

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ РАН  
РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ  
ОАО «РУСГИДРО»

---

**ДИНАМИКА И ТЕРМИКА РЕК,  
ВОДОХРАНИЛИЩ  
И ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ**

**Труды  
VIII Международной научно-практической  
конференции**

*В двух томах*

**ТОМ 2**

*Москва, РУДН, 24–27 ноября 2014 г.*

Москва  
Российский университет дружбы народов  
2014

УДК 627.42:627.8:504.4(063)  
ББК 26.222.5/6+26.221  
Д46

Утверждено  
РИС Ученого совета  
Российского университета  
дружбы народов

Редакционная коллегия:

д.т.н. В.К. Дебольский, д.т.н. Е.И. Дебольская, к.т.н. И.И. Грицук,  
к.т.н. Е.Н. Долгополова, к.г.н. М.В. Исупова, к.т.н. О.Я. Масликова

Д46 **Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей** : труды VIII Международной научно-практической конференции : в 2 т. Москва, РУДН, 24–27 ноября 2014 г. – Москва : РУДН, 2014.  
ISBN 978-5-209-06191-5  
Т. 2. – 318 с. : ил.  
ISBN 978-5-209-06193-9 (т. 2)

В издание включены доклады VIII Международной научно-практической конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». Основная задача конференции – представление и обсуждение наиболее важных и значимых результатов исследований в области динамики и термики водных объектов, полученных в последние пять лет, определение приоритетных направлений исследований в ближайшие годы и их координация.

Все публикуемые доклады представлены в авторской редакции.

*Труды подготовлены к печати сотрудниками лаборатории динамики русловых потоков и ледотермики ИВП РАН и изданы при финансовой поддержке Российской академии наук, ОАО «Русгидро», Федерального агентства водных ресурсов РФ.*

ISBN 978-5-209-06193-9 (т. 2)  
ISBN 978-5-209-06191-5

© Коллектив авторов, 2014  
© Российский университет дружбы народов,  
Издательство, 2014

# **СЕКЦИЯ 3**

**Русловые процессы и  
транспорт наносов**



## **МАССООБМЕННЫЙ ПРОЦЕСС МЕЖДУ ВЗВЕСЕННЫМ ПОТОКОМ И РУСЛОМ**

**В.С. Боровков \*, М.А. Волынов \*\*, А.В. Остякова \*\*\***

*\*Московский государственный строительный университет, Москва, Россия*

*\*\* Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники и мелиорации имени А.Н. Костякова, Москва, Россия*

*\*\*\*Институт водных проблем РАН, Москва, Россия  
e-mail: borovkov1@yandex.ru, alex-ost2006@yandex.ru*

Массообменные процессы между речным потоком и руслом могут иметь различную гидрофизическую молекулярную и биологическую природу и приводить к разнообразным воздействиям на состояние речного русла и качество воды. Настоящая статья посвящена рассмотрению процесса обмена наносами между речным потоком и руслом, составляющему физическую основу русловых деформаций, самоочищения речной воды и загрязнения речного русла. В водотоках под влиянием антропогенных, техногенных и других факторов при сбросах расходов воды весной, в паводок, при регулировании, дождевых сбросах, при снегосплаве, поступлении в реки грунтовых и дренажных вод, - речным потоком переносятся значительные объемы частиц руслового грунта и наносов, поступающих с водосборных территорий. Интенсивное хозяйственное использование водотока и водосборной территории приводит к изменению качественного состава наносов вне руслового происхождения. Характеристики наносов изменяются, влияя на размыв и транспорт наносов: их крупность уменьшается из-за истирания частиц в потоке, удельная поверхность взвесей сильно развита, что позволяет им адсорбировать многие загрязняющие вещества, в том числе нефтепродукты. Осаждение мелкой сильно загрязненной

взвеси ухудшает санитарное состояние русла и приводит к вторичному загрязнению речной воды.

Наносы, переносимые равнинными реками, в значительной степени являются мелкозернистыми. На обмен наносами между речным потоком и руслом оказывают влияние особенности придонного течения, в пределах вязкого подслоя, формирующегося при определяющем воздействии физической вязкости. Размер частиц взвеси в этих условиях соизмерим с толщиной вязкого подслоя  $\delta_v$ , безразмерная величина  $\frac{u_* \delta_v}{\nu}$

которого близка к 10 [1], [2], [3] (динамическая скорость близка к 10 см/с), это определяет их обтекание потоком при осаждении. При этом течение в вязком подслое является нестационарным [9]. Следует отметить, что исследования granulometрии донных отложений показывают, что частицы мелкой взвеси составляют значительную долю в общем составе речных отложений, часто превышающую 50% по весу.

Движение таких частиц в речном потоке характеризуется несколькими особенностями. Во-первых, они имеют размер, соизмеримый (либо меньший) толщины вязкого подслоя  $\delta_v$ , поэтому на заключительную фазу процесса осаждения определяющее влияние оказывают характеристики течения в пределах вязкого подслоя. Во-вторых, при этом турбулентная диффузия перестает играть роль фактора, поддерживающего равновесную концентрацию взвеси в потоке, и, приобретая роль механизма, поставляющего взвешенные наносы к верхней границе вязкого подслоя, способствует осаждению. В-третьих, поверхностные когезионные силы, возникающие при сближении мелких оседающих частиц с донным грунтом на расстояние, меньшее  $\delta_{пр}$ , равное двум микронам [8], фиксируют осевшие частицы и затрудняют повторное взвешивание частиц.

Осаждение частиц взвеси в турбулентном потоке традиционно связывается с условием, когда скорость осаждения частиц  $\omega$  (гидравлическая крупность) превышает максимальную интенсивность  $u_{zmax}$  вертикальных пульсаций скорости [5], [7]:

$$u_{max}' < \omega \quad (1),$$

$$\text{где } u_{zmax}' = 3\sqrt{u'^2} \approx 3u_* = 3V \frac{\sqrt{\lambda}}{\sqrt{8}}.$$

Это условие осаждения твердых частиц можно записать в виде:

$$\frac{\omega}{V} > \sqrt{\lambda} \quad (2),$$

где  $V$  – средняя скорость течения,  $\lambda$  – коэффициент гидравлического сопротивления речного потока.

Учитывая, что для речных потоков значения  $\lambda$  близко к 0,03-0,04, то, согласно Караушеву, осаждение возможно, если  $\omega > (0,17-0,20)V$ . Следует отметить, что средние скорости в речных потоках даже в условиях межени не падают ниже 10-15 см/с. Согласно полученному условию возможно осаждение частиц со скоростью осаждения  $\omega > 1,7-3$  см/с, крупность которых более 0,2-0,3 мм [6]. Вместе с тем, как показывают данные речных изысканий, в составе русловых грунтов содержание значительно более мелких частиц часто превышает 50%, что не укладывается в приведенную выше схему осаждения частиц взвеси, которая требует корректировки с учетом особенностей течения в придонной зоне.

Рассмотрим схему осаждения частиц мелкой взвеси, предполагая, что турбулентные пульсации скорости течения обеспечивают перемешивание частиц мелкой взвеси по всей области течения ( $u_z' \gg \omega$ ) кроме вязкого подслоя, где будет происходить осаждение частиц со скоростью  $\omega$  (рис.1). На

верхнюю границу вязкого подслоя твердые частицы поставляются из основной толщи потока действием механизма турбулентного обмена. [2], [3], [8], [9].

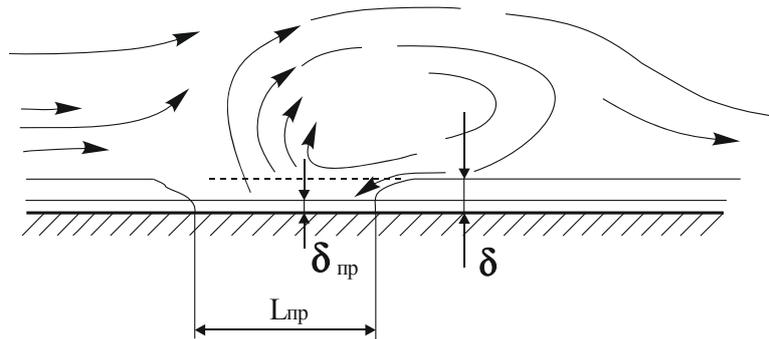


Рис. 1. Схема к расчету осаждения частиц мелкой взвеси

В пределах вязкого подслоя на единицу площади дна в единицу времени осаждается количество мелкой взвеси  $S \cdot \omega$  (где  $S$  – концентрация взвеси на верхней границе вязкого подслоя). Баланс наносов для отсека потока над единичной площадкой можно представить уравнением:

$$H \cdot dS = -S\omega \cdot dt \quad (3),$$

где  $H$  – глубина потока.

При условии  $t = 0, S = S_0$  решение этого уравнения запишется в виде:

$$\frac{S}{S_0} = e^{-\frac{\omega t}{H}} \quad (4)$$

Это соотношение показывает, что осаждение происходит более интенсивно в зонах потока с меньшей глубиной, что соответствует данным натурных измерений. Принимая концентрацию взвеси в начальном створе водотока  $S_0$  и остаточное

содержание взвеси  $S = 0,05S_0$ , найдем соответствующее значение из полученного соотношения, что

$$\frac{\omega t}{H} = 3 \quad (5)$$

Отсюда получается, что время осаждения мелкой взвеси:

$$T_0 = 3 \frac{H}{\omega} \quad (6)$$

Расстояние, на котором происходит осаждение мелкой взвеси, равно  $L_0 = T_0 V$  или

$$\frac{L_0}{H} = 3 \frac{V}{\omega} \quad (7)$$

Выражая  $V$  через динамическую скорость  $u_*$  и коэффициент гидравлического сопротивления  $\lambda$ , получим:

$$\frac{L_0}{H} = \frac{8,5}{\sqrt{\lambda}} \frac{u_*}{\omega} \quad (8)$$

При среднем значении  $\sqrt{\lambda} = 0,2$  имеем:

$$\frac{L_0}{H} \approx 50 \frac{u_*}{\omega} \quad (9)$$

В таблице 1 приведены результаты расчета для распространения мелкой взвеси вдоль по потоку с использованием формул (7) – (9). Натурные исследования, выполненные в МГСУ на реках Волге, Оке, Москве и других показали, что загрязненность русла ниже города, поверхностный сток которого вносит в реку значительное количество загрязненных мелких взвесей, прослеживается на расстоянии 10-15 км. Это может быть связано с большей длительностью осаждения  $T_0$ , связанной с меньшим остаточным содержанием взвеси, а также с тем, что на процесс осаждения мелкой взвеси может оказывать влияние нестационарность вязкого подслоя [1]. Если взять для оценки  $T_0 \approx 10^5$  с, то с использованием формул (7) – (9) получим расстояние порядка  $L_0 = 10^5 \cdot 0,1 = 10000$  м.

Таблица 1. результаты расчета для распространения мелкой взвеси вдоль по потоку

№	$d$ , мм	$H$ , м	$V$ , м/с	$T_0$ , с	$L_0$ , м
1	0,01	2	0,1	428	42,835
2		3		643	64,253
3		4		857	85,671
4		6		1285	128,506
5		8		1713	171,341
6	0,05	2		192	19,157
7		3		287	28,735
8		4		383	38,313
9		6		575	57,470
10		8		766	76,626

Мощные восходящие токи, возникающие при разрушении вязкого подслоя (рис. 1) частично препятствуют осаждению частиц в этих зонах ( $u_z' > \omega$ ). Условие неразрывности пульсационного движения определяет поступление в зону выброса масс жидкости, насыщенных взвесью, которая, казалось бы, должна снова вноситься в поток восходящими токами. Тем не менее, часть мелкой взвеси может осаждаться и в зоне восходящих токов вследствие проявления когезионных сил между частицами взвеси и донным грунтом при их сближении на расстояние  $z < \delta_{np}$ . Таким образом, придонный слой (вязкий подслей)  $\delta_{np}$  толщиной 1–2 микрона будет поглощать из потока мелкие частицы, приближающиеся ко дну ближе, чем на два микрона.

Оценку осаждения взвеси в зоне восходящих токов произведем, учитывая, что неразрывность пульсационного движения обеспечивается действием как продольных, так и попереч-

ных пульсаций скорости, создающих пульсационное течение, компенсирующее «выбросы» жидкости из придонной области при разрушении вязкого подслоя. Учитывая это, примем для оценки средний стандарт продольных и поперечных пульсаций  $u' = u_*$ . Поскольку продольный размер зоны взмыва близок к макромасштабу вертикальных пульсаций, близкому к  $h/2$ , время восстановления мутности в зоне взмыва будет равно:

$$t_p = \frac{h/2}{u'} = \frac{h}{2u_*} \quad (10)$$

Предполагая, что турбулентный массообмен между слоями потока осуществляется в основном крупными вихревыми структурами, сравним время релаксации (восстановления) мутности с периодом цепочки крупных вихрей  $T_C$ , определяемым по К.В. Гришанину [4] в виде:

$$T_C = \frac{h}{u'} \frac{2}{\lambda^{1/3}},$$

тогда

$$\frac{t_p}{T_C} = \frac{Vh}{2u_*} \frac{\lambda^{1/3}}{2h} = \frac{1}{2} \frac{\sqrt{2}}{\lambda^{1/6}} \quad (11)$$

При средней величине  $\lambda$ , близкой к 0,03, отношение  $\frac{t_p}{T_C} \approx 1$ . Это означает, что за полный период смены тур-

булентной «обстановки» на рассматриваемом участке произойдет лишь однократное осаждение взвеси из слоя толщиной  $\delta_{пр}$ . Если диаметр частиц взвеси  $d$  больше  $\delta_{пр}$ , осаждение произойдет из слоя, равного диаметру частиц  $d$ . В этом случае интенсивность осаждения взвеси в зоне восходящих токов и разрушенного вязкого подслоя равна  $Sd/T_C$  ( $S$  - концентрация взвеси в потоке). Так как в зоне существования вязкого подслоя интенсивность осаждения взвеси ( $S\omega$ ), то соот-

ношение интенсивностей осаждения взвеси в рассматриваемых двух зонах оказывается следующим:

$$\frac{S\omega}{Sd/T_c} = \frac{\omega}{d/T_c} = \frac{2}{\sqrt{8}} \frac{\omega h}{u_* d} \lambda^{1/6} \quad (12)$$

Это соотношение показывает, что при среднем значении  $\lambda = 0,03 \div 0,04$ ,  $\omega \approx u_*$  и  $\frac{h}{d} \gg 10$  осаждение взвеси на участке восходящих токов можно не учитывать и корректировку приведенного выше расчета осаждения взвеси можно не производить.

Рассмотрим осаждение частиц взвеси в режиме, при котором отсутствует взвешивание частиц и возможны как размыв дна, так и осаждение частиц. В этом режиме частицы в основном перемещаются в виде «движущегося ковра», а также могут периодически осаждаться либо выбрасываться за пределы вязкого слоя и распределяться в его толще механизмом турбулентной диффузии [1]. При редкой частоте выбросов из вязкого подслоя этот же механизм будет содействовать возврату частиц из толщи потока на границу вязкого подслоя и их повторному осаждению. В зависимости от соотношения этих процессов может либо изменяться, либо сохраняться динамически равновесная концентрация взвеси. Этот режим характерен для наиболее крупных частиц из класса мелкой взвеси (рис. 2), у которых сцепление с соседними частицами минимально (то есть возможен отрыв), а подъемная сила недостаточна для осуществления сальтации и полного взвешивания.

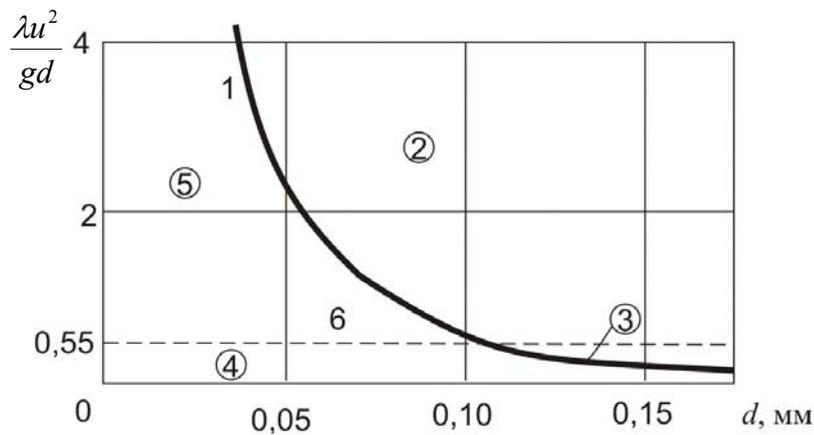


Рис. 2. Диаграмма состояния потока с частицами мелкой взвеси. 1 – границы зоны размыва, 2 – зона размыва при отсутствии осаждения, 3 – зона размыва при отсутствии взвешивания частиц и возможности их осаждения, 4 – зона осаждения частиц, 5 – зона транзита взвеси, 6 – граница осаждения

Очевидно, что в промежутках между выбросами характер осаждения частиц в вязком подслое не будет иметь каких-либо особенностей. Если периоды между выбросами будут больше времени падения частиц в подслое, возможно их осаждение на дно, перемещение по дну движущимся слоем либо полное отсутствие движения в промежутках между выбросами. Если периоды между выбросами меньше времени осаждения частиц, состояние взвесенесущего потока, переносящего мелкую взвесь, в этом случае будет периодически переходить в область размыва и взвешивания (рис. 2). Определяя период разрушения подслоя по зависимости

$$\frac{u_*^2 t_0}{\nu} = 188 \quad (13),$$

условие такого периодического перехода запишется в виде:

$$\frac{\delta_g}{\omega} > \frac{1}{5,3 \cdot 10^{-3}} \frac{\nu}{u_*^2} \quad (14)$$

При  $\delta_g = 10 \cdot \left( \frac{V}{u_*} \right)$  условие такого перехода принимает вид:

$$\frac{u_*}{\omega} > 18,9 \quad (15)$$

Учитывая, что рассматривается режим, при котором взвешивание частиц в вязком подслое в среднем не происходит, то есть

$$\frac{u_*}{\omega} = \frac{u_*^2 d}{V} < 1 \quad (16),$$

сопоставлением условий (15) и (16) найдем ограничение на диаметр частиц, для которых возможен периодический переход в область размыва и взвешивания. Это ограничение, имеющее вид

$$\frac{u_* d}{V} < 0,05 \quad (17),$$

позволяет установить, что при реальных значениях  $u_*$  крупность частиц мелкой взвеси, взвешиваемых периодически, по-видимому, не превышает  $10^{-3}$  мм. Более крупные частицы будут перемещаться в основном в пределах вязкого подслоя.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В.С. Боровков. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. - 286 с.
2. Ю.В. Брянская, И.М. Маркова, А.В. Остякова. Гидравлика водных и взвесенесущих потоков в жестких и деформируемых границах: монография. Под ред. В.С. Боровкова. – М.: Издательство АСВ, 2009. – 264 с.
3. М.А. Волынов, В.С. Боровков, И.М. Маркова, В.А. Курочкина. Особенности перемещения и осаждения мелко-

дисперсной взвеси в водном потоке. Журнал научных публикаций аспирантов и докторантов. №9, 2012. <http://jurnal.org/articles/2012/stroi3.html>. ISSN 1991- 3087.

4. К.В. Гришанин. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 211 с.

5. А.В. Караушев. Речная гидравлика. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 420 с.

6. Справочник по гидравлическим расчетам. / Под ред. П.Г. Киселева. 4-е изд., перераб. и доп. – М.: Энергия, 1972. – 312 с.

7. В.С. Боровков, А.В. Остякова. Сальтационное движение частиц в потоке малой мутности // Научно-технические ведомости СПбГПУ, Издательство: Санкт-Петербургский государственный политехнический университет (Санкт-Петербург). №39, 2005. – С. 33-37.

8. Ц.Е. Мирцхулава. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. - М.: Колос, 1967. - С. 177.

9. Einstein H.A., Li H. The viscous sublayer along a smooth boundary / Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. 1956. V. 82, paper № 945.

