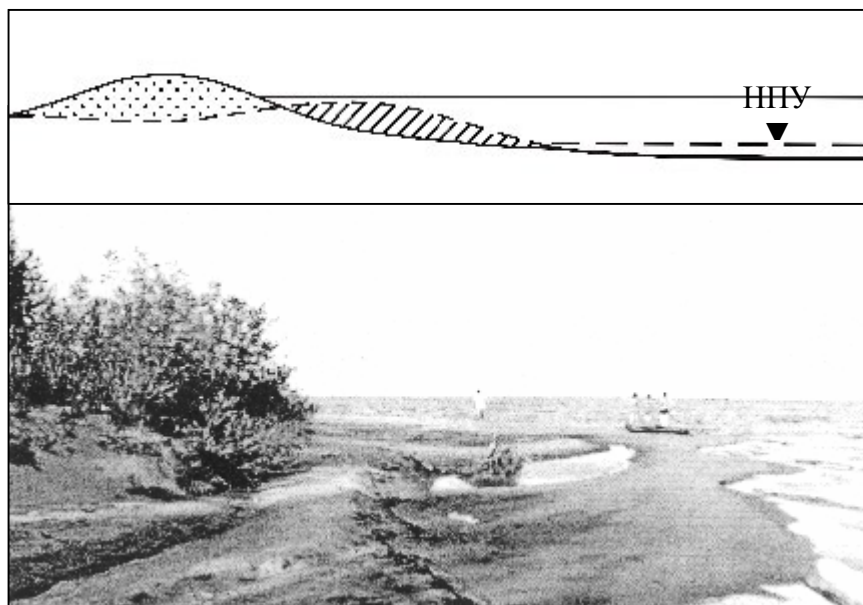


Рис. 3. Береговой вал причлененный к пляжу при повышении уровня воды, Новосибирское водохранилище

¹ - главным образом, водохранилищ сезонного регулирования стока.

² - минимум на 0.06 м/сут, максимум – на 0.31 см/сут

3. В определенном смысле компромиссным вариантом между первым и вторым из описанных выше случаев «неклассической» развития берегов при наполнении водохранилища является описанный для морских берегов Ю.С. Долотовым [2] процесс «затопления на месте» береговых аккумулятивных форм с одновременным размывом их гребня, за которым, по мере повышения уровня воды, следует развитие новой аккумулятивной формы на некотором расстоянии предыдущей (рис. 4).



Рис. 4. Развитие берега со сбалансированным бюджетом наносов при повышении уровня воды, Новосибирское водохранилище

«Неклассическая» динамика берегов при понижении уровня воды

В общем случае при понижении уровня воды преобладают процессы аккумуляции и смещения береговой линии в сторону водохранилища. Однако возможны и другие сценарии развития берегов, естественных, если для них характерен сбалансированный или профицитный бюджет наносов крупностью $M_d \geq 0.05-0.10$ мм, а также защищенных искусственными песчаными, песчано-гравийными и гравийно-галечными пляжами.

Для описания реакции таких берегов на понижение уровня воды примем следующие граничные условия:

1. На исследуемом участке искусственного пляжа форма профиля подводного берегового склона вдоль берега не изменяется, а волновые нагрузки на берег, крупность слагающих подводный склон осадков и расход вдоль берегового потока наносов являются постоянными величинами. Следовательно, перестройка профиля подводного берегового обусловлена исключительно перераспределением материала по нормали к береговой линии.

2. Подводный береговой склон разделяется на две части: внутреннюю – активную и пассивную (рис. 5), располагающуюся вне области действия волн и не подверженную изменениям рельефа дна.