## **ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК ВОДЫ И ТРАНСПОРТ НАНОСОВ Р. ОКИ**

**А.Б. Векслер**

*ОАО «Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники (ВНИИГ) им. Б.Е.Веденеева», Санкт-Петербург, Россия*

*e-mail: VekslerAB@vniig.ru*

Бассейн р. Оки характеризуется чрезвычайно высокой плотностью населения, значительным количеством крупных городов с развитой промышленностью и областей с высокой сельскохозяйственной освоенностью. Во второй половине XX в. стали заметны изменения водного режима реки, мор-

фометрии ее русла, речных и пойменных экосистем, качественного состава воды. Усиливающиеся со временем эти изменения оказывают негативное воздействие на социально-экономические условия жизни региона. Наибольшее беспокойство вызывает произошедшее в это время понижение уровней воды в среднем течении реки в пределах Калужской, Тульской и Московской областей. Исследованиями МГУ [1] было установлено, что основной причиной, вызвавшей понижение уровней воды в р. Оке, является разработка русловых и прирусловых карьеров песчано-гравийной смеси. Исследованиями ВНИИГ им. Б.Е.Веденеева этот вывод был подтвержден и несколько дополнен конкретными данными [3]. При этом, однако, оставался не рассмотренным вопрос: не являются ли низкие уровни воды в реке следствием уменьшения ее водности, в частности, в меженный период. Выполненный с этой целью анализ изменения за последние 60 лет среднегодовых расходов воды и минимальных за год расходов воды на стоковых гидрометрических постах, приводит к следующим выводам:

1. В верхнем течении р. Оки (от истока до Калуги) колебания среднегодовых расходов не характеризуются явно выраженным трендом к изменению их среднесреднего значения. При этом, однако, прослеживается тенденция к постепенному увеличению со временем минимальных годовых расходов; причем, если на в/п Вендерево она проявляется весьма слабо, то на в/п Костомарово становится явно выраженной (рис. 1а).
2. В среднем течении р. Оки (от Калуги до устья р. Мокши) тенденция к постепенному увеличению минимальных годовых расходов прослеживается более отчетливо, чем на вышерасположенном участке реки. При этом колебания в широких пределах среднегодовых расходов около значения среднесреднего расхода в г. Калуге и г. Кашире (рис. 1б) проявляют лишь малозаметную тенденцию к закономерному

увеличению со временем; в полной мере эта тенденция выражена в створе поста с. Половское (рис. 16).

3. В нижнем течении р. Оки (ниже устья р. Мокши) на действующих стоковых постах Муром и Горбатов (рис. 12) четко прослеживается постепенное с течением времени увеличение не только минимальных годовых, но и среднегодовых расходов воды.

Была выявлена также другая закономерность: если в створах среднего течения Оки, расположенных в Коломне (Щурово) и выше по течению (например, Кашира – рис. 16), несмотря на увеличение со временем среднегодовых расходов, происходило понижение среднегодовых и минимальных уровней воды, то в Половском и ниже по течению повышение среднегодовых и минимальных годовых расходов сопровождалось повышением соответствующих уровней воды. К сожалению, отсутствие стоковых постов на участке между Коломной и Половским не дает возможности установить граничный створ, ниже которого проявляются тенденции к увеличению среднегодовых расходов. Можно только высказать предположение, что створ.

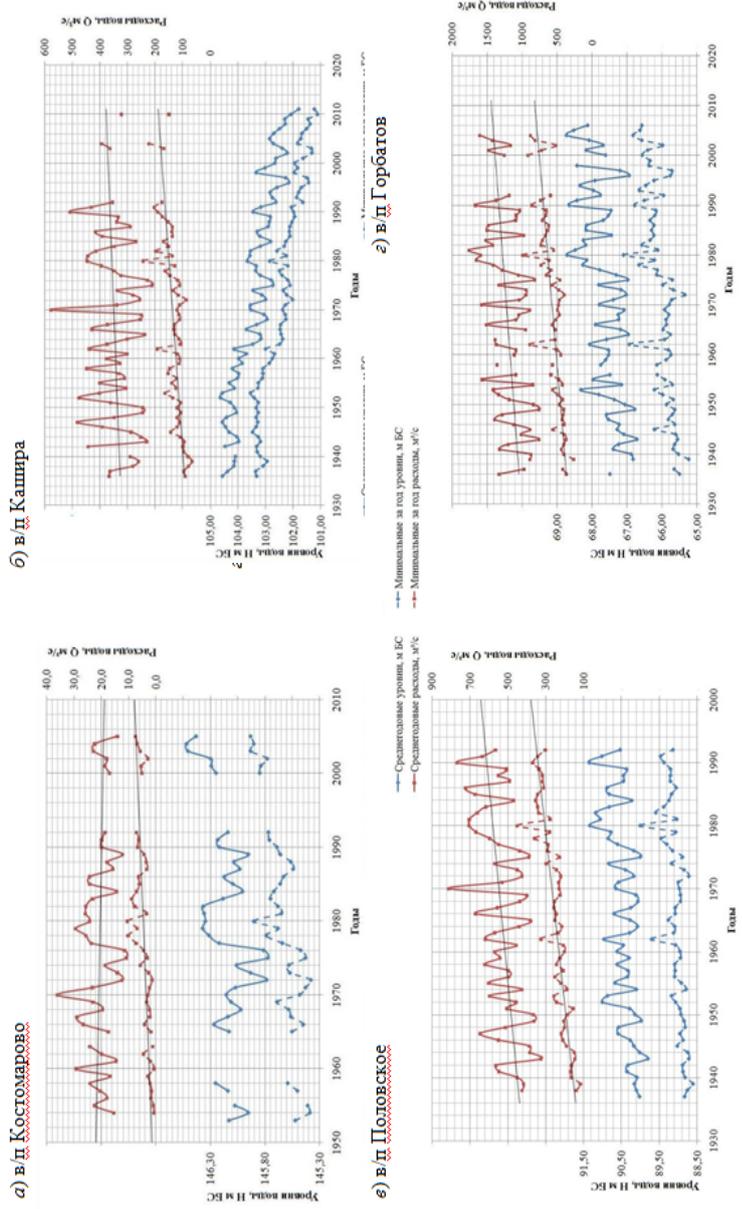


Рис.1. Графики хронологического изменения среднегодовых и минимальных за год уровней и расходов воды в створах р. Оки

ким притоком является р. Москва. Другое предположение касается причины происходящего процесса увеличения водности р. Оки за период наблюдения. Наиболее вероятной причиной увеличения как минимальных годовых, так и среднегодовых расходов воды представляется влияние антропогенных преобразований бассейна реки, в частности, мелиорации заболоченных земель и вырубки лесов. Обоснованность этого предположения должна быть проверена специальными исследованиями.

Таблица 1. Изменение среднегодовых и минимальных годовых расходов воды в створах стоковых постов р. Оки

Наименование поста	Расстояние от устья, км	Среднего-го-летний расход $\bar{Q}_{cp}$	Осредненное значение среднего-го-дового расхода $\bar{Q}_{cp, T}$	Среднего-го-летний минимальный расход $\bar{Q}_{min}$	Осредненное значение минимально-го-дового расхода $\bar{Q}_{min, T}$
Вендерево	1466	2,16	2,16	0,42	0,42
Костомарово	1386	20,5	20,5	4,00	1,38+0,11T
Калуга	1101	284	284	114	62,9+1,17T
Кашира	921	354	354	132	86,4+1,27T
Половское	855	533	417+3,23T	248	119+3,68 T
Муром	218	900	732+5,00T	376	210+4,89T
Горбатов	80,5	1215	1009+5,41T	559	329+6,07T
<i>Примечание:</i> Для всех постов, кроме Костомарово, T– номер года, отсчитанный от 1930 г.; например, 2010 году соответствует T=80 лет. Для поста Костомарово отсчет ведется от 1950 г. (2010 году соответствует T=60лет).					

В целом процесс изменения водности р. Оки со временем, представленный графически на рис. 1, может быть охарактеризован аппроксимациями, приведенными в таблице 1.

Значения среднемноголетних расходов  $\bar{Q}_{\text{cp}}$  в таблице 1 приняты по результатам осреднения данных о среднегодовых расходах воды на водпостах за 1936-2011 гг. и с приемлемой точностью совпадают со значениями среднегодовых расходов воды обеспеченностью (вероятностью превышения) 50%. Таким образом, за рассмотренный срок наблюдения практически на всем протяжении р. Оки произошло увеличение минимальных расходов воды. При этом, как уже отмечалось, заметного увеличения осредненных среднегодовых расходов на участке выше впадения в р. Оку р. Москвы не произошло. Ниже устья р. Москвы увеличение со временем осредненных среднегодовых расходов зафиксировано наблюдениями на всех имеющихся стоковых постах: Половском, Муроме и Горбатове. На последнем из них – в/п Горбатов – за 68 лет (с 1936 г. по 2004 г.) осредненные значения среднегодового расхода воды увеличились с 950 до 1375 м<sup>3</sup>/с, т.е. в 1,45 раза, а минимального с 338 до 762,5 м<sup>3</sup>/с, т.е. в 2,25 раза. В этой ситуации оценки обеспеченности (вероятности превышения) расходов воды, получаемые стандартной статистической обработкой, должны рассматриваться как приблизительные и несколько заниженные (по значениям расхода), т.к. они не учитывают тенденции увеличения водности реки во времени, проявляющейся, по крайней мере, на участке ниже г. Коломны. Эти оценки, справедливые в соответствии с СП 33-101-2003 [5] для статистически однородных рядов наблюдений без явно выраженного тренда к изменению с течением времени, в условиях бассейна р. Оки, характеризующегося интенсивной хозяйственной деятельностью, требуют введения соответствующих поправок. Поправки должны касаться не только расходных характеристик, но и уровней воды. Влия-

ние антропогенного фактора на уровни оказывается более сложным, поскольку уровни в данном случае зависят не только от расходов воды, но и от емкости русла, изменяющейся по мере проведения в нем карьерных разработок, и от высотного положения гребней перекаатов, изменяющегося при проведении дноуглубительных работ на трассе судового хода.

Полученные результаты порождают естественный вопрос: не является ли повышение водности р. Оки следствием отбора и сбросов воды, используемой для хозяйственных нужд. Сведения о работе водозаборных и водовыпускных сооружений, полученные от региональных служб, несмотря на их очевидную неполноту, дают представление об объемах хозяйственного использования стока реки. В таблице 2 приводится сопоставление среднегодовых расходов воды, забираемых из р. Оки, и расходов, сбрасываемых в р. Оку, на участках реки, расположенных выше расходных водпостов, со среднегодовыми расходами в этих створах обеспеченностью 99%. Выбор столь высокой обеспеченности объясняется стремлением оценить долю хозяйственного использования расходов реки в условиях наиболее маловодного года.

Данные таблицы 2 свидетельствуют, что влияние водозабора из р. Оки на среднегодовой сток реки на участке выше Каширы не превышает 1,03%, т.е. находится в диапазоне многолетних колебаний стока. При учете сброса в реку расходов сточных и отработанных вод это влияние становится пренебрежимым (не более 0,2%) и находится в пределах погрешности определения расходов в реке. Забор воды на Каширскую ГРЭС, составляющий в среднем 30 м<sup>3</sup>/с, т.е. 15% от среднегодового стока реки, являясь самым крупным изъятием на водопотребление, компенсируется практически полным сбросом циркуляционного расхода станции и не влияет на расход воды в реке. В результате к створу водпоста с. Половское суммарное влияние хозяйственного использования р.

Оки составляет около 1,1%, что тоже не может существенно влиять на водность реки.

Сравнение со среднегодовыми минимальными расходами за месяц приводит к увеличению выше приведенных оценок приблизительно в 2 раза (в таблице 2 они указаны в графе 11 в скобках). Несмотря на это увеличение, влияние водозаборов-сбросов и в этом случае не может расцениваться, как значительное. Необходимо отметить, что сравнение со среднегодовыми расходами расходов летне-осеннего и зимнего меженных периодов не вносит заметного изменения в эти оценки, т.к. они мало отличаются от среднегодовых минимальных расходов.

Таким образом, несмотря на неполноту информации по хозяйственному использованию стока р. Оки, и даже полагая ее вдвое заниженной, влияние водопотребления на расходы реки в маловодные периоды оказывается незначительным. При этом необходимо отметить, что приводимые здесь оценки не учитывают выявленной выше тенденции увеличения среднегодовых и минимальных расходов р. Оки со временем, т.е. содержат значительный запас.

Таблица 2. Сопоставление среднегодовых расходов хозяйственного использования стока р. Оки со средними и минимальными расходами маловодного года обеспеченностью 99%

Наименование водпоста	Расстояние от устья, км (лоция 2001 и 2012 гг.)	Средний расход (минимальный расход) маловодного года обеспеченностью 99%, м <sup>3</sup> /с	Суммарный водозабор на вышерасположенном участке			Суммарный сброс сточных вод на вышерасположенном участке			Разница расходов забора и сброса на вышерасположенном участке	
			млн. м <sup>3</sup> /год	м <sup>3</sup> /с	% от среднегодового	млн. м <sup>3</sup> /год	м <sup>3</sup> /с	% от среднегодового	м <sup>3</sup> /с	% от среднегодового (минимального)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Костомарово	1389	10,9 (1,50)	1,10	0,035	0,32	-	-	-	0,035	0,32 (2,3)
Калуга	1101	172 (77,5)	48,955	1,551	0,90	59,621	1,889	1,10	-0,338	-0,20 (-0,44)
Кашира	921	204 (97,9)	66,367	2,103	1,03	78,24	2,476	1,21	-0,373	-0,18 (-0,38)
Половское	645	333 (165)	1181,84	37,45	11,25	1069,395	33,887	10,18	3,563	1,07 (2,16)

Примечания:

- В графе 3 без скобок указаны значения среднегодовых расходов, в скобках – значения среднегодовых минимальных расходов за месяц; в графе 11 – соответствующие оценки разницы расходов забора и сброса.
- Расстояние от устья в/п Костомарово указано по данным Гидрометеослужбы, т.к. лотия местоположение этого поста не охватывает.
- Расходы сброса по в/п Костомарово не приведены в виду отсутствия надежных сведений
- Знак "-" в графах 10 и 11 означает, что по имеющейся информации средний расход сброса сточных вод превышает средний расход водозабора

До начала использования р. Оки в качестве источника песчано-гравийного материала русло реки в верхнем ее течении постепенно повышалось; повышение дна сопровождалось ростом минимальных уровней воды. К началу 1950-х годов этот процесс достиг Калуги [4]. Карьерные разработки и дноуглубительные работы на лимитирующих судоходство перекатах способствовали не только прекращению повышения отметок русла в верхнем течении реки, но и значительному понижению дна на участках проведения этих работ. В работе [2] отмечалось, что глубина русловых карьеров на средней Оке достигает 12 м, что в 3 раза превышает глубину естественных плесовых лощин. В 1980 г в створе, удаленном на 908,5 км от устья (в районе дер. Баскачи Московской области), глубина реки не превышала 7,0 м. К 2012 г. в результате разработки Тарбушевского месторождения глубина в этом створе достигла 15 м.

Столь же значительное увеличение глубин произошло на участке р. Оки выше Коломны в зоне разработок Бачмановского и Акатьевского месторождений. Там, где в 1980 г. глубины не превышали 7 м, в 1990 г. они приблизились к 10-10,8 м, а к настоящему времени – к 12,5 м. Средняя меженная глубина Оки в местах массовой добычи песчано-гравийной смеси на участке Калуга-Коломна за 1950-1980 гг. увеличилась по оценке [2] на 1,3 м. По результатам выполненного нами анализа увеличение меженных глубин на этом участке по сравнению с 1990 г. составляет 0,6-0,8 м, а по сравнению с 1980 г. – 1,2-1,4 м. Таким образом, увеличение меженных глубин с 1950 г. составляет к настоящему времени более 2-х метров.

Следствием русловой добычи песчано-гравийной смеси является увеличение крупности донных наносов за счет вымыва мелких фракций грунта в процессе глубинной эрозии рус-

ла на участках между карьерами и ниже их. Так, судя по данным гидрологических ежегодников, если в 1960-х годах средняя крупность наносов в донных отложениях р. Оки в районе Калуги была равна 0,6-0,65 мм, то к середине 1980-х она составляла уже 0,75-0,85 мм. Можно полагать, что укрупнение донных отложений происходило и ниже Калуги. Однако, сравнение данных о гранулометрическом составе отложений в районе г. Муром, приводимых в ежегодниках, не дает оснований с уверенностью утверждать, что зона укрупнения состава аллювия распространилась на какое-то определенное расстояние вниз по течению.

В г. Муроме как в 1960-е годы, так и к началу 1990-х годов в отложениях преобладали частицы крупностью 0,2-0,5 мм, и явной тенденции к укрупнению донного материала не просматривалось. К сожалению, после 1992 г. наблюдения за грансоставом отложений были прекращены и для суждений об их современных характеристиках нет никакой информации.

Другим следствием проведения карьерных разработок на р. Оке является уменьшение расхода транспортируемых потоком наносов. В таблице 3 приведены осредненные за 10-летние или близкие к ним интервалы времени значения среднегодового расхода годового стока влекомых и взвешенных наносов, измеренные на водпостах г. Калуга и г. Муром.

По характеру изменения этих значений видно, что в районе г. Калуги, начиная с 1960-х годов, а в районе г. Мурома, начиная с 1980-х годов, происходит постепенное снижение расхода и годового стока транспортируемых Окой наносов.

Основная масса перемещаемых потоком влекомых и взвешенных наносов приходится на период паводка, многовод-

ность которого условно можно характеризовать значением максимального среднесуточного расхода воды.

*Таблица 3. Осредненные за 10-летия характеристики твердого стока и паводковых расходов воды*

Характеристики руслового по- тока	Осредненные значения за период					
	1949- 59	1960- 69	1970- 79	1980- 89	1990- 92	2008- 11
<b>Водпост г. Калуга</b>						
Среднегодовой расход наносов, кг/с	23.3	33.2	21.3	12.3	8.1	7,65
Годовой сток наносов, тыс. т/год	735.5	1048	671	387	256	240
Максимальный суточный рас- ход воды в па- водок, м <sup>3</sup> /с	1383	1980	2080	2770	1853	1592
<b>Водпост г. Муром</b>						
Среднегодовой расход наносов, кг/с	30,0	44,1	43,16	31,6	22,5	17,11
Годовой сток наносов, тыс. т/год	945,8	1391,8	1365,3	996	704	541,4
Максимальный суточный рас- ход воды в па- водок, м <sup>3</sup> /с	6279	6540	6129	5094	3810	4018

Приведенные в таблице 3 осредненные характеристики твердого стока сопоставлены с осредненными за те же годы значениями максимального паводочного расхода. Данные этой

таблицы убедительно показывают явно выраженную тенденцию к снижению твердого стока р. Оки. Причем эта тенденция проявляется вне зависимости от изменения водности реки в рассмотренные интервалы времени и обусловлена, с одной стороны, снижением скорости течения реки на участках карьерных разработок и примыкающих к ним зонам регрессивной и трансгрессивной эрозии, и, с другой стороны, увеличением на этих участках крупности донных отложений. Влияние указанных факторов является причиной заметного уменьшения расхода транспортируемых потоком наносов на всем протяжении р. Оки.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Беркович К. М. Русловые процессы и русловые карьеры. М.: Изд-во МГУ, 2005, 109 с.
2. Беркович К. М., Злотина Л. В., Турыкин Л. А. Природно ориентированные подходы к добыче аллювиальных строительных материалов из речных русел и пойм // Вестник Удмуртского университета. Биология. Науки о Земле. 2012, вып. 3.
3. Векслер А. Б., Доненберг В. М. Карьерные разработки русла и понижение уровней воды в среднем течении р. Оки // Статья в настоящем сборнике.
4. Чалов Р. С. Естественные и антропогенные изменения рек России за историческое время // Соросовский Образовательный журнал. 2000, №1.
5. СП 33-101-2003. Определение основных гидрологических характеристик. М. ФГУП ЦПП. 2004.

## **КАРЬЕРНЫЕ РАЗРАБОТКИ РУСЛА И ПониЖЕНИЕ УРОВНЕЙ ВОДЫ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. ОКИ**

**А.Б. Векслер, В.М. Доненберг**

*ОАО «Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники (ВНИИГ) им. Б.Е. Веденеева)», Санкт-Петербург, Россия*

*e-mail: VekslerAB@vniig.ru,; DonenbergVM@vniig.ru*

В 60-е годы XX столетия было обнаружено постепенно увеличивающееся понижение уровней р. Оки, затруднившее эксплуатацию водозаборов коммунальных и промышленных предприятий. Ухудшались со временем и условия эксплуатации речного флота: уменьшались гарантированные глубины судового хода, сокращалась длина «регулярного» судоходства (к 1980 г. прекратилось судоходство выше г.Калуги), росли объёмы судоходных землечерпательных работ.

Существуют разные мнения о причинах возникновения и частой повторяемости опасного гидрологического явления «низкий уровень воды» р. Оки: мелиоративные работы на площади водосбора, неполный возврат воды при заборе её на коммунальные и промышленные нужды, на орошение сельхозугодий, разработка русловых карьеров, дноуглубление судового хода и т.п.

К.М.Беркович[1] главной причиной «посадки» уровней р. Оки считает добычу песчано-гравийного материала (ПГМ) из русла реки. К такому выводу он пришёл, сопоставляя объёмы добычи ПГМ из русла в 1970-1990 гг. (около 55 млн. м<sup>3</sup> на участке Калуга-Коломна и около 42 млн. м<sup>3</sup> на участке Коломна –Половское) с изменениями во времени минимальных летне-осенних уровней р. Оки на водпостах Калуга, Кашира и Рязань в периоды «до» и «после» начала разработки русловых карьеров,

По приведенной в [1] оценке минимальные уровни р. Оки снизились с 1950 г. по 2002 г. в Калуге на 1,5 м, в Серпухове на 2,0 м, в Кашире на 2,1 м, а в Рязани с 1974 г. по 2002 г. – на 0,5 м. В период, длительностью около 50 лет, предшествующий началу добычи ПГМ из русла р.Оки, снижения минимальных летне-осенних уровней ни на одном из приведенных водпостов не наблюдалось. В [1] показано также, что к участкам наиболее интенсивной добычи ПГМ тяготеют и участки с повышенной потребностью землечерпания для поддержания судоходства.

В 2013 г. по заданию Московско-Обского БВУ авторами доклада были выполнены исследования, результаты которых подтверждают и несколько дополняют информацию и выводы, содержащиеся в [1]. В створах стоковых водпостов Калуга и Кашира оценка изменения уровней воды, включая минимальные, произведена в двух вариантах: а) по результатам непосредственных измерений расходов воды и б) по выборке среднемесячных и минимальных за месяц уровней и расходов воды летне-осенней межени<sup>\*)</sup>.

Для каждого из вариантов были построены кривые связи расходов и уровней воды  $Q=f(H)$ , по которым при 4 расходах воды определены изменения уровней р. Оки с 1951 г. по 2011 г. (за исключением лет, когда измерения не проводились: годы войны и с 1981 по 1992 гг.) на водпостах Калуга (рис. 1) и Кашира (рис. 2). Сплошными линиями показаны графики, построенные по данным непосредственных измерений расходов воды, а пунктирными – по среднемесячным и минимальным за месяц значениям расходов и уровней воды в период открытого русла. В целом, изменения уровней, полученные по обоим обработкам не противоречат друг другу. Наибольшие отклонения не

---

<sup>\*)</sup> Выборка данных об уровнях и расходах воды в меженный период и их статистическая обработка выполнялась в лаборатории «Ледотермика и термика водоёмов» под руководством Н.С. Бакановичус и А.А. Лялиной.

превосходят  $\pm 20$  см, и, как правило, связаны с тем, что годы, к которым отнесены уровни воды в вариантах обработки данных, не совпадают. На в/п Калуга (рис. 1) наибольшая интенсивность понижения уровней р. Оки приходится на 1969-1975 гг. и составляет 8-9 см/год. Вторая волна понижения уровней в Калуге со значительно меньшей интенсивностью 3,3-4,0 см/год проходила в 1980-1995 гг. С 1975 г. по 1980 г. и с 1995 г. по 2011 г. (по данным об измеренных расходах воды) на водпосту Калуга имели место периоды стабилизации уровня р. Оки.

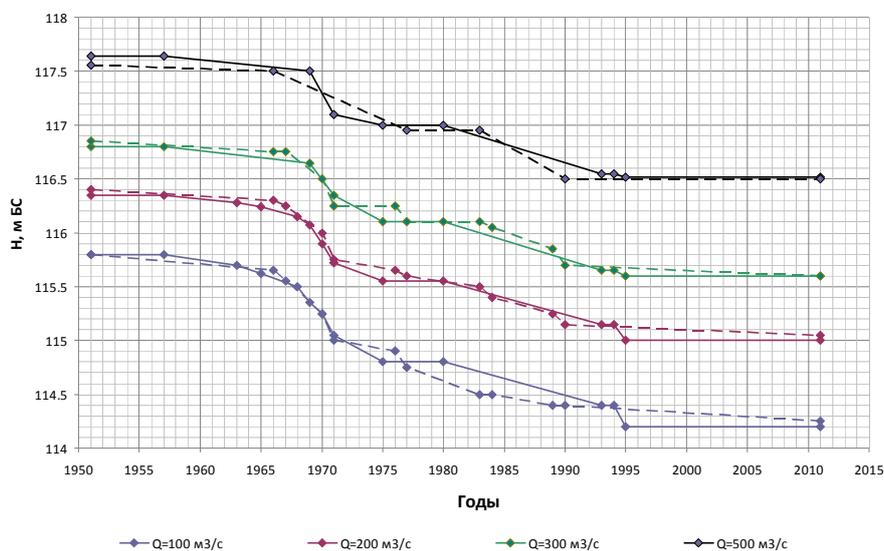


Рис. 1. Изменение уровней р. Оки на в/п г. Калуга во времени

На в/п Кашира (рис.2) интенсивность первой волны понижения уровней р. Оки 1955-1963 гг. составила 9÷10 см/год. Вторая волна 1970-1975 гг. проходила с интенсивностью 5-6 см/год, а третья 1980-1995 гг. – с интенсивностью 5-7,5 см/год. В интервалах времени 1965-1970 гг., 1975-1980 гг. и 1998-2007 гг. (по данным об измеренных расходах воды)

уровненный режим р. Оки на в/п Кашира временно стабилизировался. Высокие интенсивности снижения уровней р. Оки на водпосту Кашира в 1955-1963 гг., а затем на водпосту Калуга в 1969-1975 гг. можно объяснить реакцией уровней воды в реке на начальный этап ведения работ по добыче ПГМ.

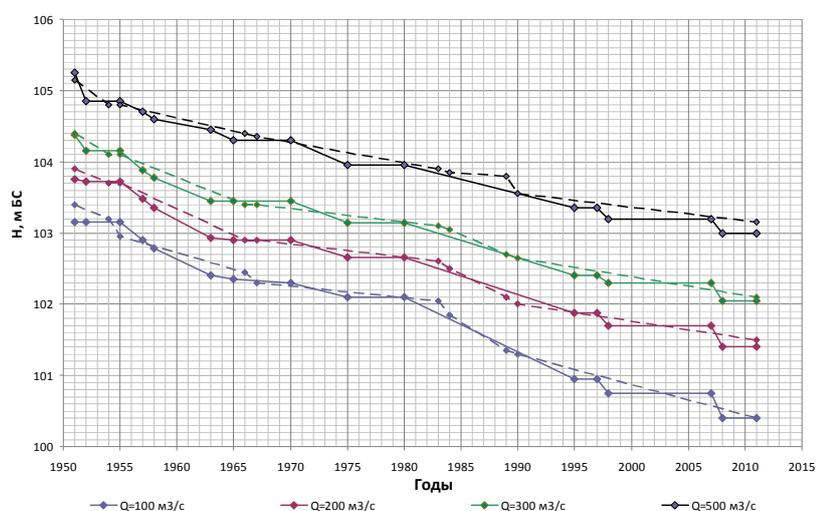


Рис. 2. Изменение уровней р. Оки на в/п г. Кашира во времени

Отсутствие полных достоверных сведений об объёмах грунта, извлеченного из русловых и прирусловых карьеров за всю историю их разработки, обуславливает необходимость использования косвенных методов подсчёта этих объёмов. Таким методом (возможно, не самым точным) является определение изменения ёмкости русла на участках реки за известные интервалы времени. В качестве источника информации об объёмах русла р. Оки на участке г. Калуга-г. Коломна длиной 250,5 км были использованы лоцманские карты р. Оки, составленные Управлением Канала имени Москвы в 1980, 1990 и 2012 гг.[2-4] по результатам русловых съёмок. Поперечники, между которыми определялся объём русла, назначались в одних и тех же створах (с погрешностью  $\pm 100$  м,

обусловленной изменением фарватера) с таким расчетом, чтобы изменение геометрических параметров реки (глубин русла, его ширины в бровках и по урезу) между двумя ближайшими поперечниками было близко к линейному. Абсолютные отметки урезов воды в створах поперечников р. Оки определялись по данным о проектных судоходных уровнях опорных водомерных постов Калуга и Кашира в зоне их действия.

Для каждого из трех рассматриваемых годов объемы русла р. Оки определялись при урезах воды, соответствующих проектным судоходным уровням 1980 г., сохранявшимся на рассматриваемом участке по 2011 г. Объемы русла на участках, границами которых являются створы водомерных постов, приведены в таблице 1.

На графиках изменения нарастающих по длине объемов русла р. Оки на участке Калуга–Коломна, представленных на рис. 3, виден их четко выраженный ступенчатый характер в период 1980-1990 гг. и более сглаженный, но тоже ступенчатый характер изменения объемов в 1990-2012 гг. В интервале 1980-1990 гг. 4 круто наклонных ступени, чередуются с длинными горизонтальными площадками. Ступенчатый характер нарастания объемов русла по длине реки свидетельствует о том, что в рассматриваемый период времени преобладающую роль в увеличении емкости русла сыграло искусственное изъятие из него грунта (добыча ПГМ). И практически незначительной оказалась роль естественных русловых переформирований р. Оки.

Таблица 1. Объемы русла р. Оки на участке Калуга – Коломна в 1980, 1990 и 2012 гг.

Участок	Расстояние от устья по [5], км	Объём русла на участке, млн. м <sup>3</sup>		
		1980 г.	1990 г.	2012 г.
Калуга-Алексин	1101-1040	13.92	17.95	22.50
Алексин-Серпухов	1040-971	18.85	27.57	40.52
Серпухов-Кашира	971-921	14.76	20.49	28.44
Кашира-Коломна	921-850.5	47.73	60.65	69.71

Створы водпостов: 1 – Калуга; 2 – Алексин; 3 – Серпухов; 4 – Кашира; 5 – Коломна.

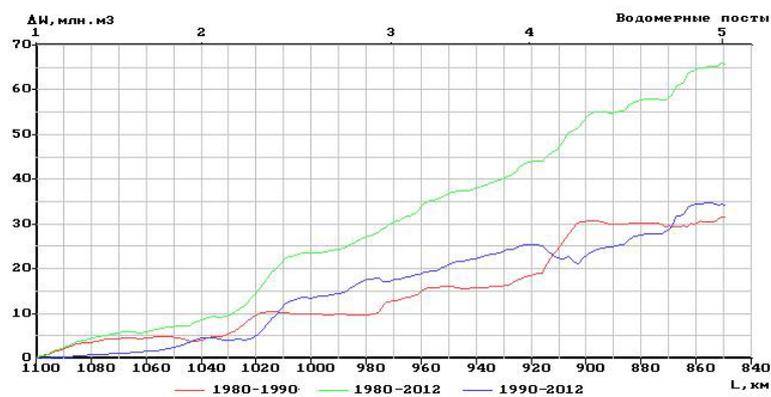


Рис.3 . Изменение нарастающих по длине объемов русла при проектных уровнях 1980 г.

Почти одинаковая крутизна ступеней может быть интерпретирована как практически постоянное и непрерывное извле-

чение грунта в течение всего периода в одних и тех же местах. Наибольшая интенсивность увеличения объема русла р. Оки  $\approx 90$  тыс. м<sup>3</sup>/км·год, отмеченная на участке от речки Каширки до речки Алешской (г. Кашира II, п. Кременье, п. Баскачи, п. Кропотово, п. Бесово) в период с 1980 г. по 1990 г., сопровождалась увеличением глубин на рассматриваемом участке с 1,5-7,3 м в 1980 г. до 2,5-15,0 м в 1990 г. в пределах полосы  $\pm 70,0$  м от фарватера, что, главным образом, связано с извлечением грунта (ПГМ) из русла р. Оки, поскольку ниже по течению отложений наносов (т.е. уменьшения объема русла) не зафиксировано. Иным является характер изменения объемов русла р. Оки в интервале 1990-2012 гг.: количество ступеней и их крутизна уменьшились. Горизонтальные площадки, соответствующие естественным (обратимым) деформациям русла практически исчезли.

Такой характер изменения нарастающих объемов русла р. Оки на участке Калуга-Коломна в 1990-2012 гг. может быть объяснен следующими обстоятельствами:

- 1) смещением мест добычи ПГМ на те участки русла, где в 1980-1990 гг. русловых карьеров не было (т.е. туда, где на графике были горизонтальные площадки),
- 2) существенным снижением в начале 1990-х годов объемов карьерных разработок русла [1], что отразилось на крутизне ступеней и на общем изменении объема русла р. Оки на всем рассматриваемом участке: примерно равный объем за вдвое больший интервал времени,
- 3) при снижении интенсивности карьерных выемок из русла реки увеличилась доля естественных русловых переформирований (и, в частности, заносимость карьеров), способствующих сглаживанию крутизны ступеней; при этом на 20-километровом участке ниже Каширы зафиксировано даже

уменьшение объема русла; скорее всего, оно связано с отсыпкой правого берега и уменьшением ширины русла р. Оки выше с. Баскачи (о чем свидетельствует сравнение Лоцманских карт 1990 г. и 2012 г.[3,4]).

Ход понижения уровней на водпостах Калуга (рис. 1) и Кашира (рис. 2) согласуется с изменением объемов русла р. Оки за 1980-2012 гг.(табл. 1 и рис. 3)

В Калуге с 1980 г. по 1995 г. понижение уровней составляло в среднем 3,3-4,0 см/год, а с 1995 г. по 2011 г. уровни оставались неизменными. Это является следствием, если и не полного прекращения выемки грунта из русла р. Оки в начале 1990-х годов на длине порядка 100-150 км ниже г. Калуги, то её существенного снижения.

В Кашире понижение уровней с 1980 по 1995 г. составляло в среднем 7,5 см/год, в 1998 г. уровни снизились на 10-20 см, в 2008 г. на 20-35 см, а с 1998 г. по 2007 г – уровни оставались неизменными. В целом понижение уровней в 1980-1995 гг. можно считать результатом изъятия из русла р. Оки  $\approx 14$  млн. м<sup>3</sup> грунта на участке длиной около 25 км (10 км выше и 15 км ниже Каширы). В 1990-2012 гг. ниже Каширы объем русла р. Оки увеличился тоже на  $\approx 14$  млн. м<sup>3</sup>, но уже на длине 44 км (рис. 3), что в среднем уменьшило интенсивность снижения уровней на водпосту Кашира в 1995–2011 гг. до 2–4 см/год.

Наибольшие затруднения для водозаборов и судоходства на р.Оке, связанные с понижением уровней воды, возникают в летне-осеннюю межень. Поэтому представляет интерес статистическая оценка понижения уровней воды при минимальных меженных расходах р. Оки вероятностью превышения (обеспеченностью) 50% и 95%.

Для водомерных постов, определяющих условия судоходства на плесе Калуга–Коломна, эти расходы равны:

в/п	Калуга	$Q_{50\%}=153.0 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q_{95\%}=89.7 \text{ м}^3/\text{с}$
в/п	Кашира	$Q_{50\%}=196.0 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q_{95\%}=115.0 \text{ м}^3/\text{с}$

По кривым связи расходов и уровней воды, построенным для этих водпостов по среднемесячным и минимальным за месяц значениям расходов и уровней воды, были определены соответствующие этим расходам уровни для характерных временных периодов. Для уровней водпостов Алексин, Серпухов и Коломна соответствующие уровни определены по корреляционным связям с уровнями на в/п Калуга и Кашира. В таблице 2 данные о понижении меженных уровней  $\Delta H$  при  $Q_{50\%}$  и  $Q_{95\%}$  на водпостах сопоставлены с изменением объемов русла р. Оки на участках между ними.

Таблица 2. Сопоставление объемов деформации русла р. Оки  $\Delta W$  и снижения уровней воды  $\Delta H$  на водомерных постах на участке Калуга Коломна

Наименование постов	1950-1980		1980-1990		1990-2012		1980-2012		1950-2012				
	$\Delta H, \text{ м}$		$\Delta W, \text{ млн. м}^3$		$\Delta H, \text{ м}$		$\Delta W, \text{ млн. м}^3$		$\Delta H, \text{ м}$				
	50%	95%	50%	95%	50%	95%	50%	95%	50%	95%			
Калуга	0.90	1.03	4.03	0.20	0.22	4.55	0.32	0.30	8.58	0.52	0.52	1.42	1.45
Алексин	1.54	1.32	8.73	0.41	0.55	12.94	0.57	0.70	21.67	0.98	1.25	2.52	2.57
Серпухов	1.28	1.09	5.73	0.34	0.46	7.95	0.47	0.58	13.68	0.81	1.04	2.09	2.13
Кашира	1.05	0.95	12.92	0.50	0.75	9.06	0.60	0.90	21.98	1.10	1.65	2.15	2.60
Коломна	0.76	0.69		0.36	0.55		0.44	0.64		0.80	1.19	1.56	1.88

Для полноты картины в таблице приведены также данные о понижении уровней за предшествующий период времени 1950-1980 гг. и за все время разработки русловых карьеров

1950-2012 гг. Отметим, что 1950 год был принят условно годом начала карьерных разработок. Уровни 1980, 1990 и 2012 гг., для которых определялись объемы участков русла, принимались по уровням последнего года соответствующего интервала лет.

Данные таблиц 1 и 2 показывают, что на участке Калуга – Коломна объем русла р. Оки, увеличился за последние 30 лет (с 1980 по 2012 гг.) на 65,9 млн. м<sup>3</sup> при объеме 1980 г. равном 95,3 млн. м<sup>3</sup>. Основную роль в увеличении объема сыграли, скорее всего, карьерные разработки русла. При этом однако, нельзя исключить, что нарушение поверхностного слоя аллювия при ведении карьерных работ способствовало усилению транспорта наносов и размыва русла выше и ниже карьера (трансгрессивной и регрессивной его эрозии). Можно с уверенностью утверждать, что чем больше увеличивается объем русла, тем больше снижаются уровни воды.

За рассматриваемый период 1980-2012 гг. понижение меженных уровней обеспеченностью 50% на участке Алексин – Коломна составило около 1,0 м, уровней обеспеченностью 95% 1,05 – 1,65 м, причем наибольшее понижение произошло в районе Каширы, где расположен водозабор одной из крупнейших ГРЭС Московского региона. В целом с 1956г. понижение меженных уровней воды р. Оки почти на всем участке составило 1,5-2,0 м, а в районе Алексина и Каширы – 2,5-2,6 м. Таким образом, приведенные в докладе оценки (включая и заимствованные из [1]) не противоречат друг другу и сходятся на том, что основной причиной понижения уровней р. Оки является добыча ПГМ из её русла.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Беркович К. М. Русловые процессы и русловые карьеры. М.: Изд-во МГУ, 2005, 109 с.

2. Карта реки Ока. От поселка Голодское до поселка Щурово / Главводпуть Минречфлота РСФСР. Управление канала имени Москвы. 1980.
3. Карта реки Ока. От города Калуга до поселка Щурово / Главводпуть Минречфлота РСФСР. Производственное объединение "Канал имени Москвы". 1990.
4. Карта реки Ока. От города Калуга до города Коломна / Министерство транспорта РФ, Федеральное агентство морского и речного транспорта, ФГУП «Канал имени Москвы», 2012.

## **ОБЪЕДИНЕННОЕ ОПИСАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ**

**В.С. Вербицкий**

*Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники и мелиорации, Москва, Россия*

*e – mail: verb37@mail.ru*

### **ОБЩЕЕ АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕЗИ И ГИДРАВЛИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ.**

Основы научного изучения гидравлических сопротивлений открытых потоков были заложены в самом конце XVIII века в работах А.Шези (1795). В течение двух последующих веков в разных странах это изучение было продолжено многими и многими исследователями. В настоящее время существует как минимум порядка 1000 формул коэффициента Шези, весьма разнородных по аргументам и разноречивых по численным результатам. Основная цель работы – упорядочить и объединить достаточно большой объем разнообразного материала по гидравлическим сопротивлениям открытых потоков. Это актуально и необходимо как для получения общего

представления об изменениях гидравлических сопротивлений в различных условиях, так и для повышения точности и надежности численных расчетов дифференциальных уравнений гидравлики. Автором собрано и проанализировано более сотни различных формул коэффициентов Шези и гидравлического сопротивления, предложенных различными исследователями в разное время и с большим разнообразием аргументов. В первую очередь это потребовало приведения их к некоторому единому набору аргументов с целью дальнейшего сравнения их между собой и последующего объединения. Физической основой описания движения вязкой, весомой, несжимаемой жидкости являются дифференциальные уравнения Навье-Стокса. На основе трех физических констант  $\nu, g, \rho_0$  (с независимыми размерностями в классе единиц ЛТМ) вводится навье - стоксовская система единиц (НСЕ) с вязко - гравитационными масштабами длины, времени, скорости, диссипации. При стандартных значениях  $\nu = 0,01 \text{ см}^2 / \text{с}$ ,  $g = 980,665 \text{ см} / \text{с}^2$ ,  $\rho_0 = 1 \text{ г} / \text{см}^3$ ,  $l_{\nu g} = \nu^{2/3} g^{-1/3} = 4,67 \cdot 10^{-3} \text{ см}$ ,  $t_{\nu g} = \nu^{1/3} g^{-2/3} = 1,8 \cdot 10^{-3} \text{ с}$ ,  $u_{\nu g} = (\nu g)^{1/3} = 2,14 \text{ см/с}$ ,  $\varepsilon_{\nu g} = g u_{\nu g} = 2098,6 \text{ см}^2 / \text{с}^3$ . Все размерные величины безразмерны на эти масштабы и константы,  $\tilde{\nu} = \tilde{\rho}_0 = \tilde{g} = 1$ , безразмерный коэффициент Шези  $C_U = C_g^{-1/2} = U u_{\nu g}^{-1}$ , стандартный коэффициент сопротивления  $\lambda_U = C_U^{-2} = \frac{\lambda_R}{2} = \frac{\lambda_D}{8}$ .