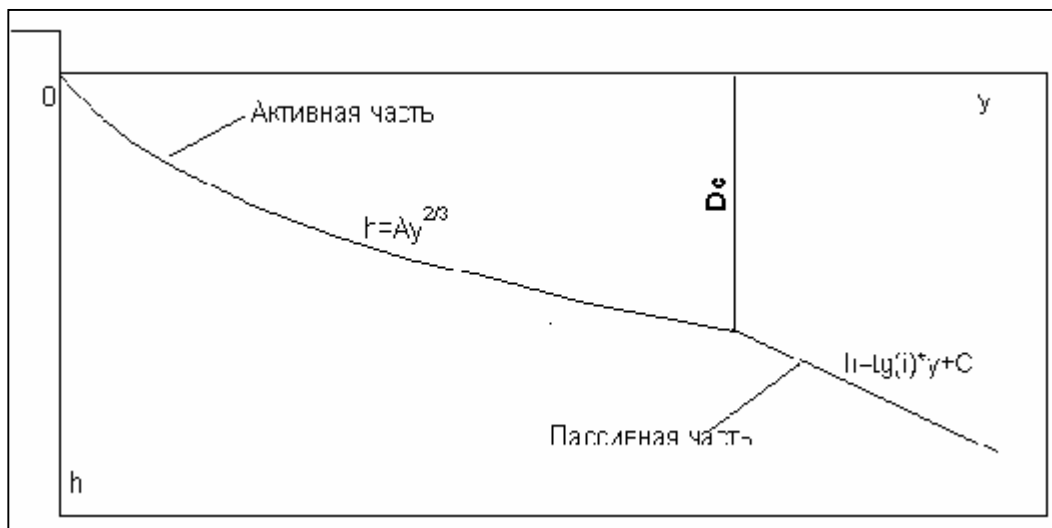


Рис. 5. Схема подводного берегового склона.

3. На всем протяжении (в активной и пассивной части) подводный береговой склон сложен однородным рыхлым материалом со средней крупностью частиц d .

4. Профиль относительного динамического равновесия описывается функцией [8]:

$$h = Ay^{2/3},$$

где h - глубина, м; y - горизонтальная координата, м; A - параметр крутизны профиля, зависящий от крупности материала d (рис. 6).

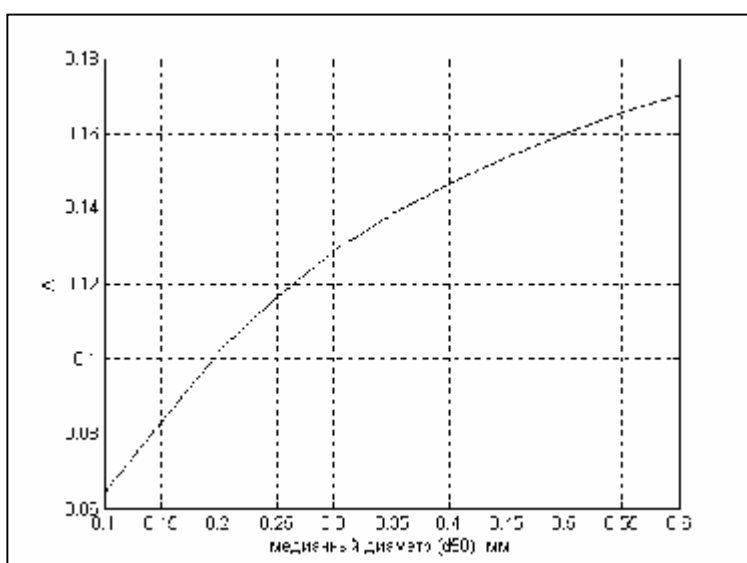


Рис. 6. Зависимость параметра крутизны профиля равновесия от крупности материала [9].

При этом мористой границей профиля равновесия является так называемая «глубина замыкания» (*depth of closure*) - D_c , т.е. глубина на которой изменения рельефа подводного берегового склона уже не фиксируются, контролируется параметрами наиболее сильного волнения за период времени порядка десятилетия [4]:

$$D_c = 3.5H_{0rms}$$

где H_{0rms} - среднеквадратическая высота волн вне береговой зоны (на «глубокой» воде) повторяемости не чаще одного раза в 10 лет.

5. Пассивная часть подводного берегового склона имеет постоянный уклон - i^0 (рис. 5).