Для широкого равномерного открытого потока с глубиной  $H$ , уклоном дна  $i$ , средним диаметром частиц несвязных донных отложений  $d$ , с плотностью  $\rho_s$  известно функциональное размерное выражение для коэффициентов Шези и сопротивления  $C_U, \lambda_U = (H, i, d, \rho_s, \nu, g, \rho_0)$ . При исключении из это-

го списка аргументов жидкостных констант  $\nu, g, \rho_0$ , т.е. при использовании навье - стоксовского обезразмеривания по  $\pi$ -теореме получена общая критериальная зависимость  $C_U, \lambda_U = f(\bar{H}, i, \bar{d}, \rho_+)$ ,  $\bar{H} = H \cdot \nu^{-1/3}$ ,  $\bar{d} = d \cdot \nu^{-1/3}$ ,  $\rho_+ = \rho_3 \rho_0^{-1} - 1$ . Указанные аргументы названы автором элементарными, т.к. в НСЕ они неделимы и проще их ничего нет. Фактически подобное обезразмеривание (без введенной терминологии) многократно и в разных формах применялось в гидравлике русловых потоков, например, в монографии Я. Богарди, Бюро мелиорации США. В НСЕ учтены и давно известные числа Галилея  $Ga = \frac{gH^3}{\nu^3} = \bar{H}^3 = \frac{Re^3}{Fr}$  и Кейлегана  $Ke = \frac{\nu}{(vg)^{1/3}} = \bar{d} = (ReFr)^{1/3}$ .

Предлагаемая критериальная зависимость величин  $C_U, \lambda_U$  это самый простой и компактный вариант навье - стоксовского обезразмеривания для потоков с размываемым дном. Для потоков с жестким неразмываемым дном  $\rho_+ = 0$   $C_U, \lambda_U = f(\bar{H}, i, \bar{d})$ ,  $d = \Delta$  (высота шероховатости). Для потоков с гладким дном при  $\bar{u}_* \bar{d} < 6,3$ ,  $C_U, \lambda_U = f(\bar{H}, i)$ . Для минимальных непрерывных аргументов  $\bar{H}, i$  вводится гидравлическая плоскость с безразмерными координатами  $\log \bar{H}, \log i$ . Средний диаметр донных отложений считается параметром, принимающим дискретные значения, т.к. опытное число фракций речных наносов обычно равно  $10 \div 15$ . При постоянной величине  $\rho_+ = 1,65$  для каждой фракции наносов  $d_j$  опытная зависимость  $C_U, \lambda_U = f(\bar{H}, i, d_j)$  в логарифмической анаморфозе геометрически представляется как поверхность над гидравлической плоскостью. В общем случае зависимость

$C_v, \lambda_v$  для речных наносов есть набор (пакет) поверхностей над гидравлической плоскостью.

В гидравлике русловых потоков давно известно число (параметр) Шильдса  $\Psi = \frac{d\rho_+}{Ht}$  (1936). С точки зрения предлагаемого подхода это число есть единая комбинация всех четырех элементарных аргументов  $H, l, d, \rho_+$ , «спрессованная» по отношению сходства  $\bar{H} \Leftrightarrow d, l \Leftrightarrow \rho_+$ . Наоборот, разложение числа Шильдса на четыре простых множителя и навье – стоксовское обезразмеривание величин  $H, d$  приводит к четверному набору элементарных аргументов.

В НСЕ фигурируют независимые динамические величины  $\bar{u}_* = (Ht)^{0,5}, Re_* = H\bar{u}_* = H^{1,5}t^{0,5}, \bar{\varepsilon}_* = i u_* = H^{0,5}t^{1,5}$ . На гидравлической плоскости постоянным значениям  $\bar{u}_{*c}, Re_{*c}$  соответствуют прямые линии  $\log \bar{u}_{*c} = 0,5 \log H + 0,5 \log t, \log Re_{*c} = 1,5 \log H + 0,5 \log t$ . Зависимые средние величины  $\bar{U} = C_v H^{0,5} t^{0,5}, Re = \bar{U}H = C_v H^{1,5} t^{0,5}, Fr = \bar{U}^2 H^{-1} = C_v^2 t, \bar{\varepsilon} = \bar{U}t = C_v H^{0,5} t^{1,5}$ . В отличие от обычного подхода, где величины  $Re$  и  $Fr$  являются аргументами гидравлических сопротивлений, в предлагаемом подходе эти величины есть функции элементарных аргументов. Геометрически величины  $\bar{U}, Re, Fr, \bar{\varepsilon}$ , аналогично величинам  $C_v, \lambda_v$  могут быть представлены пакетами плоскостей над гидравлической плоскостью. В работе рассмотрено только одно значение  $d = \Delta = 0,1$  мм, которое характерно для многих равнинных рек с мелкопесчаным составом дон-

ных отложений и, соответственно, описана только одна поверхность  $\log \lambda_{\text{в}} = f(\log H, \log t)$ .

Для потоков с жестким дном одним из общепринятых положений является введенное Мизесом в начале двадцатого века постулирование зависимости гидравлических сопротивлений от относительной шероховатости  $\frac{H}{\Delta}$ , а не от отдельных величин  $H$  и  $\Delta$ . Тогда при использовании элементарных аргументов получим  $C_{\text{в}}, \lambda_{\text{в}} = f\left(\frac{H}{\Delta}, t, \Delta\right)$ , а при обычном подходе  $C_{\text{в}}, \lambda_{\text{в}} = f(Re, Fr, \Delta)$ . Эти формулы наглядно показывают, что указанный постулат в общем случае не является полным, т.к. сопротивления также зависят отдельно от безразмерной величины шероховатости. В опытах А.Варвика, А.А.Алекперова была обнаружена зависимость гидравлических сопротивлений именно от высоты шероховатости в размерной форме. Эти результаты вызвали определенное недоверие ряда гидравликов, т.к. «нарушали» общеизвестный постулат. В рамках предлагаемого элементарного подхода указанные результаты теоретически закономерны при условии навье – стоксовского обезразмеривания высоты шероховатости. В физическом плане это обезразмеривание учитывает медленное вязко – гравитационное обтекание бугорков шероховатости (и частиц наносов) на дне.

### **ТИПИЧНЫЕ ФОРМУЛЫ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ С ЖЕСТКИМ И РАЗМЫВАЕМЫМ ДНОМ**

Для различных видов течения равномерных широких открытых потоков в лабораторных и натуральных условиях рассматриваются формулы разных авторов для коэффициентов Шези и гидравлического сопротивления. Эти формулы записаны в

виде зависимостей от элементарных аргументов и их комбинаций. За недостатком места сами формулы не приводятся, указываются только их авторы для отдельных течений.

Спокойное и бурное ламинарное течение в потоке с гладким дном - Пуазейль, Бретон и Ву.

Переходное течение от ламинарного к турбулентному - А.Н.Патрашев, Доу Го-жень, В.С.Вербицкий.

Турбулентное течение с гладкостенным законом сопротивления - Блазиус, Фламан, А.Д.Альтшуль, Г.И.Баренблатт.

Течение с квадратичным законом сопротивления - Маннинг, Штриклер, В.М.Маккавеев и А.В.Караушев, И.Ф.Карасев, В.С.Алтунин.

Суммарные логарифмические формулы для гладкостенного и квадратичного течений - А.П.Зегжда, Кольбрук и Уайт.

Бурное и аэрированное течения - С.С.Багдасарян, М.Ф.Срибный, А.В.Соколовский и П.В.Покровский.

Слабое турбулентное течение с малыми уклонами ( $\leq 10^{-5}$ ) и малыми скоростями ( $\leq 0,1$  м/с) - в низовьях рек, водохранилищах, в Невской губе - Е.Срепп, В.А.Знаменский, А.Н. Оспанов, А.В.Лютиков.

Течение в открытых потоках с размываемым и грядовым дном, в котором гидравлические сопротивления зависят от средней или динамической скорости - Ш.Кулон, Жирар, Прони, Эйтельвейн (19 век), Х.А.Эйнштейн, М.А.Великанов, Т.Маддок, К.В.Гришанин, В.С.Боровков, В.Е.Сергутин и Ю.П.Рябокоть, К.П.Месхели, В.С.Вербицкий

Динамика донных форм - Я.Богарди, М.Ялин, З.Д.Копалиани.

Течение над грядами - В.С.Кнороз.

Меандрирующие реки - М.М.Гендельман.

Показано, что формулы гидравлических сопротивлений, полученные разными авторами и весьма различные по записи,

при переходе к элементарным аргументам обнаруживают функциональную близость, а иногда даже совпадение. Для нескольких формул определены границы их применения.

### ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ КАРТА РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ТЕЧЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ И ЕЕ ТРЕХМЕРНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ

На основе аналитических формул гидравлических сопротивлений и границ их применимости на гидравлической плоскости (рис.1) построена карта десяти видов течений открытых потоков с жестким и размываемым дном для диаметра частиц донных отложений и высоты шероховатости  $d = \Delta = 0,1$  мм и соответствующего коэффициента шероховатости  $n = 0,02$  (для квадратичного течения). На карте показано также пятнадцать характерных границ. Пределом гидравлического описания служит соотношение  $C_U = \lambda_U = 1, U = u_*$ .

Сплошное течение с  $U < u_*$  физически не реально, его останавливает гидравлическое сопротивление и поток становится несплошным. Для ламинарного течения этот предел соответствует значению  $Re_* = 3$  и представлен линией 15. Для жесткого дна по лабораторным данным и зависимостям А.П.Зегжды линии 1,2,4,5 отвечают соответственно значениям  $Re_* - 48,81; 82,92, \tilde{u}_* - 2,94; 20,4$ . Для размываемого дна по лабораторным данным и зависимостям Я.Богарди линиям 10,11,12,13,14 соответствуют значения  $\tilde{u}_j = 0,47; 0,61; 1,34; 2,25; 3,4, j = 0,1,2,3,4$ . Эти лабораторные зависимости оказались очень близкими к натурным данным Л.Ван Рийна.

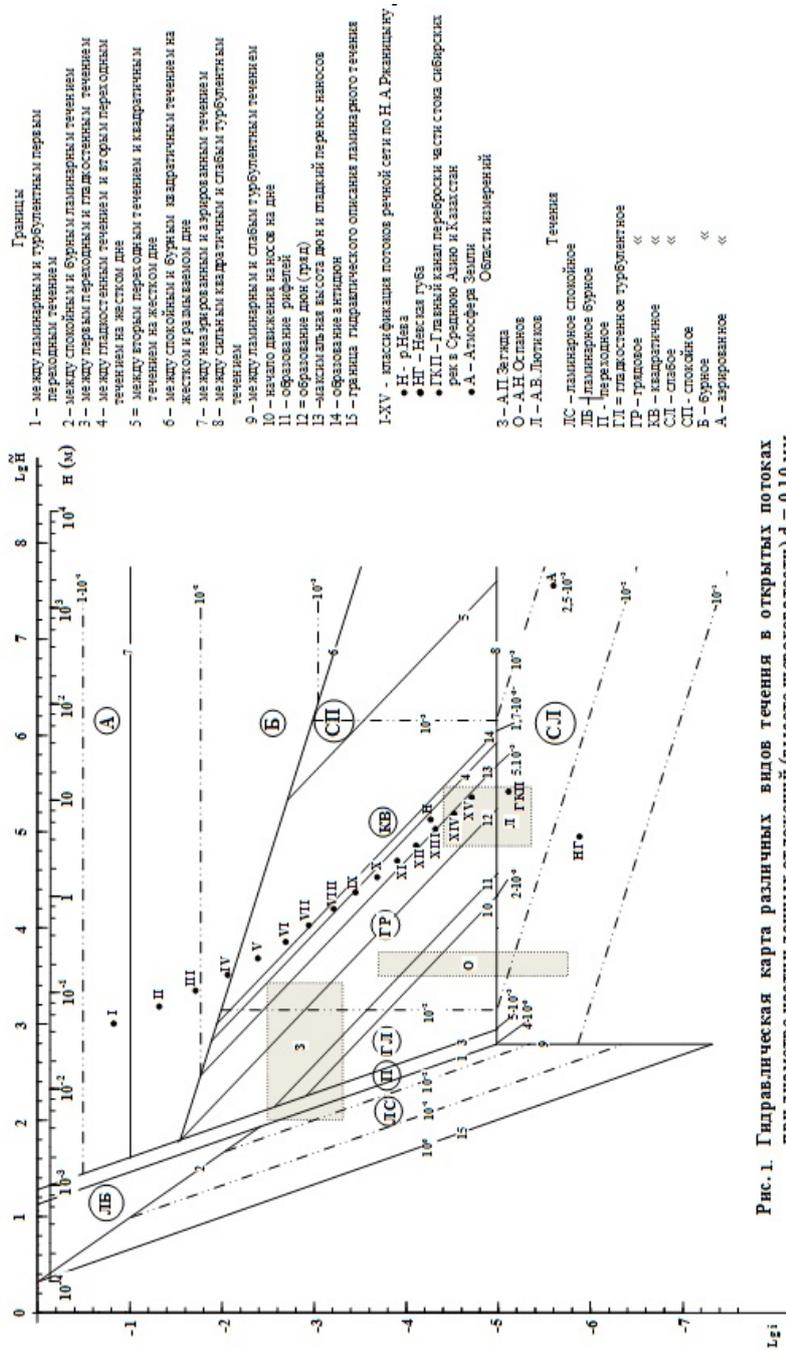


Рис. 1. Гидравлическая карта различных видов течения в открытых потоках при диаметре частиц донных отложений (высоте шероховатости)  $d = 0,10$  мм и коэффициенте шероховатости  $n = 0,02$

На основании этих данных автор определил, что величина  $\lambda_{\text{Г}}$  медленно растет на линиях 10,11,12,13 по зависимости  $\lambda_{\text{Г}} \sim \tilde{u}_{*}^{2/3}$ , а затем на линиях 13, 14 резко убывает по зависимости  $\lambda_{\text{Г}} \sim \tilde{u}_{*}^{-2}$ , т.е. на линиях 10 - 14 имеет место аналитическая зависимость величины  $\lambda_{\text{Г}}$  в форме грядового холма сопротивления. Вертикальные линии  $\lambda_{\text{Г}} = 10^{-2}$ ,  $10^{-3}$  соответствуют расчету квадратичного течения по формуле Маннинга. Для размываемых русел эту монотонно убывающую формулу уточняет вышеуказанный холм.

Необходимым условием гладкостенного течения является наличие вязкого подслоя. Начало движения частиц донных отложений при  $\tilde{u}_{*0} = 0,47$  разрушает вязкий подслей и резко уменьшает верхнюю границу гладкостенного течения на жестком дне при  $\tilde{u}_{*} = 2,94$ . Поэтому в натуральных потоках с глубиной  $H > 1$  м и мелкопесчаными донными отложениями гладкостенное течение не существует.

По натурным данным З.Д. Копалиани для песчаных грунтов возрастание высоты гряд происходит по зависимости  $\tilde{h}_{\text{Г}} \sim \tilde{u}_{*}^{1,5}$ , а убывание - по  $\tilde{h}_{\text{Г}} \sim \tilde{u}_{*}^{-2,5}$ . Таким образом, изменение величины  $\lambda_{\text{Г}} = f(\tilde{u}_{*})$  аналогично, а по асимметрии, подобно изменению высоты гряд. В распоряжении автора нет опытных данных, которые позволили бы определить нижнюю и верхнюю границы грядового холма сопротивлений. Поэтому в первом приближении принято, что этими границами являются линии 8 и 6. В непосредственной близости от этих границ используется формула Маннинга. Выше линии 6, которая соответствует значению  $\text{Fr} = 1$  по Маннингу, находится область бурного и азрированного течения, где величина  $\lambda_{\text{Г}}$

согласно формуле С.С.Багдасаряна возрастает с ростом уклона. Ниже линии 8 расположена область слабого течения, в которой величина  $\lambda_{\text{г}}$  согласно формуле А.В.Лютикова возрастает с уменьшением уклона.

На рис.1 нанесены также точки, которые соответствуют характеристикам речных потоков (I - XV) по классификации Н.А.Ржаницына. Эти точки образуют «спадающий» ряд. Точки XI - XV больших речных потоков лежат почти на линии  $\bar{u}_{\text{г}} = 2,25$ , которая отвечает максимуму высоты донных гряд по Я.Богарди и Л.Ван Рийну. Эта близость объясняется тем, что в указанных речных потоках средний диаметр донных отложений имеет порядок 0,1 мм. Начиная с X порядка точки речных потоков «уходят» вверх из области грядового дна вследствие увеличения динамической скорости и диаметра частиц донных отложений. Отсюда следует, что точки I - X носят нерасчетный, иллюстративный характер, т.к. фактически относятся к другим картам течения. Известно, что в потоках с галечно-гравийным дном с  $d \approx 5$  мм, крупные донные формы не образуются. Поэтому на картах течения для крупных наносов грядовой холм сопротивления отсутствует.

По данным экспериментов А.П.Зегжды, А.Н.Оспанова, А.В.Лютикова на рис.1 нанесены области изменения величин  $\bar{H}$ ,  $i$  (для максимальных и минимальных измеренных значений). Такие области необходимы для определения исследованных видов течения и пределов экстраполяции полученных формул.

Гидравлическая карта течений (рис.1) – плановое представление коэффициента гидравлического сопротивления с нанесенными горизонталями, линиями постоянных значений

$\lambda_v$ , аналогична географической карте. По этой карте можно представить трехмерный гидравлический объект – поверхность  $\lambda_v$  над гидравлической плоскостью. Это овраг с крутым тыловым ламинарным склоном, за которым следуют небольшая «яма», соответствующая переходному течению, слабо наклонное гидравлическое дно, соответствующее гладкостенному и квадратичному сопротивлению, а на дне оврага находится асимметричный грядовой холм сопротивления (для размываемого дна потока). У оврага имеется два боковых склона, которые отвечают слабому и бурному течениям. Поперечное сечение оврага при глубине порядка 1 м приблизительно симметрично по уклону и имеет форму «протяженной» ямы.

Ряд авторов, например, М.Ф.Срибный, И.Ф. Карасев, Д.В. Штеренлихт приводят таблицы коэффициента шероховатости  $n$ . В этих таблицах имеются одинаково большие значения  $n = 0,1 \text{ -- } 0,2$  как для рек болотного типа с очень маленькими уклонами, так и для рек водопадного типа с большими уклонами  $J \approx 0,1$ . В первом случае имеет место слабое течение, во втором - бурное. Изменение величин  $n$ ,  $\lambda_v = f(i)$  при  $H \sim 1$  м однотипно. Поэтому полученная поверхность  $\lambda_v = f(H, i)$  учитывает известную закономерность изменения величины  $n$  в речных потоках. Верно и обратное. Указанная закономерность в неявной форме учитывает наличие слабых и бурных течений и их симметрию по уклону. Самые глубокие водные потоки, в которых имеются «сплошные» течения и к которым применимо гидравлическое описание, существуют в низовьях рек, в озерах и водохранилищах. Ориентировочно, по данным для р. Нижняя Тунгуска, их глубину можно считать равной 100 метров. Тогда «вертикаль»  $\log H = 6,33$  на гидравлической плоскости есть условная правая граница

гидравлического описания водных потоков. Однако и правее этой границы есть характерная точка, но не водного, а воздушного потока земной атмосферы, где среднее течение есть предельно большой открытый поток в однородной атмосфере с  $H_A = 10$  км,  $U = 10$  м/с,  $u_* = 0,5$  м / с,  $C_V = 20$ ,  $\lambda_U = 0,0025$ ,  $i = 2,55 \cdot 10^{-6}$ . Для воздуха при среднем значении  $v = 0,15$  см<sup>2</sup>/с,  $L_{vg} = 0,0024$  см. Тогда  $\log \bar{H} = 7,55$ ,  $\log i = - 5,59$ .

### БОЛЬШОЙ СБОР ОПЫТНЫХ ФОРМУЛ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕЗИ.

Автором составлен список из 98 преобразованных в НСЕ формул коэффициента Шези различных авторов, который можно назвать Большим сбором. Все формулы имеют степенной вид  $C_V = A_C \bar{H}^{x/y}$ . В величину  $A_C$  может входить не учитываемая зависимость от  $\bar{d}$ . На гидравлической плоскости постоянному значению этой зависимости соответствует прямая линия (горизонталь)  $\log C_{Ve} = \log A_C + x \log \bar{H} + y \log i$  и направляющий вектор  $\vec{C}_V = (x, y)$ . Этот вектор откладывается из нулевой точки и показывает как возрастание величины  $C_V$ , так и убывание величины  $\lambda_U$ ,  $\vec{\lambda}_U = - 2 \vec{C}_V$ . Поэтому направления векторов  $C_V$  одновременно показывают направления «стока» с поверхностей  $\log \lambda_U$ . На рис.2 частично показаны «стрелки» векторов  $\vec{C}_V$ , там, где они не «загромождают» чертеж. Для остальных векторов  $\vec{C}_V$  показаны только их концы в виде точек. Множество векторов  $\vec{C}_V$  и указанные точки дают общее представление о «сумме» существующих формул коэффициента Шези. Значительная часть опытных точек лежит на четырех линиях:  $\bar{H}$ ,  $i$ ,  $\bar{u}_*$ ,  $Re_*$ . Такая

группировка отвечает разделению авторов по основным направлениям изучения ГС.

На положительной части оси  $H$  лежат точки, отвечающие квадратичному сопротивлению, с различными показателями, отличающимися на порядок.  $C_U \sim H^x$ ,  $x = 0,055; 0,1; 0,111; 0,125; 0,142; 0,143; 0,15; 0,157; 0,167; 0,194; 0,2; 0,22; 0,25; 0,5$ . На оси  $i$  имеются точки разных знаков.  $C_U \sim i^y$ ,  $y = -0,546; -0,5; -0,392; -0,375; -0,333; -0,25; 0,714; -0,167; -0,1; -0,07; 0,055; 1,5$ . Максимальное положительное значение  $y = 1,5$  отвечает формуле Г.А.Гладкова, полученной для перекатов спокойных русловых потоков. Значение  $y = -0,39$  отвечает формуле С.С.Багдасаряна для бурных потоков. Остальные точки на оси  $i$  точной раскодировки не имеют. На линии  $\bar{u}_*, 0,5 \log H + 0,5 \log i = 0$ ,  $C_U \sim \bar{u}_*^m = H^{0,5m} i^{0,5m}$ ,  $m = -2; -1,7; -1,16; -0,72; -0,5; -0,33; -0,06; 0,024; 0,06; 0,2; 0,33; 0,52; 0,64; 0,67; 0,7; 1,0; 3,0$ .

Отрицательные значения  $m$  соответствуют увеличению высоты гряд, положительные – их максимуму и уменьшению. Минимальное значение  $m = -2$  по формуле Б.Ф.Снищенко и Г.Г.Мессерлякса отвечает максимально быстрому росту высоты гряд. Максимальное значение  $m = 3$  отвечает максимально быстрому смыву гряд по данным Л.Ван Рийна и по формуле Алама и Кеннеди. Эти экстремальные значения  $m$  также отвечают асимметрии динамики донных форм и величины  $\lambda_U$  - рост гряд происходит менее интенсивно, чем их смыв. Различие в значениях показателя  $m$  означает, что динамика донных форм многообразна и многостадийна, как в свое время предполагали Н.С.Знаменская и Сентюрк.

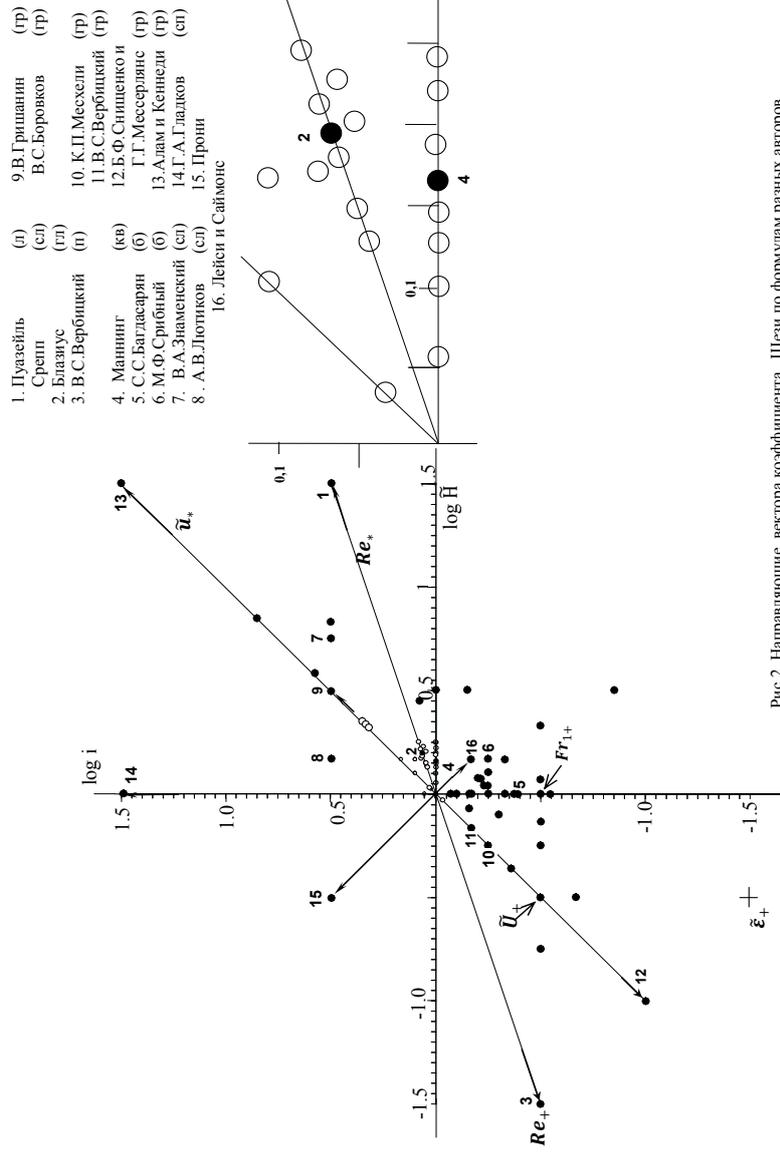


Рис.2. Направляющие вектора коэффициента Шези по формулам разных авторов

Разброс значений показателя  $m$  связан с тем, что для активного грядового дна при  $\rho_+ = const$  величина  $\lambda_U$  зависит не только от величины  $\tilde{u}_*$ , но и от соответствующих пар величин  $(H, d)$ ,  $(\bar{H}, i)$ ,  $(d, l)$ . Это следует из общей формы зависимости  $C_U = f(H, l, d)$ . На линии  $Rs_* = 1,5 \log \bar{H} + 0,5 \log l = 0$ ,  $C_U \sim Rs_*^m = \bar{H}^{1,5m} l^{0,5m}$ ,  $m = -1; 0,091; 0,123; 0,13; 0,143; 0,167; 1$ . Отрицательное значение  $m = -1$  относится к переходному течению, а максимальное положительное значение  $m = 1$  - к ламинарному и слабому течениям. Остальные точки соответствуют различным случаям гладкостенного сопротивления, в том числе и фиктивного. Часть опытных точек лежит вне указанных линий, в первой четверти гидравлической плоскости ( $x > 0, y > 0$ ), в третьей четверти ( $x < 0, y < 0$ ), в четвертой четверти ( $x > 0, y < 0$ ). Во второй четверти ( $x < 0, y > 0$ ) есть только одна точка, которая соответствует давней формуле Прони. Каждая формульная точка  $\bar{C}_U$  на гидравлической плоскости определена на основании экспериментальных данных, которые получены ее автором в определенных диапазонах изменения величин  $\bar{H}, i$  для конкретных значениях  $\bar{d}, \bar{l}$ . У большинства авторов такой информации недостаточно или она представлена в неполном объеме или утеряна за давностью лет, поэтому раскодировка большинства формул Большого сбора с точным указанием исследованных областей и видов течений практически невозможна. В экспликации рис.2 приведена пофамильная нумерация точек, для которых на основе предыдущего изложения можно точно указать их применимость к отдельным видам течения. Формулы Прони  $C_U \sim \left(\frac{H}{l}\right)^{0,5}$ , Лейси и Саймонса  $C_U \sim$

$\left(\frac{t}{R}\right)^{1/6}$  предположительно относятся к описанию верхней и нижней границ грядового холма сопротивления. С помощью вектора  $\vec{c}_v$  можно сразу определить вектора  $\vec{U}$ ,  $\vec{Re}$ ,  $\vec{Fr}_1$ ,  $\vec{\epsilon}$ , которые определяют направления возрастания величин  $U$ ,  $Re$ ,  $Fr_1 = \sqrt{Fr}$ ,  $\epsilon$ . Вектора  $\vec{U}$ ,  $\vec{Re}$ ,  $\vec{Fr}_1$ ,  $\vec{\epsilon}$  откладываются из соответствующих реперных точек  $\vec{U}_+ = (-0,5; -0,5)$ ,  $\vec{Re}_+ = (-1,5; -0,5)$ ,  $\vec{Fr}_1_+ = (0, -0,5)$ ,  $\vec{\epsilon}_+ = (-0,5; -1,5)$ . Проведенные из этих точек вектора «дотягиваются» до концов векторов  $\vec{c}_v$ . В настоящее время автором подготовлена к печати монография из восьми глав, название которой совпадает с названием этого доклада. В монографии подводятся первые, широкие итоги более чем двухсотлетнего изучения гидравлических сопротивлений открытых потоков и приводятся результаты исследования автора по гидравлике, турбулентности и моделированию этих потоков. Содержание доклада весьма кратко соответствует содержанию первых четырех глав монографии. Аналитические формулы и литературные источники, которые не указаны в докладе из-за ограниченности его объема, приведены в монографии.

## ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СУДОХОДСТВА В УСЛОВИЯХ КЛИМАТООБУСЛОВЛЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЧНОГО СТОКА

**Г.Л. Гладков**

*Государственный университет морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: gladkovgl@mail.ru*

На свободных реках величина нормируемой судоходной глубины на перекатах зависит от двух факторов: высоты (отмет-

ки) проектного уровня путевых работ с заданной обеспеченностью (вероятностью непревышения по данным многолетних наблюдений за навигационными уровнями воды) и принятой отметки проектного дна для выполнения дноуглубительных работ на перекате. В естественных условиях уровни воды в реке изменяются в широких пределах в результате сезонного изменения величины стока воды. Вместе с уровнями воды, вследствие сезонных переформирований, в течение календарного года изменяются отметки гребней перекатов.

Используемые в настоящее время на внутренних водных путях значения (отметки) проектных уровней путевых работ были определены, в основном, на рубеже 80–90-х годов и ранее и отвечают показателям интенсивности судоходства и гидрологическим характеристикам речных бассейнов того времени. При этом за последние 20–25 лет гидрологическая и судоходная характеристики в бассейнах существенно изменились.

Следует учитывать, что за прошедший период времени на 35 опорных гидрологических постах, расположенных в границах 8 бассейнов внутренних водных путей в связи с недостаточным финансированием на содержание водных путей были изменены отметки проектных уровней путевых работ. При этом нужно признать, что произошедшие изменения отметок проектных уровней воды в меньшей степени затронули магистральные водные пути. На водных путях в границах ЕГС, а также в тех случаях, когда не получили развития процессы, обусловленные однонаправленными антропогенными изменениями руслового режима, например, в нижних бьефах гидроузлов, ситуация с гидрологическим обеспечением судоходства остается относительно благополучной.

Наибольшие изменения в порядке организации путевых работ, связанные с корректировкой отметок проектных уровней воды, произошли на реках Северо-Двинского (23 поста) и Печорского бассейнов (4 поста). На этих водных путях [1] в прежние годы судоходные глубины поддерживались, преимущественно, в результате производства землечерпательных работ. Поэтому повышение отметок проектных уровней путевых работ за прошедший период времени было оправданным решением руководства ГБУ на местах при сокращении объемов перевозок на этих реках и недостаточном финансировании на содержание водных путей.

В других бассейнах, напротив, где объемы перевозок также незначительны, судоходные глубины зачастую поддерживаются от уровней воды, имеющих обеспеченность практически до 100%. А это значит, что на этих водных путях бюджетные средства используются недостаточно эффективно.

Имеющиеся данные показывают, что в разных бассейнах произошедшие изменения проектных уровней путевых работ ухудшили качественные характеристики водных путей в различной степени. Диапазон изменения значений обеспеченности проектных уровней в отдельных бассейнах является неоправданно большим и в этих вопросах на водных путях отсутствует какая-либо система и элементарный порядок. Отсутствует современная нормативная база по производству путевых работ, проблемам классификации водных путей и нормирования проектных уровней путевых работ.

Таким образом, данные вопросы, связанные с нормированием проектных уровней путевых работ, на сегодняшний день являются ключевыми при выработке

дальнейшей стратегии по восстановлению габаритов водных путей. При этом гидрологическое обоснование путевых работ на судоходных реках должно быть выполнено до начала проведения работ по восстановлению судоходных глубин на водных путях. Это позволит оптимизировать текущие расходы на содержание внутренних водных путей. Вторым аргументом, обуславливающим необходимость разработки гидрологического обеспечения условий судоходства на внутренних водных путях, является то, что к настоящему времени на всех судоходных реках произошли значимые изменения характеристик внутригодового распределения речного стока. В разных речных бассейнах эти изменения проявились различным образом.

Исследования динамики изменения характеристик водных ресурсов страны [2, 3], выполненные за 1936–2012 годы, показывают, что за последние три десятилетия в этом ряду наблюдений водные ресурсы испытывают значительные изменения во времени. При этом, для крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана (Печора, Енисей, Лена) характерной является повышенная водность. Выше нормы был сток реки Волги, хотя последние годы были относительно маловодными. Существенное снижение водности в последние два десятилетия произошло в бассейнах Дона, Верхней Оби и Иртыша.

Главной особенностью изменения внутригодового распределения стока воды в пределах значительной части равнинной территории ЕТР стало уменьшение роли половодья в формировании годового стока рек, уменьшение максимальных и очень значительное увеличение минимальных расходов воды. Типичный для рек региона восточно-европейский тип водного режима с одним годовым максимумом стока трансформируется в режим, для которого характерен гребенчатый тип гидрографа в период максимального стока. Ранее таких изменений водного режима не происходило вследствие до-

минирующей роли стока за период весеннего половодья. В этих районах в результате повышения зимних температур воздуха возросло число и продолжительность оттепелей, уменьшились предвесенние запасы воды.

Увеличение водности рек в зимний сезон года характерно практически для всей территории страны. Зимний сток в бассейнах Волги, Дона, рек Запада ЕТР возрос на 50 – 120%. Здесь в колебаниях минимального стока холодного периода выявлены статистически значимые положительные тренды. Они обусловлены увеличением увлажненности, подземного питания рек и значительным возрастанием естественной зарегулированности стока.

Летне-осенний сток рек во многих регионах России также возрос. Наиболее существенное его увеличение (на 40–70%) характерно для рек южной части лесной, лесостепной и степной зон ЕТР. В верхней части бассейна Северной Двины это увеличение не превышало 25%. На реках юга Западной Сибири минимальные расходы воды в целом возрастали (на фоне увеличения коэффициента вариации стока), увеличение зимнего стока на 20–40% произошло на реках бассейна Лены, а также в бассейнах рек Оленёк, Яна, Индигирка.

Максимальные расходы воды в бассейнах рек, где произошло снижение стока весеннего половодья, существенно снизились. Уменьшение максимального стока на 20-40% характерно для большинства рек юго-западной и западной частей ЕТР, где максимальные расходы формируются в период весеннего половодья. Напротив, на реках страны, где максимальные в году расходы воды формируются в период прохождения дождевых паводков (Северный Кавказ, Дальневосточное Приморье), в целом происходит увеличение повторяемости опасных наводнений. Увеличение повторяемости паводков отмечается также на Среднем Урале и юге Запад-

ной Сибири, а наводнений, вызванных образованием заторов льда, в средней части бассейнов Лены и Енисея.

Данные исследования [2, 3] проводились в интересах Росводресурсов с целью изучения климатообусловленных изменений стока рек и не имеют прямого отношения к нуждам водного транспорта. Полученные материалы показали, что в результате проявления на реках однонаправленных положительных линейных трендов стока в летне-осенний и зимний периоды времени произошли нарушения однородности (стационарности) многолетних рядов наблюдений. Это необходимо будет учитывать в дальнейшем в практической деятельности при гидрологическом обосновании путевых мероприятий на внутренних водных путях.

Очевидно, что использование новых данных в области речной гидрологии позволит существенным образом улучшить качество гидрологического обеспечения условий судоходства на внутренних водных путях. Объективно следует ожидать, что в отдельных бассейнах водных путей вследствие перераспределения внутригодового стока в пользу межнно-осеннего периода произойдет значимое повышение уровней воды в маловодные периоды навигации. В этих бассейнах возможно ослабление зависимости качества судоходных условий на плесе от объемов эксплуатационного землечерпания.

Также следует полагать, что вместе с изменением гидрологического режима на судоходных реках будет происходить изменение руслового режима рек – изменение характера и интенсивности сезонных переформирований перекатов, изменение морфологического строения речных русел и др. В результате изменения характера распределения речного стока, судя по всему, придется вносить определенные корректировки в сложившиеся и апробированные за длительный пе-

риод времени методы планирования и организации дноуглубительных работ на судоходных плесах.

По всей видимости, с учетом происходящего увеличения речного стока в зимние периоды времени, следует начать прорабатывать возможные пути и технические решения для организации выправления речных русел для нужд судоходства с использованием зимних сооружений. Для подтверждения этих соображений и повышения надежности гидрологического обеспечения условий судоходства на внутренних водных путях необходимо провести комплексные исследования гидрологического и руслового режимов судоходных рек. С учетом изложенного представляется целесообразной следующая последовательность действий при разработке гидрологического обоснования путевых мероприятий на внутренних водных путях.

Необходимо переработать нормативную литературу, регламентирующую вопросы производства путевых работ на внутренних водных путях. Определить и нормативно закрепить нормируемые значения обеспеченности проектных уровней путевых работ для всех групп внутренних водных путей, в зависимости от характеристик водного пути и современной интенсивности использования водного пути для судоходства.

Установить (уточнить) нормируемые значения обеспеченности проектных уровней путевых работ на всех участках внутренних водных путей с гарантированными габаритами судовых ходов. В соответствии с принятыми нормативными значениями обеспеченности проектных уровней путевых работ определить отметки проектных уровней путевых работ в створах опорных гидрологических постов и в границах судоходных плесов.

Для установления расчетных значений проектных уровней воды необходимо исследовать современное состояние гидрологического и руслового режимов в пределах анализируемого участка водного пути (судоходного плеса). Это позволит выявить и учесть на каждом судоходном участке степень влияния на режим реки антропогенных и климатообразующих факторов.

Качественное выполнение гидрологического обоснования путевых мероприятий на судоходных реках позволит оптимизировать объемы эксплуатационного землечерпания для обеспечения установленных значений гарантированных габаритов судовых ходов. Это даст возможность при организации путевых работ на судоходном плесе со временем сместить акценты на выполнение работ по выправлению русел рек для судоходства и коренному улучшению судоходных условий с целью получения долговременного эффекта от вложения бюджетных средств.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Водные пути и русловые процессы: Сборник научных трудов. Выпуск 1 / Под редакцией проф. Г.Л. Гладкова – СПб.: СПГУВК, 2012. – 224 с.
2. Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Гидрологический режим и водные ресурсы. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, гл. 2, М.: Росгидромет, 2012. – с. 53–86.
3. Георгиевский В.Ю., Коронкевич Н.И., Алексеевский Н.И. Водные ресурсы и гидрологический режим рек РФ в условиях изменения климата // Тезисы пленарных докладов VII Всероссийского гидрологического съезда. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2013. – с. 26–32.
4. Гладков Г.Л. Обеспечение условий судоходства на внутренних водных путях / Журнал Транспорт РФ. Наука и

транспорт. Морской и речной транспорт. – СПб.: Премиум-Пресс, 2014. - №1. – С.8-14.