При понижении уровня на величину s и неизменных волновых нагрузках на берега профиль равновесия будет перемещаться без изменения своей формы вперед и вниз, пересекая пассивную часть на некоторой глубине сопряжения - D_i (рис. 5). При этом возможны две основные ситуации:

1. «Классический» сценарий. Если $D_c \leq D_i$ (рис. 7), то высвобождаемый объем материала (V_s) будет сохранен в надстроенной надводной части пляжа и/или подводных аккумулятивных формах. При последующем повышении уровня он будет использован для восстановления прежнего профиля равновесия.

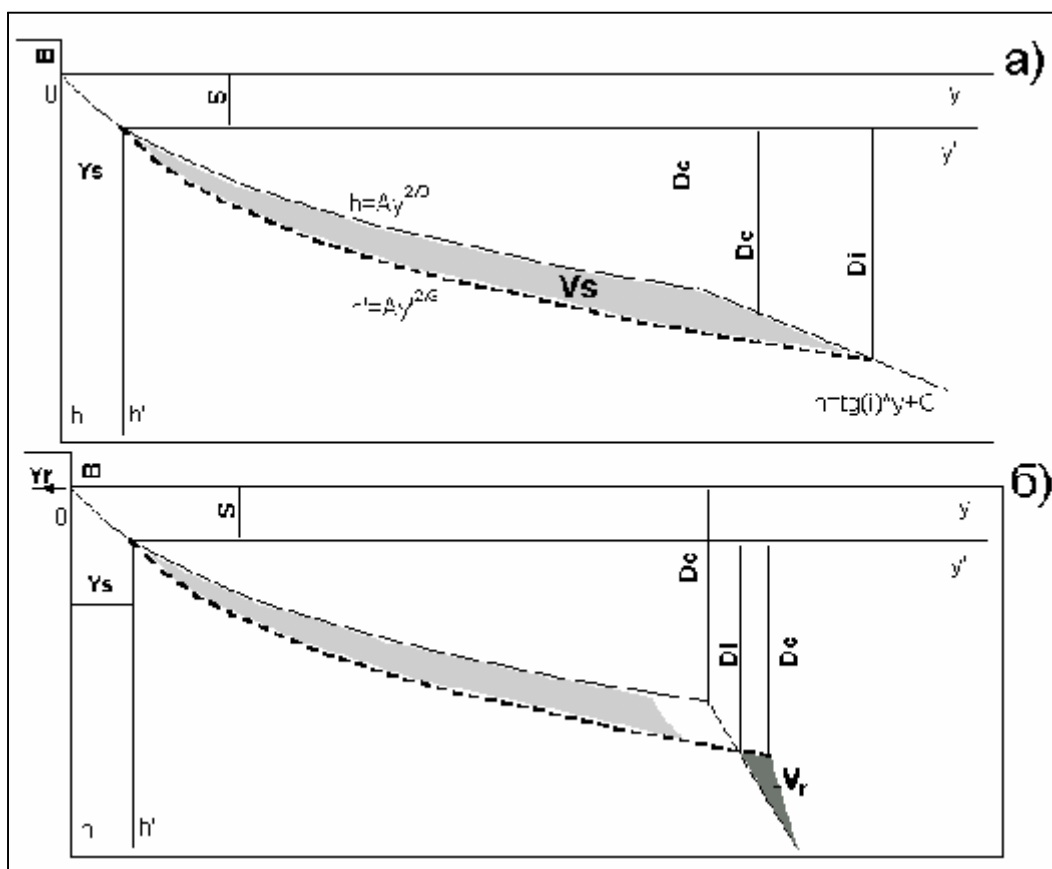


Рис. 7. Реакция профиля на понижение уровня.

2. «Неклассический» сценарий. $D_c > D_i$ (рис. 4). В данном случае некоторая часть объема V_s будет немедленно использована на достройку нового профиля равновесия. При последующем повышении уровня эта часть (V_r) исключается из процесса восстановления профиля равновесия. Если другие источники рыхлого материала отсутствуют, то единственным средством компенсации дефицита наносов является размыв осушенной части прибрежной зоны, сопровождаемый отступанием береговой линии; если при этом дефицит наносов не компенсирован в полном объеме (что возможно, например, обнажении устойчивых к абразии горных пород, залегающих ниже размытых рыхлых отложений), то ослабнет питание и может начаться размыв береговых аккумулятивных форм на смежных участках берега, возможность чего отмечали В.П.Зенкович [3] и В.В.Лонгинов [5] в приложении к морским берегам.