5. Русловые процессы и водные пути на реках бассейна Северной Двины. Под редакцией Р.С. Чалова, М.: ООО “Журнал “РТ”, 2012. – 492 с.

## **МОДЕЛИРОВАНИЕ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ, ВЫЗВАННЫХ ВОЛНОВЫМ И ТЕРМИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ, НА РЕКАХ КРИОЛИТОЗОНЫ**

**Е.И. Дебольская**

*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: e\_debolskaya@yahoo.com*

### **ВВЕДЕНИЕ**

Под влиянием хозяйственной деятельности происходят нарушения в естественном процессе деформаций берегов рек, увеличение протяженности зон размывов. Регулирование стока рек водохранилищами, прохождение волн попусков в нижних бьефах сопровождаются активизацией размывов берегов ниже плотин. Со временем этот процесс затухает по мере того, как вырабатывается новое соотношение между формой русла и гидравлическими характеристиками потока, но длительность его проявления составляет многие десятилетия.

Действующие в настоящее время нормативные документы по расчету русловых деформаций, разработанные на основе теории русловых процессов, предполагают их применение, в основном, на реках немерзлотной зоны. В зоне многолетнемерзлых пород (ММП) русловые процессы развиваются по другим сценариям. Мерзлота при ее растеплении может играть роль как сдерживающего, так и усиливающего скорости деформации берегов фактора, т.к. сильнольдистые тонкодис-

персные породы при оттаивании приобретают текучие свойства. В этих документах совершенно не учитывается высокая ранимость природных комплексов Севера, их быстрая, и чаще всего негативная реакция почти на любое антропогенное воздействие, а также их низкая восстановительная способность. Повышение среднегодовых температур и деградация вечной мерзлоты, усиление антропогенного воздействия, вызванного возрастающим уровнем добычи и транспортировки полезных ископаемых, и в первую очередь углеводородов, ставят задачи не только подробного постоянного мониторинга состояния окружающей среды, но и построения адекватных математических моделей физических процессов, лежащих в основе этих изменений. До сих пор не существовало математических моделей, которые позволяют с достаточной степенью достоверности оценивать процессы разрушения берегов. В Институте водных проблем РАН разработан комплекс математических моделей для расчетов характеристик водных потоков и русловых деформаций в реках, протекающих в условиях криолитозоны. В основу математических моделей термоэрозии береговых склонов рек, протекающих в районах ММП, и их верификации положены результаты лабораторных экспериментов, выполненных в гидравлической лаборатории Российского университета дружбы народов.

## **ОПИСАНИЕ МОДЕЛЕЙ**

### **1. Модель русловых деформаций, развивающихся под воздействием волн различного происхождения и таяния ледяных пластин, замороженных в береговой склон [1].**

Модель позволяет рассчитывать русловые деформации при воздействии волн различного происхождения, т.е. в условиях неустановившегося течения, и таяния ледяных пластин, замороженных в береговой склон.

Модель основана на уравнениях неустановившегося движения жидкости в двухмерной постановке, уравнении Стефана

для определения перемещения границы фазового перехода “вода-лед” и уравнении сохранения массы переносимых наносов (уравнении деформаций).

Моделируется одновременное воздействие тепловой и механической эрозии, которая усугубляется воздействием волн различной интенсивности и продолжительности, распространяющихся в русле. Этот процесс отличается от так называемого thermo-erosional niching - процесса, или образования ниш вытаивания, тем, что одной из причин последнего многие исследователи считают наличие в береговом откосе переслоенности складывающихся его грунтов с различной связностью, объясняя ею различную скорость изменения адгезии в разных слоях в результате нагревания и разную реакцию на механическое воздействие водного потока. В модели грунт однороден, но переслоен ледяными пластинами, что часто встречается в природе. По существу модель описывает процесс латеральных русловых деформаций и в частности так называемый niching процесс, что позволяет дать ответ на вопросы, давно поставленные в этой области, например, какую роль играет замороженность грунта на его размываемость. Ответы на этот вопрос могут быть прямо противоположными, что следует из анализа литературных источников. Модельные эксперименты позволяют выявить наиболее значимые факторы изучаемого процесса и рассмотреть воздействия волн разной продолжительности и интенсивности (половодья и попусков с гидротехнических сооружений), оценить характер и объемы русловых деформаций.

## **2. Модель распространения загрязняющих веществ, освобождаемых при размыве береговых склонов, обусловленном термоэрозией [2].**

Разработанная математическая модель распространения примеси в потоках с деформируемыми руслами, сложенными многолетнемерзлыми породами, позволяет адекватно

описывать происходящие процессы и давать прогностические оценки их динамики в условиях изменения климата. Повышение температур воды и воздуха, приводящее к изменениям в русловых деформациях за счет таяния мерзлых грунтов и пластов льда, включенных в грунт, вносят изменения и в динамику переноса примесей водными потоками. Об этом свидетельствуют как данные натурных наблюдений, так и лабораторные эксперименты. Это подтверждают и численные эксперименты, проведенные с использованием математической модели. В результате формирования таликов, заполняемых потоком, переносящим примесь, условия равномерности потока нарушаются, что приводит к нестационарности распространения примесей. Интенсивность распространения загрязняющих примесей в случае нахождения источника в оттаивающих участках берега в значительной степени зависит от глубины залегания источника в грунте и высоты расположения относительно дна потока.

### **3. Модель русловых деформаций, развивающихся при одновременном воздействии таяния грунта береговых склонов и нестационарного водного потока, в частности волн различного происхождения, вызывающих катастрофические наводнения.**

С ее помощью проведено исследование размыва берегового склона, изначально полностью сложенного замороженным грунтом, в отличие от модели с включением в не замороженный грунт ледяных пластин. Предполагается, что свойства всего грунта меняются при достижении температуры фазового перехода. Система базовых уравнений гидродинамики и деформаций дополнена уравнением теплопереноса в грунте. Пористость грунта меняется скачком от нулевого значения, соответствующего мерзлому состоянию, к значению, принятому при постановке задачи и зависящему в общем случае от других свойств грунта. Валидация модели проводилась по

данным лабораторного эксперимента. Участки берегового склона были предварительно заморожены. Были проведены эксперименты с волнами различной интенсивности. Пористость грунта в лабораторных экспериментах не варьировалась, но численные эксперименты проводились при различных значениях пористости грунта. На рис. 1 приведены рельеф русла до начала проведения эксперимента, рассчитанные рельефы участка русла после прохождения волны с двукратным превышением начальной глубины потока продолжительностью 2 секунды через 40 минут эксперимента.

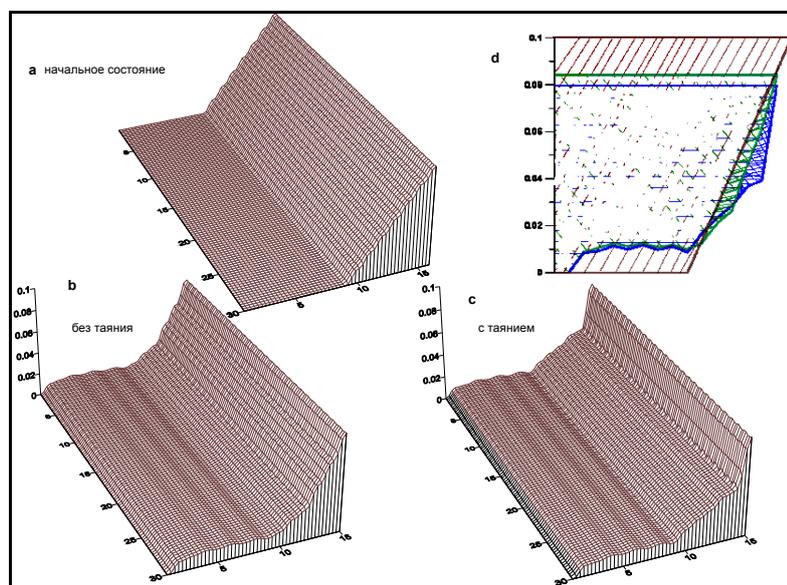
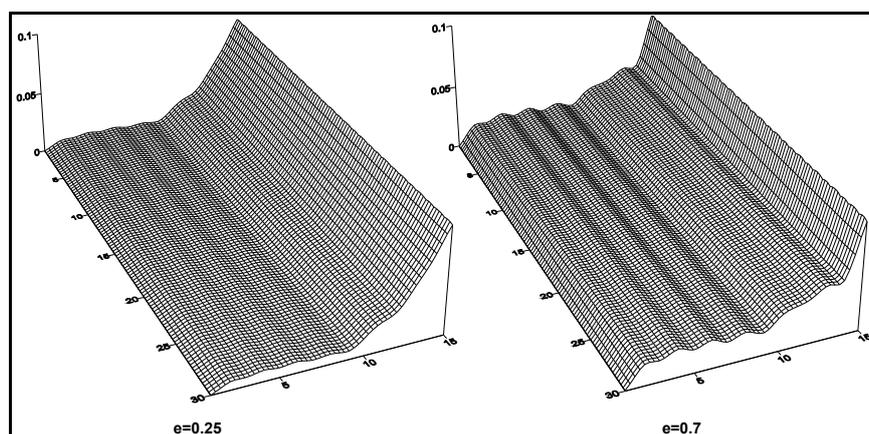


Рис. 1. Результаты расчетов русловых деформаций, развивающихся при одновременном воздействии таяния грунта берегового склона и нестационарного водного потока: а - рельеф до начала волнового воздействия и нагревания, б - после волнового воздействия без нагревания, с - после волнового воздействия и нагревания, d - поперечные сечения (коричневым цветом обозначено сечение до воздействия, зеленым – без таяния, синим – с таянием)

Левый берег не подвергался деформациям, что соответствовало лабораторному эксперименту в лотке с одной металлической стенкой. Для сравнения приведен также результат расчетов для грунта, не подвергавшегося таянию, т.е. при температурах окружающей среды, соответствующих зимним условиям. Здесь же приведены изменения поперечного сечения русла для этих трех случаев.

Влияние пористости грунта демонстрирует рис. 2, на котором приведены рельефы участка русла, построенные по данным расчетов, при различных значениях пористости.



*Рис. 2. Результаты расчетов русловых деформаций, развившихся через 90 мин. таяния грунта берегового склона с пористостью  $e=0.25$  и  $0.7$  и воздействия волны с двукратным превышением начальной глубины потока длительностью 2 с*

На рис.3 представлены зависимости величины эрозии и температуры окружающего грунта от времени (рис.3а), скорости эрозии от температуры грунта (рис.3б) и вид берегового склона через 1 час проведения эксперимента с первоначально охлажденным грунтом (рис.3в ).

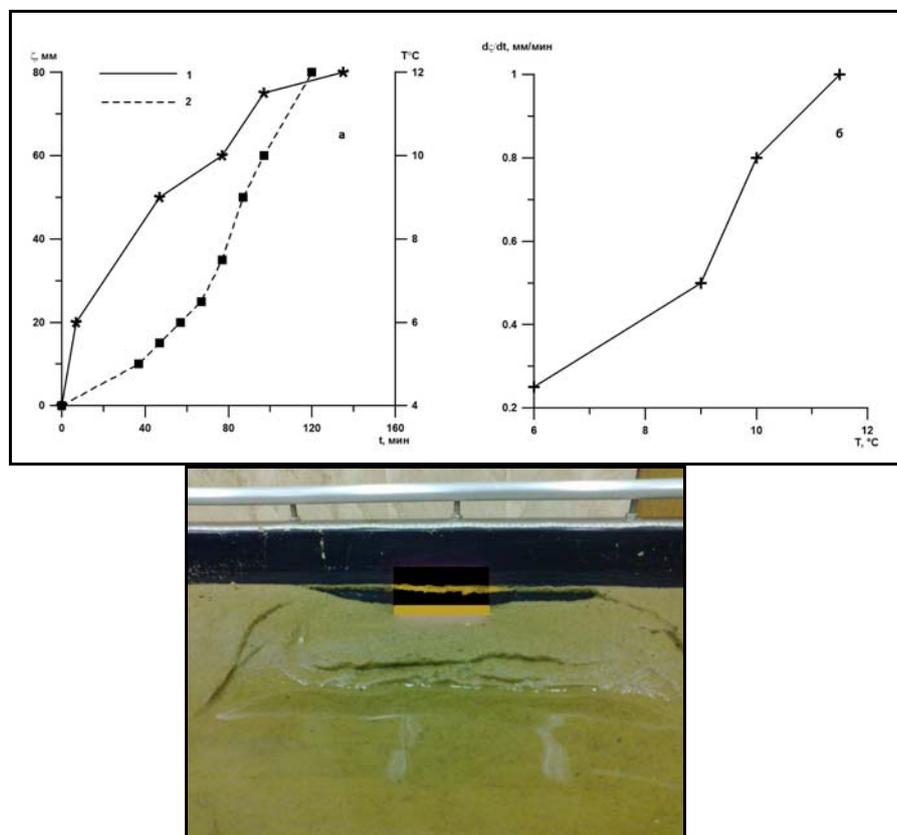


Рис.3. Изменение температуры окружающего грунта - 1 и величины эрозии - 2 во времени (а), скорости эрозии от температуры грунта (б) и вид берегового склона в результате термоэрозии через 40 минут после начала лабораторного эксперимента

## ВЫВОДЫ

Нагревание водного потока, приводящее к таянию ледяных пластов, включенных в береговой откос, оказывают интегро-дифференциальное разнонаправленное действие на русловые деформации, вызванные волновым воздействием. Этот эффект заключается в усилении процессов размыва и аккумуля-

ляции на отдельном участке при уменьшении суммарного объема переносимых наносов.

Увеличение амплитуды волны возмущения при этом вызывает переход от суммарного заиления к суммарному размыву.

При увеличении продолжительности волнового возмущения появляется тенденция к заилению. Этот вывод относится к случаю, когда ниже размываемого грунта лежит неразмываемый грунт.

Увеличение параметра связности грунта приводит к переходу от размыва (отрицательные суммы отклонений поверхности дна) к аккумуляции наносов.

Повышение температур воды и воздуха приводящие к изменениям в русловых деформациях за счет таяния мерзлых грунтов, и пластов льда, включенных в грунт, вносят изменения и в динамику переноса примесей водными потоками.

В результате формирования таликов, заполняемых потоком, переносимым примесью, условия равномерности потока нарушаются, приводя к нестационарности распространения примеси. Интенсивность распространения загрязняющих примесей в случае нахождения источника в оттаивающих участках берега в значительной степени зависит от глубины залегания источника в грунте и высоты расположения относительно дна потока. Накопление концентраций происходит более интенсивно в нижней части потока из-за меньших значений скорости течения.

Деформации русла, сложенного многолетнемерзлыми породами, обусловленные таянием всего грунта, а не ледяных пластин, вмороженных в береговой склон, определяются в большей степени пористостью слагающей породы и гранич-

ными условиями, налагаемыми на расход переносимых наносов, и в меньшей степени параметрами волнового воздействия.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Грицук И.И., Масликова О.Я., Ионов Д.Н. Моделирование деформаций русел, сложенных мёрзлыми породами, при повышении температуры окружающей среды. // Лёд и Снег. 2013. № 1(121). С. 104-111.
2. Дебольская Е.И., Остякова А.В. Моделирование переноса загрязнений потоками в деформируемых руслах в условиях криолитозоны. // Лёд и Снег. 2013. № 4(124). С. 107-113.

#### **МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ БЕРЕГОВ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ, СЛОЖЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫМИ ПОРОДАМИ**

**В.К. Дебольский\*,\*\*, Е.И. Дебольская, О.Я. Масликова, И.И. Грицук\*,\*\***

*\*Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

*\*\* Российский университет дружбы народов Москва, Россия  
e-mail: vdebolsky@mail.ru*

Для простоты моделирования термодинамических процессов на берегах рек и водохранилищ, расположенных в регионах, где превалирует наличие многолетние породы, эти берега можно представить состоящими из трех слоев – сезоннотальный слой, слой ММП и талик. Для каждого слоя существуют свои системы уравнений термо- и гидродинамики, адекватно отражающие состояние изменения грунта в совокупности с внешними условиями (изменение температуры окружающей среды и скоростей течения). Наиболее сильным (температур-

ным и механическим) воздействиям подвергается верхний, сезонноталый слой грунта. Его рыхлость и подвижность определяется воздействием волн на водной поверхности, а также воздействием стока по поверхности берегов, фильтрационных потоков, перепада температур и сезонных атмосферных осадков. Слой ММП разрушается гораздо медленнее, для его динамики характерны другие временные интервалы (десятки и сотни лет). Слой талика часто не размывается из-за небольших придонных скоростей и изолированности от внешних воздействий.

При оттаивании породы происходит перераспределения воды в каждом процессе. увеличивается доля талых потоков, при этом изменяется коэффициент проводимости грунта и, соответственно, - предельно возможный объем влаги для данного вида почв. Как следствие, изменяется возможная инфильтрация в грунт и, как следствие, изменяется во времени доля склоновых потоков. По окончании оттаивания грунта процесс движения влаги внутри склона стабилизируется, и доля склоновых потоков будет зависеть только от атмосферных осадков.

### Описание модели

#### Описание нестационарного водного потока

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \left( \frac{\tau_{ix} - \tau_{bx}}{\rho h} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left( \frac{\tau_{iy} - \tau_{by}}{\rho h} \right)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv}{\partial y} = 0$$

где  $x, y$  – декартовы координаты; ось  $x$  направлена по потоку, а ось  $y$  поперек;  $u, v$  – осредненные по глубине потока про-

дольная и поперечная компоненты скорости;  $g$  – ускорение свободного падения;  $H=h+h_0$  – уровень или отметка поверхности воды;  $h_0$  – отметка дна;  $h$  – глубина потока;  $\tau$  – компоненты касательного напряжения на дне и поверхности льда, соответственно;  $A_x$  и  $A_y$  – продольный и поперечный коэффициенты турбулентной вязкости.

Касательные напряжения  $\tau$  определяются через скорость потока  $u$  и коэффициент сопротивления  $\lambda$

$$\tau_{bi} - \tau_{ii} = \frac{\rho \lambda U_i |\vec{U}|}{2} \quad \lambda_{x,d} = \frac{2u_*^2}{u^2} \approx \frac{2(\beta u)^2}{u^2} = 2\beta^2$$

Гидродинамический блок модели состоит из двухмерных нестационарных уравнений движения и уравнения неразрывности.

### **Моделирование оседания грунта и переноса наносов в протаявших полостях**

Величина размыва в образовавшихся полостях рассчитывалась из уравнения сохранения массы переносимых наносов (уравнения деформаций):

$$\frac{\partial}{\partial t} ((1-p)z_b) + \frac{\partial Q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{sy}}{\partial y} = 0$$

где  $p$  – пористость донного материала,  $Q_{sx}$ ,  $Q_{sy}$  – продольная и поперечная составляющая расхода наносов на единицу ширины. Для определения  $Q_{sx}$ ,  $Q_{sy}$  использовались соотношения:

$$Q_{sx} = k_1 \frac{u^3}{ghw(1-C_{mn})} \quad Q_{sy} = k_2 \frac{(\alpha u)^3}{ghw(1-C_{mn})}$$

где  $d$  – средний диаметр частиц наносов,  $\rho_s$  их плотность,  $\rho$  – плотность воды,  $C$  – концентрация льда в породе.

Деформация берегового склона при оттаивании определяется в первую очередь оседанием породы под действием силы тяжести. При достаточной рыхлости породы определенную роль может играть и размыв, вызываемый течением воды, как в основном русле, так и в образовавшихся полостях.

Параметризовать оседание пород в образовавшихся пустотах, заполненных водой, практически невозможно, не зная состав грунта, его пористость, льдистость, влажность. И даже зная все эти характеристики, без проведения экспериментов с грунтом данного состава при конкретных механических и термических нагрузках, определить скорость и объемы сползания, невозможно. Математическое моделирование в сочетании с лабораторным экспериментом дает возможность, подобрав соответствующие коэффициенты, параметризовать все действующие силы без рассмотрения их в отдельности. Величину  $\beta$  можно подобрать проведя численные расчеты по модели. В какой степени размыв осаждаемого грунта влияет на деформации, можно оценить, рассчитав величину размыва отметок дна и твердых границ в образовавшихся полостях из уравнения сохранения массы переносимых наносов (уравнения деформаций).

#### **Атмосферные осадки**

$$M = E_{melt} / L_i$$

где  $L_i = 334$  Дж/кг - удельная теплота таяния (замерзания);

$E_{melt}$  - затраты тепла на таяние, Вт/м<sup>2</sup>.

$E_{melt}$  - итоговый приход тепла к снегу, ккал/см<sup>2</sup>;

$I_s$  - суммарная радиация;

$I_{ua} \cdot I_{uv}$  - излучение атмосферы и воды;

$I_m$  - турбулентный теплообмен с атмосферой;

$I_{ук}$  - теплообмен с атмосферой при испарении и конденсации.

$$M = \frac{I}{L_i \cdot (1 - e^{-\beta z}) \cdot (1 - A(t))}$$

где  $A(t)$  – изменение альбедо от времени;  $\beta$  – коэффициент ослабления ( $m^{-1}$ ) радиации на глубине  $z$  м от поверхности снега;  $T$  – время полного стаивания снежного покрова,  $t$  – текущее время.

С дождем все понятно. Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной  $0^\circ C$ . Скорость таяния  $M$  выражается в  $кг/(м^2с)$ , или  $мм/с$  для водно-эквивалентной толщины слоя и определяется как:  $M = Emelt/Li$ . Задача расчета снеготаяния решается на основе использования уравнения теплового баланса

$$Emelt = Is + Iua + Iuv + Im + Iuk$$

Используя закон, по которому интенсивность приходящей солнечной радиации ослабевает с глубиной (закон Бугера-Ламберта), учитывая изменение альбедо снега в процессе таяния и рассматривая первое уравнение как интегральную сумму возникающих потоков по толщине снежного покрова, получаем:

### **Транспортирующая способность потока в условиях ММП**

$$S = U^3/ghw,$$

где  $S$  – транспортирующая способность потока;  $U$  – средняя скорость потока;  $h$  – глубина потока;  $w$  – гидравлическая крупность незамерзшего материала.

Размыв породы, происходящий вследствие действия склонового потока, определяется из полученной нами ранее форму-

лы транспорта наносов с учетом льдистости и формулы Дарси-Вейсбаха для потока на склоне.

$$S_{инф} = S \frac{(1-k_3)}{\lambda^{4/3}} (tg\gamma)^{4/3}$$

**Доля талых потоков**

$$q_t = 1,1 \frac{\Delta i V}{1 + \Delta i}$$

$V$  – начальный объем мерзлого грунта

Скорость оттаивания почв (Винников С.Д., Проскуряков Б.В.):

$$\frac{dx}{dt} = \frac{1}{F \cdot \rho \cdot L_c} \cdot \left( \lambda_a \left. \frac{d\theta}{du} \right|_+ - \lambda_n \left. \frac{d\theta}{du} \right|_- \right),$$

где  $L_c = 33,3 \cdot 10^4$  Дж/кг – теплота плавления или кристаллизации;  $\lambda_a$  и  $\lambda_n$  – коэффициенты теплопроводности талой и промерзшей толщи;  $F$  – содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах.

Так как талые потоки возникают вследствие оттаивания содержащего в мерзлой породе льда, то доля талых потоков определяется по изменению льдистости во времени. Изменение льдистости равно отношению изменения объёма льда, содержащегося в грунте, к объёму всего вещества:

$V$  – начальный объем мерзлого грунта. Отсюда, с учётом плотности льда, объём образовавшихся потоков

**Без дождя:** использовались различные начальные параметры снега (исходная температура, плотность) и подстилающей поверхности (влажный и сухой склон). В лабораторных условиях имеется возможность пронаблюдать во времени все фазы таяния снега – образование и накопление влаги внутри снега, превращение его в фирн, и фазу оплывания, когда количество воды в фирне достигает критического значения и фирновая толща уже не может удерживать влагу. Количество

образующейся талой воды отслеживается во времени посредством инфильтрации в грунт (песок) и замерами её объема на выходе.

### Лабораторные эксперименты



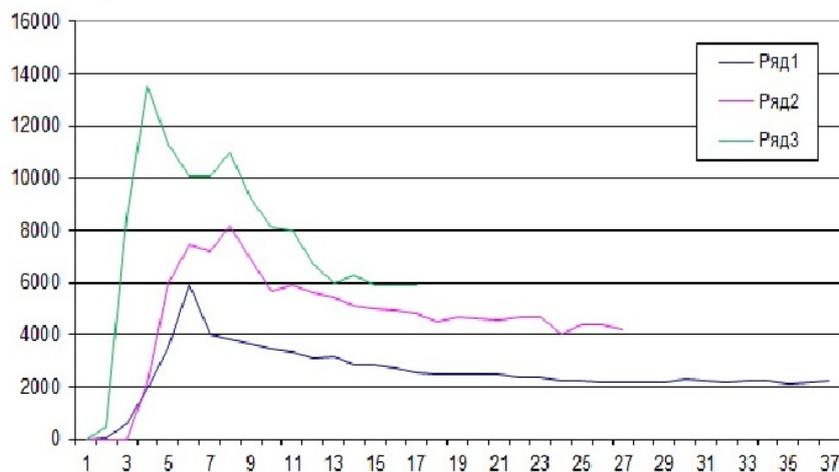
Как видно из графиков инфильтрации, весь процесс можно условно разделить на 3 фазы: аккумуляция, интенсивный сток и непрерывное таяние.

**При наличии дождя** проводилось несколько экспериментов с различной интенсивностью дождя (0,5, 1 и 1,5 л/мин) и равных начальных параметрах закладываемого снега: -2-4 °С и массе снега 18-19 кг, что при толщине покрова 8 см. дает плотность снега 360-380 кг/м<sup>3</sup>. Общий вид графиков имеет тот же вид, что и в отсутствии дождя, а именно 3 фазы: аккумуляция, интенсивный сток и непрерывное таяние. Как видно из графиков, при наличии непрерывного дождя время аккумуляции сокращается, и чем больше интенсивность дождя, тем быстрее наступает инфильтрация. Скорость ин-

фильтрации в данном случае стремится не к нулевому значению, а к значению интенсивности дождя, выбранное для данного эксперимента. Графики функций зависимости инфильтрации от интенсивности дождя имеют несколько максимумов. Особенно это заметно при большой интенсивности дождя.

### Инфильтрация тающего снега в грунт при наличии дождя

ряд 1 - интенсивность дождя 0,5 л/мин  
ряд 2 - интенсивность дождя 1 л/мин  
ряд 3 - интенсивность дождя 1,5 л/мин



### ВЫВОДЫ

- Наибольшим деформациям подвергается верхний сезоноталый слой грунта вследствие непосредственного воздействия потока и температур окружающей среды.
- В условиях оттаивания породы изменяется возможная инфильтрация в грунт и, как следствие, изменяется во времени доля склоновых потоков. По окончании оттаивания грунта процесс движения влаги внутри

склона стабилизируется, и доля склоновых потоков будет зависеть только от атмосферных осадков.

- Экспериментально подтверждено, что при большей начальной льдистости пропускная способность грунта меньше и доля склонового потока сначала максимальна. По мере оттаивания грунта пропускная способность увеличивается, уменьшая тем самым долю склонового потока.
- Протаивание замороженного естественного грунта и замороженного смоченного (например, такой грунт образуется ниже уреза воды в самом потоке, замерзая вместе с ним) отличаются примерно в полтора раза.
- Величина размыва верхних слоев оттаивающих пород непосредственно связана с углом залегания откоса вследствие добавления к основному воздействию потока таких явлений, как солифлюкция и оползни. При увеличении угла откоса талый увлажненный грунт сползает по слою ещё мерзлого грунта. Этому способствует наличие прослоев и линз льда, совпадающих с направлением откоса.
- Слои грунта, лежащие ниже, будут испытывать те же деформации с некоторым запаздыванием (в зависимости от скорости протаивания). Таким образом, в результате многолетних размывов будет происходить непрерывное оттаивание пород и смыв вновь образующегося деятельного слоя со скоростью, соответствующей механическим свойствам подстилающих грунтов. Деформации будут происходить до тех пор, пока не обнажатся скальные породы и/или размываемый слой не приобретет угол откоса, являющийся естественным для данного типа грунтов.

## **ФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРИОДИЧЕСКИХ РЕЧНЫХ ИЗЛУЧИИ**

**В.Г. Заводинский\*, О.А. Горкуша\*\***

*\*Институт материаловедения Хабаровского научного центра ДВО РАН, Хабаровск, Россия*

*\*\*Институт прикладной математики (Хабаровское отделение) ДВО РАН, Хабаровск, Россия*

*e-mail: vzavod@mail.ru*

Образование периодических речных излучин (меандров) может быть описано с помощью простой физической модели, согласно которой водный поток, текущий по пологой долине с пологими склонами, отклоняется от прямого пути под действием случайного препятствия и завершает затем колебательные движения с одного склона на другой, одновременно продолжая движение вниз по долине. Извилистость реки (отношение пути вдоль русла к прямому пути вдоль долины) зависит от отношения углов крутизны склонов и долины; средняя ее величина равна 1,5 в согласии с имеющимися георафическими данными.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Известно, что реки не текут прямо, они всегда имеют множество излучин. При этом, часто бывает трудно понять, следует ли течение конкретной реки за особенностями окружающего рельефа, или сама река этот рельеф и сформировала за миллионы лет своей работы. Однако в природе наблюдается много случаев, когда реки образуют излучины (как правило, периодические или квазипериодические) в широких и практически плоских долинах, не имеющих видимого рельефа. Извилистость таких рек  $S$  (отношение пути вдоль русла  $L$  к прямому пути вдоль долины  $P$ ) зависит от многих аспектов (особенности рельефа, податливость материала долины, климат данного региона и т.п.), поэтому измеряемые

величины  $S$  лежат в диапазоне от одной до нескольких единиц, однако большинство исследователей сообщает, что средняя извилистость равна 1.5-1.6 и редко превышает 2 [2, 7, 12, 14].

Пытаясь объяснить природу образования периодических излучин, большинство исследователей старается принять во внимание тонкие гидродинамические особенности потока (турбулентность, обратный поток и т.п.) [4, 5, 6, 13], взаимодействие реки с берегами (эрозия, перенос материала и т.п.), а также стохастические отражения от случайных препятствий [1, 10, 11].

Известно, что неустойчивость прямого течения является фундаментальной чертой речного потока [3, 8, 9]. Однако до сих пор нет простой физической модели, объясняющей происхождение речных меандров и описывающей их основные черты. Настоящая работа посвящена именно этой проблеме.

## 2. Модель и ее результаты

Для простоты мы будем рассматривать прямую пологую долину с прямыми пологими склонами.

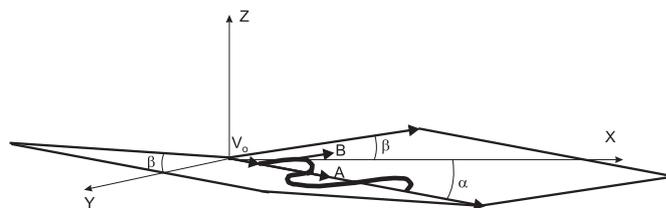


Рис. 1. Схема идеальной пологой долины

Рис. 1 демонстрирует общие детали такой долины. Ее направление характеризуется вектором  $A$ , который образует угол  $\alpha$  с осью  $X$ . Склон долины образует угол  $\beta$  с осью  $Y$  и может быть охарактеризован вектором  $B$ , ортогональным

вектору  $A$ . Первоначально долина не имеет русла, и вода движется в направлении  $A$  просто под действием сил гравитации. Если ширина и глубина потока не изменяются, то скорость течения  $V_0$  является константой и определяется равновесием сил гравитации и трения. Это движение сохраняется прямолинейным в отсутствии препятствий (Рисунок 2, участок 0-1). Если поток встречает твердое препятствие в точке 1, он изменяет свое направление, и угол отклонения  $\delta$  зависит от угла столкновения  $\gamma$ . Если столкновение упругое, угол отклонения равен  $90^\circ$ , и поток поднимается на склон, двигаясь в то же время и вниз по долине. Его суммарное движение (первая излучина) показано в виде кривой 1-2-3. После этого поток по инерции переходит на противоположный склон и продолжает там свое движение, далее вся картина повторяется периодически.

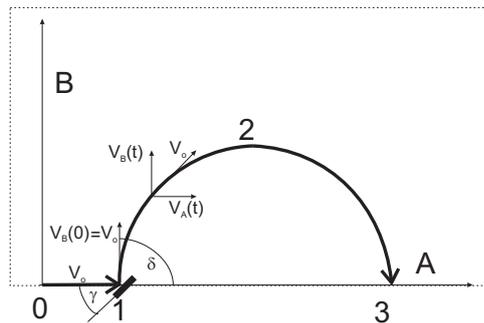


Рис. 2. Схема образования излучины:  $\gamma = 45^\circ$  и  $\delta = 90^\circ$ .

В каждый момент времени  $t$  вода, находящаяся в точке  $[A(t), B(t)]$ , принимает участие в двух ортогональных движениях, характеризуемых скоростями  $V_A(t)$  и  $V_B(t)$ , которые удовлетворяют следующему условию:

$$V_A^2(t) + V_B^2(t) = V_0^2. \quad (1)$$

Это означает, что лишь одна из переменных  $V_A$  и  $V_B$  является независимой. Примем в качестве независимой  $V_A$ . Тогда мы можем записать следующие уравнения:

$$\frac{dV_A}{dt} = g \sin \alpha, \quad (2)$$

$$\frac{dV_B}{dt} = -g \sin \beta + \frac{\partial V_B}{\partial V_A} \frac{\partial V_A}{\partial t} = -g \sin \beta - Z^{(\pm)} \frac{\sqrt{V_0^2 - V_B^2}}{V_B} g \sin \alpha, \quad (3)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения, а  $Z^{(\pm)}$  принимает значения  $+1$  или  $-1$  с учетом непрерывности потока, его скоростей и их производных.

Используя (3) можно вычислить функциональное соотношение между  $V_B$  и  $t$ :

$$\int_{V_B(0)}^{V_B} \frac{V_B dV_B}{V_B g \sin \beta + Z^{(\pm)} \sqrt{V_0^2 - V_B^2} g \sin \alpha} = t, \quad (4)$$

где  $V_B(0) = V_0 \sin \delta$  есть начальное значение скорости  $V_B$  в момент  $t=0$ .

Выполняя интегрирование в (4), получаем

$$t = J(V_B) - J(V_B(0)), \quad (5)$$

$$J(V_B) = \frac{V_B \sin \beta - \sin \alpha \cdot Z^{(\pm)} \sqrt{V_0^2 - V_B^2}}{g(\sin^2 \alpha + \sin^2 \beta)} + \frac{V_0 \sin \alpha \sin \beta}{g(\sin^2 \alpha + \sin^2 \beta)^{3/2}} \ln \left| \frac{\sqrt{\sin^2 \alpha + \sin^2 \beta} \cdot Z^{(\pm)} \sqrt{V_0^2 - V_B^2} + V_0 \sin \beta}{\sqrt{\sin^2 \alpha + \sin^2 \beta} + V_0 \sin \alpha} \right| \quad (6)$$

$$J(V_B(0)) = J(V_B = V_B(0)).$$

Инвертируя численно зависимость  $t(V_B)$ , получаем  $V_B(t)$ , после чего вычисляем  $V_A(t)$ :

$$V_A(t) = Z^{(\pm)} \sqrt{V_0^2 - V_B^2(t)}, \quad V_A(0) = V_0 \cos \delta. \quad (7)$$

Выражения (5), (6) и (7) позволяют нам найти пути, проходимые потоком по долине  $A(t)$  и по склону  $B(t)$ :

$$A(t) = \int_0^t V_A(t) dt, \quad (8)$$

$$B(t) = \int_0^t V_B(t) dt. \quad (9)$$

Теперь у нас есть все для построения кривых  $B(A)$  (т.е. картины течения реки) и вычисления извилистости  $S$ :

$$S = \frac{L}{P} = \frac{V_0 \cdot t_{1-3}}{A(t_{1-3})}, \quad (10)$$

где цифры 1-3 соответствуют точкам на рис. 2.

### 2.1. Отклонение вперед-вбок: $\delta \leq 90^\circ$ .

Используя типичные для равнинных рек величины  $V_0=2$  м/с,  $\alpha = 0.0005$  радиан и хорошо известную величину  $g=9.81$  м/с<sup>2</sup>, мы построили зависимость  $B(A)$  for  $\delta \leq 90^\circ$  for  $\beta = \alpha$  (рис. 3). В случае, когда  $\delta=90^\circ$  и  $\alpha=\beta$ , извилистость равна

$$S = 4 \cdot \left( 1 - \frac{\ln(\sqrt{2} + 1)}{\sqrt{2}} \right) = 1.507, \quad \text{что немного меньше, чем}$$

$$\pi/2 = 1.570.$$

Величина  $S$  зависит от отношения  $\beta/\alpha$  и стремится к 2.0, когда  $\beta/\alpha \rightarrow 0$  (Рисунок 4, левая панель). Уменьшение угла отклонения  $\delta$  ведет к уменьшению извилистости (Рисунок 4, правая панель).

Амплитуда излучины также стремится к некой конечной величине, и эта величина равна  $\frac{V_0^2}{g \sin \alpha} \cdot \frac{\pi}{4}$  (для  $\delta=90^\circ$  и  $\beta/\alpha=1$ ).

Следует заметить, что в случае  $\beta=0^\circ$  излучина как таковая не образуется. В этом случае поток, совершив поворот, вновь устремляется после момента  $t=t_{\max}$  прямо вниз по плоской долине. Случай  $\beta/\alpha > 1$  описывает долины со склонами, более крутыми, чем падение долины. Мы полагаем, что наша простая модель недостаточно корректно описывает ситуации,

когда  $\beta/\alpha \gg 1$  (особенно для  $\beta \rightarrow 90^\circ$ ), поэтому на Рисунке 4 мы ограничились величиной  $\beta/\alpha=10$ .

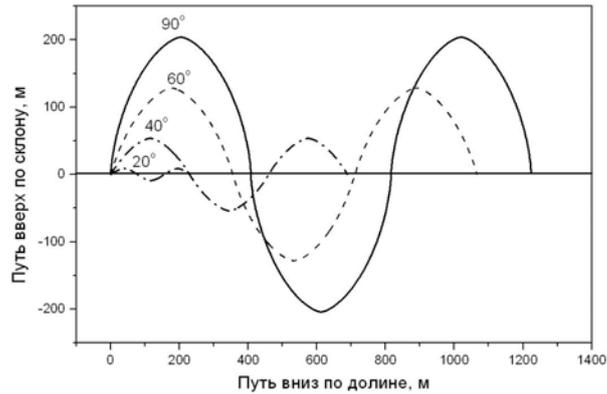


Рис. 3. Вид излучин для  $\delta \leq 90^\circ$ ,  $\alpha = \beta = 0.0005$  радиан,  $V_0 = 2$  м/с.

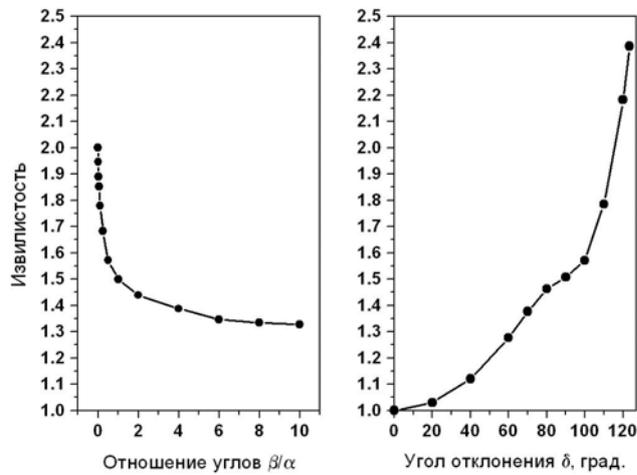


Рис. 4. Зависимость извилистости: слева) от отношения  $\beta/\alpha$  ( $\delta=90^\circ$ ); справа) от угла отклонения  $\delta$  ( $\beta/\alpha=1$ )

## 2.2. Отклонение назад-вбок: $\delta > 90^\circ$

Поведение водного потока с начальными отклонениями  $\delta > 90^\circ$  показано на Рисунке. 5.

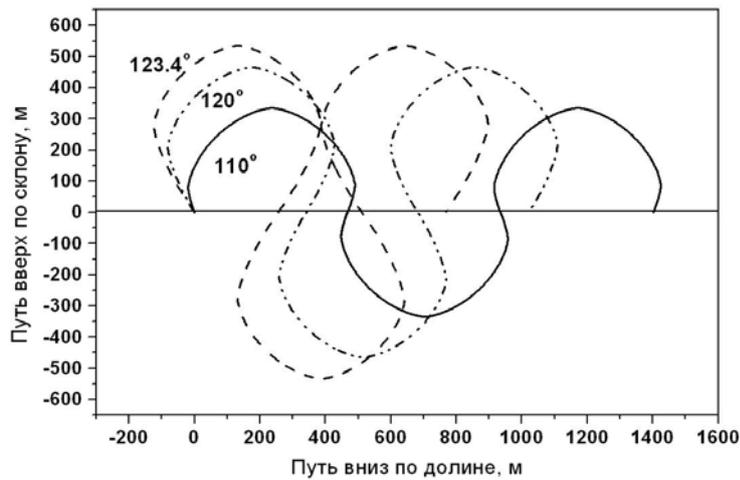


Рис. 5. Вид излучин для  $\delta = 110^\circ, 120^\circ, 123.4^\circ$ .