Путем простого геометрического анализа нетрудно показать, что при высоте надводной части пляжа B величина отступления (Y_r) будет равна [10]:

$$Y_r = V_r / (D_c + B)$$

Очевидно, что величина глубины D_i зависит от величины падения уровня воды (s), крупности материала (d), глубины замыкания (D_c) и, значит, от волнового режима водоема, а также от уклона пассивной части профиля подводного берегового склона (i) и может быть определена из решения задачи пересечения профиля равновесия с прямолинейной пассивной частью:

$$D_i = A(Y')^{2/3},$$

где Y' - действительный корень уравнения $A(y')^{2/3} - \beta(y') - F = 0$, в котором $\beta = \text{tg}(i)$, $F = (D_c - s) - \beta(W - Y_s)$, $W = (D_c / A)^{3/2}$, $Y_s = (s / A)^{3/2}$.

Заключение

Длиннопериодные колебания уровня искусственных водоемов обуславливают перераспределение потока поступающей к их берегам волновой энергии по профилю подводного склона. Результатом этого обычно является перестройка профиля, в случае повышения уровня воды обычно сопровождаемая размывом склона, а при его понижении – смещением береговой линии в сторону водохранилища. Однако в зависимости от скорости изменения уровня, строения, бюджета и состава наносов береговой зоны и развития лито- и морфодинамических процессов, возможны «неклассические» сценарии развития берегов водохранилищ.

Литература

1. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Новосибирское водохранилище и озера Средней Оби. - Л.: Гидрометеоздат, 1979. - 155 с.
2. Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефобразования и осадконакопления. - М.: Наука, 1989. - 269 с.
3. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 711 с.

4. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.

5. Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. - М: Изд-во АН СССР, 1963. - 379 с.

6. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Тризно А.К. Динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления береговой зоны крупных равнинных водохранилищ. - Новосибирск: Наука, 1999. - 191 с.

7. Bruun P. Sea level rise as a cause of shore erosion // J. of Waterways and Harb. Div. ASCE. 1962. V. 88. P.117-130.

8. Dean R.G. Beach nourishment. Theory and practice. – World Scientific, 2002. – 399 p.

9. Dean R.G. Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // J. of Coastal Research, 1991. Vol 7, No 1 – P. 53-84.

10. Dean R.G. Dalrymple R.A. Coastal Processes with Engineering Applications. University of Florida, Gainesville, Fl, 1993. – 416 p.

Аннотация

Рассмотрены «неклассические» сценарии развития берегов водохранилищ при длиннопериодных колебаниях уровня воды. Показано, что при повышении уровня воды возможно (i) простое, без существенных изменений рельефа, затопление подводного берегового склона, осушенного в предшествующую фазу гидрологического цикла, (ii) «затопление на месте» береговых аккумулятивных форм и (iii) формирование смещающегося в сторону суши берегового вала с последующим его причленением к береговой аккумулятивной форме. При понижении уровня воды, напротив, возможен сопровождаемый отступанием береговой линии размыв осушаемой части прибрежной зоны и/или ослабление питания береговых аккумулятивных форм на смежных участках берега.

Abstract

NON-CLASSICAL SHORE EVOLUTION AT THE MAN-MADE LAKES DURING LONG-TIME WATER LEVEL FLUCTUATIONS

Khabidov A.Sh., Marusin K.V.

The scenarios of non-classical shore evolution at the man-made lakes during long-time water level fluctuations were considered. It was shown that with water level rise: (i) simple flooding, i.e. without significant transformation of a slope surface drained at antecedent phase of a hydrological cycle, (ii) "flooding in situ" of coastal accretive relief forms, and (iii) formation of beach ridge that shifts towards the shore followed by its joining with coastal accretive form may occur. With water level decrease, quite the contrary, erosion of the drained part of a coastal zone accompanied by shoreline retreat and/or feed abatement of adjacent accretive shores are probable.