Легко видеть, что извилистость потока увеличивается, когда угол  $\delta$  растет. Однако существует геометрическое ограничение на образование излучин с большими начальными отклонениями. Это ограничение вызвано соприкосновением соседних петель при некотором угле  $\delta_{\max}$ . В нашей модели этот угол равен  $123.4^\circ$  и соответствует  $S_{\max} \approx 2.4$ . В работе [5], где излучины моделировались путем разложения по синусоидам, даются величины  $\delta_{\max} = 126^\circ$  и  $S_{\max} \approx 8.5$ .

## ВЫВОДЫ

Суммируя результаты, можно заключить, что основные черты переиодических излучин равнинных рек могут быть поняты и описаны в рамках простой физической модели, основанной на влиянии сил тяжести и законе постоянства ско-

рости водного потока. Мы нашли, что отклонения потока, вызванные различными препятствиями, могут играть главную роль в образовании излучин. Извилистость реки  $S$  зависит от отношения углов крутизны склона и долины  $\beta/\alpha$  и равняется 1.507 для  $\beta/\alpha=1$  при угле начального отклонения  $\delta=90^\circ$ . В других случаях величина  $S$  лежит между 1 и 2 для  $\delta \leq 90^\circ$  и имеет максимальный предел 2.4 для  $\delta > 90^\circ$  при  $\delta=123.4^\circ$ . Разумеется, особенности периодической извилистости природных рек зависит также от особенностей окружающего рельефа и от многих других причин, но мы полагаем, что наша модель будет полезна для лучшего понимания этого феномена

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов И.В. 1956: О формах перемещения речных излучин // Труды ГТИ. 1956. Вып. 56 (110). С. 36-57.
2. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В.. Речные излучины // М.: изд-во МГУ. 2004 г. 371 с.
3. Callander R. A. Instability and river channels // *Journal of Fluid Mechanics* 1969. V. 36, p. 465-80.
4. Coulthard T.J. and Van De Wiel M.J. Modelling river history and evolution // *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2012. V. 370. P. 2123–42.
5. Da Silva F.A.M. On why and how do rivers meander // *Journal of Hydraulic Research*. 2006. V. 44. P. 579–90.
6. Edwards B.F. and Smith H.D. River meandering dynamics // *Physical Review E*. 2002. V. 65. V. 046303(12).
7. Hooke J.M. Changes in river meanders: a review of techniques and results of analyses // *Progress in Physical Geography*. 1984. V. 8. P. 473-509.
8. Ikeda S., Parker G., and Sawai K. Bend theory of river meanders. Part 1. Linear development // *Journal of Fluid Mechanics* 1981. V. 112. P. 363-77.

9. Lanzoni S. and Seminara G. On the nature of meander instability // *Journal of Geophysical Research*. 2006: 111, F04006(1-14).
10. Lazarus E.D. and Constantine J.A. Generic theory for channel sinuosity // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2013. V. 110. P. 8447-52.
11. Liverpool T.B. and Edwards S.F. Dynamics of a meandering river // *Physical Review Letters*. 1995. V. 75. P. 3016-19.
12. Makaske B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products // *Earth-Science Reviews*. 2001. V. 53. P. 149–96.
13. Njenga K.J., Kioko K.J., and Wanjiru G.P. Secondary Current and Classification of River Channels // *Applied Mathematics*. 2013. V. 4. P. 70-8.
14. Rosgen D.L. A classification of natural rivers // *Catena*. 1994. V. 22. P. 169-99.
15. Stølum H.-H. River meandering as a self-organization process // *Science*. 1996. V. 271. P. 1710-13.

## **РУКАВ АХТУБА: МОРФОЛОГИЯ РУСЛА И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ<sup>1</sup>**

**В.В. Иванов, В.Н. Коротаев**

*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,  
Москва, Россия*

*e-mail: vvi06.56@mail.ru; vlaskor@mail.ru*

*Ахтуба левый рукав р. Волги, уходящий от неё в районе ухвостья о. Зеленый, и в истоках имеющий название «Ахтубинский канал». До строительства плотины Волжской ГЭС исток Ахтубы располагался на 6 км выше по течению от современного истока. Ахтуба полностью утрачивает свою са-*

---

<sup>1</sup>Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НШ-1010.2014.5

мостоятельность в районе Красного Яра, где она сливается с рукавом Бузан, одним из магистральных дельтовых рукавов Волги. Общая длина Ахтубы – 537 км, ширина русла варьирует по длине рукава от 25 до 600 м. Глубины в рукаве Ахтуба колеблются от 2 до 12 м, достигая 14-20 м на участках переуглубленных плесовых лощин. Средняя скорость течения составляет в межень 0,1-0,4 м/с, в период половодья повышается до 0,9 м/с. На всем протяжении между главным руслом Волги и рукавом Ахтуба располагается обширное пойменное пространство, изменяющее свою ширину от 10 до 28 км, достигая максимальных значений до 40 км. Волго-Ахтубинская пойма изрезана многочисленными ериками, протоками и рукавами. Через ряд протоков и рукавов осуществляется периодический водообмен между Ахтубой и Волгой. В пределах Волго-Ахтубинской поймы распространены староречья и пойменные озера, имеющие различную площадь и пересыхающие во второй половине лета. Глубины в пойменных озерах обычно не превышают 1,5 м.

Гидрологическая изученность рукава Ахтуба относительно высокая. Наблюдения за ходом уровней воды осуществляется на семи постах. На двух постах проводятся измерения расходов воды – г/п Ахтубинск и г/п Верхнее Лебяжье. Верхний пост (Ахтубинск) расположен на удалении 399 км от узла слияния с дельтовым магистральным рукавом Бузан, нижний (Верхнее Лебяжье) – в 55 км.

Сток рукава формируется в результате поступления воды через Волго-Ахтубинский канал и частично при сбросах из шлюзовых камер в русло Ахтубы, непосредственно у створа плотины. Объем стока в истоках рукава составляет около 2% от общего объема сбросов. При пропуске половодья сбросы из Волгоградского водохранилища осуществляются с учетом требований хозяйственного назначения (рис. 1). По некоторым данным во время половодья в истоки Ахтубы поступает

около 9% от общего сброса в нижний бьеф водохранилища (сельскохозяйственное назначение) и около 7% при рыбохозяйственном попуске [1]. При прохождении волны половодья большая часть Волго-Ахтубинской поймы затапливается, местами на глубину до 2,0 м. Средний многолетний расход воды для г/п Ахтубинск составляет 106 м<sup>3</sup>/с. Максимальный расход, зарегистрированный в 1966 г., достигал 1270 м<sup>3</sup>/с. Средний годовой расход Ахтубы в замыкающем створе на г/п Верхнее Лебяжье составляет 153 м<sup>3</sup>/с. Приращение среднего многолетнего расхода по длине обусловлено пополнением Ахтубы волжскими водами через ряд поперечных протоков, секущих Волго-Ахтубинскую пойму. Часто как зимой, так и летом (в период открытого русла) сток по Ахтубе не осуществляется. Продолжительность периода отсутствия стока может колебаться от 3-5 дней в году до 110-180 суток. Прекращение стока в районе Ахтубинска во многом обусловлено воздействием нижележащего переката Джелга (Жилга), пересыхающего при отметке -17 м БС (рис. 2). Наиболее продолжительное отсутствие стока наблюдается в нижнем течении Ахтубы, где в районе населенного пункта Птф происходит полное пересыхание русла в меженный период.

Ниже Волго-Ахтубинского канала начинается зона многократного перераспределения стока по рукавам и протокам. Соединение основных рукавов и протоков между собой и с основным руслом Волги сетью мелких рукавов и ериков делают это перераспределение непостоянным не только во времени, но и по длине Ахтубы.

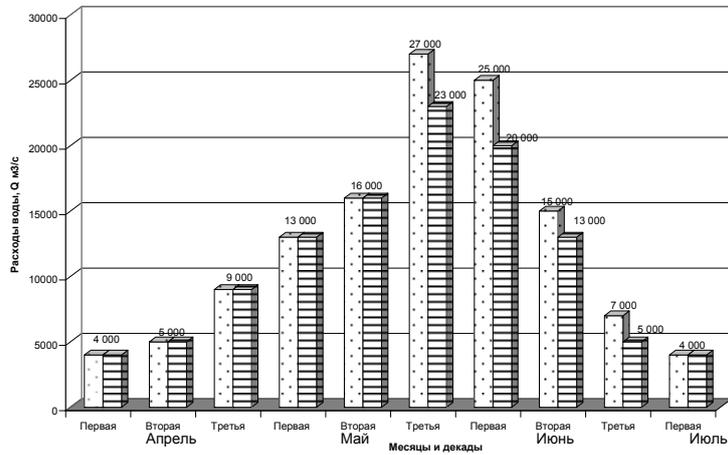


Рис. 1. График режима пуска воды из Волгоградского водохранилища по [2] (точки – расходы воды по возможности не менее,  $\text{м}^3/\text{с}$ ; штриховка – расходы воды не ниже,  $\text{м}^3/\text{с}$ )

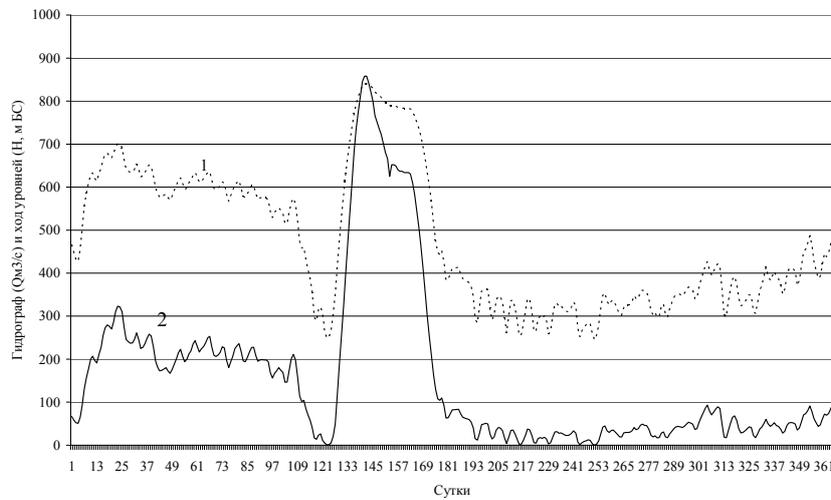


Рис. 2. График хода уровня (1) и расхода воды (2) на г.п. Ах-тубинск за 1987 г.

На участке от створа плотины до г. Ахтубинска уменьшение стока в половодье может достигать почти половины расхода воды, поступающего по Волго-Ахтубинскому каналу. Резкое уменьшение стока происходит ниже г. Ахтубинска. Здесь наличие крупного перетока воды в Волгу через протоку Владимировка обуславливает уменьшение расхода воды в половодье до  $\frac{1}{4}$  от общего. Ниже отхода рукава Владимировка, пополнение стока Ахтубы происходит в результате добавочного поступления воды из Волги, через протоки и ерики (Копановская воложка, ерик Парашкин и др.). Второй крупный узел взаимодействия Ахтубы и Волги расположен на участке с. Селитренное. Здесь часть стока воды Ахтубы, проходящего по ерику Кирпичный, сливаясь со стоком ер. Митенка, поступает в Волгу. Ниже по течению сток Ахтубы вновь уменьшается до  $\frac{1}{4}$  от общего. Ахтуба прекращает свое полное самостоятельное существование при впадении в крупный дельтовый рукав Бузан в районе пос. Красный Яр.

По гидролого-морфологическим показателям рукав Ахтуба может быть разделен на *три самостоятельных морфологических района*, разделенных двумя крупными перетоками ахтубинских вод в р. Волгу – Владимирским и Митинско-Кирпичным.

**Первый район** протяженностью 212 км от истока канала до г. Ахтубинска характеризуется преобладанием извилистого русла, чередующегося с прямолинейным. На долю этих типов русла приходится до 89% от общей протяженности участка. Единственное крупное пойменное разветвление на собственно Ахтубу и протоку Подстепок имеет протяженность около 23 км. Излучины представлены в широком спектре – от пологих сегментных синусоидальных до крутых с радиусами кривизны в несколько сотен метров. Часто они формируют серии, насчитывающие от 2–3 до 5–7 излучин. Большинство излучин свободные, только при подходе русла к ко-

ренным берегам формируются вынужденные и адаптированные формы. Прямолинейное русло как самостоятельный тип часто образуется в местах спрямления отдельных излучин или их серий. На участке до Ахтубинска от русла Ахтубы насчитывается до 11 крупных протоков и ериков, отвлекающих сток воды вглубь Волго-Ахтубинской поймы. Потеря стока воды по длине и различие в литологии поймы определяют темпы размыва. Скорости размыва берегов изменяются от 1 до 5 м/год. Наибольшие темпы размыва характерны для вогнутых берегов излучин, наименьшие – наблюдаются в пределах относительно прямолинейного русла и на участках подхода русла к коренным берегам. На подмываемых коренных берегах развиты обвально-осыпные и оползневые процессы. Уступы надпойменных террас размываются со скоростями 1–3 м/год, тогда как скорость размыва коренных берегов не превышает в среднем 0,5–1,0 м/год. Фронт размыва пойменных берегов изменяется от первых десятков метров до 1,0–1,5 км. В районе г. Ахтубинска Волга и Ахтуба меняют широтное направление течения на субмеридиональное, следуя вдоль Черноярского тектонического поднятия. Здесь расположен первый крупный переток из Ахтубы в Волгу – рукав Владимировка, отвлекающий до  $\frac{3}{4}$  стока Ахтубы. Средний уклон Ахтубы составляет 0,0377 промилле, Владимировки – 0,0428 промилле. Донные отложения на участке представлены песками различной крупности. Их средний диаметр изменяется от 0,12 до 0,62 мм (при наличии гравия). Во многих местах встречаются отложения ракушечника. По показателю устойчивости Лохтина и коэффициенту стабильности Н.И. Маккавеева участок занимает промежуточное положение между *устойчивым* и *относительно устойчивым* руслом (табл. 1).

**Второй район** протяженностью около 220 км начинается у г. Ахтубинска и заканчивается в районе с. Селитренное, где от Ахтубы отделяются два крупных перетока в Волгу – ерики

Митенка и Кирпичный. В начале у г. Ахтубинска водоносность рукава в межень падает, а затем постепенно начинает восстанавливаться за счет поступления воды через поперечные протоки, отходящие от главного русла Волги. По длине преобладает прямолинейное русло. Однако по мере восстановления водности рукава Ахтубы, отмечается чередование относительно прямолинейного и меандрирующего русла. С возрастанием стока на участке от с. Харабали до с. Селитренное формируется крупное пойменное разветвление, в результате отхода ерика Ашулук. Характерной особенностью для участков с прямолинейным руслом является наличие в нем отдельных островных образований – вторичной разветвленности. Формирование островов на участках расширенного русла происходит в результате закрепления поверхности осередков растительностью. На отдельных участках относительно прямолинейное русло сформировалось в результате прорыва серий излучин. Меандрирующее русло представлено излучинами различной степени развитости, иногда образующими серии. В пределах вершин ряда крутых излучин отмечается наличие песчаных осередков. Темпы деформаций берегов относительно малы. В пределах прямолинейного русла скорость размыва не превышает 1-3 м/год, увеличиваясь при размыве вогнутых берегов отдельных излучин до 3-5 м/год. Фронт размыва пойменных берегов изменяется от первых десятков метров до 500-1000 м на пологих сегментных излучинах. Ниже с. Селитренного от Ахтубы отходят два крупных ерика Митинка и Кирпичный, отвлекающих в Волгу практически весь сток воды. Непосредственно после этого ответвления ширина русла Ахтубы постепенно сокращается до 25 м. Средний уклон Ахтубы составляет 0,03 промилле, в ерике Кирпичном – 0,051 промилле. Донные отложения представлены в основном песками различного фракционного состава – от пылеватых и тонких, до мелких и средних. В отложениях часто присутствуют илы. В целом отмечается общая тенденция уменьшения крупности наносов

по сравнению с вышележащим участком Ахтубы. Если на первом участке преобладают средние и мелкосредние пески, то на рассматриваемом участке Ахтубы доминируют мелко-средние – мелкие и тонкие пески ( $d_{cp} = 0,13-0,25$  мм). Согласно показателям устойчивости русло на участке *устойчивое* (табл. 1). На отрезке от с. Бугры до п. Речное, для русла имеются гидрографические сведения.

**Третий район** протяженностью около 105 км начинается ниже отхода ериков Митинка и Кирпичный и заканчивается у п. Красный Яр при впадении Ахтубы в магистральный дельтовый рукав Бузан. В верхней части данного района в результате пониженной водоносности и канализированного обвалованного русла ширина Ахтубы остается относительно небольшой. Только после пополнения волжскими водами через ерик Казачий водоносность Ахтубы увеличивается и ширина её возрастает до 300 м. В пределах верхней части района русло преимущественно относительно прямолинейное. Ниже впадения ерика Казачего наблюдается чередование прямолинейного и меандрирующего русла. Большинство излучин формируются в свободных условия развития горизонтальных деформаций, только при подходе к левому коренному берегу некоторые изгибы становятся вынужденными и адаптированными. Темпы горизонтальных деформаций относительно малы, несмотря на песчаный состав пойменных отложений, и не превышают 1–3 м/год. Фронт размыва берегов увеличивается только после восстановления водности Ахтубы, в результате перетока волжских вод.

Таблица 1. Характеристика современной устойчивости участков русла Ахтубы

Участок	Диапазон среднего диаметра донных отложений песчаной фракции, мм	Средний уклон, $I$	Диапазон изменения ширины русла $b_p$ , м,	Число Лохтина, $L = \frac{d}{H}$	Коэффициент стабильности Маккавеева $K_c = \frac{d}{Ib_p} 1000$
От створа плотины до г. Ахтубинска	0,12–0,62	0,0000377	115–600	9,8	16–85
От г. Ахтубинска до с. Селитренное	0,06–0,37	0,0000312	100–320	13,5	42–134
От с. Селитренное до слияния с Бузаном	0,01–0,28	0,0000112	25–260	13,4	51–535
Для Ахтубы в целом	0,01–0,62	0,0000286	25–600	10,8	18–433

Основные деформации протекают в период прохождения половодья, тогда как для межени более характерны аккумулятивные процессы. Смена знака деформаций от половодья к межени происходит в результате общего снижения водности и уменьшения уклона свободной поверхности. В меженный период уклон составляет 0,011 промилле. Донные отложения представлены в основном илами и тонкими песками. Крупность руслового аллювия повышается только в районах подхода русла к коренному берегу. В донных отложениях по сравнению с вышележащими участками отмечается увеличение присутствия ракушечника. Русло *устойчивое* (табл. 1). Согласно числовым данным показателя К.В. Гришанина ( $M$ ) в период межени преобладает тенденция к слабой аккумуляции наносов (табл. 2). В узле слияния Ахтубы с Бузаном отмечается процесс аккумуляции наносов, возникающий в результате подпорного воздействия со стороны Бузана на Ахтубу. Одной из причин возникновения подпора может быть тенденция общего повышения водности рукава Бузан за многолетний период.

*Таблица 2. Характеристика современной устойчивости участков русла Ахтубы*

Участок	Значение показателя Гришанина [2]
	$M = \frac{h(gb_p)^{0,25}}{Q^{0,5}}$
	в половодье/межень
Створ плотины – г. Ахтубинск	0,59/0,86
г. Ахтубинск – с. Селитренное	0,75/0,99
с. Селитренное – узел слияния с Бузаном	1,04/1,16

## **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Горелиц О.В., Землянов И.В. Современный механизм заливания территорий Волго-Ахтубинской поймы в период половодья (в пределах Волгоградской области) // Научный потенциал регионов на службу модернизации. 2013. № 2(5). С. 9-18.
2. Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 144 с.

## **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ НАНОСОВ**

**Т.Н. Казмирук, В.Д. Казмирук**

*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: tamnicgor@yandex.ru*

Современное экологическое состояние водных экосистем в значительной степени определяется разнообразием поступающих в них твердых частиц как минерального, так и органического происхождения. Взвешенное вещество оседает, существенно трансформировавшись и пройдя сортировку по гидравлической крупности под воздействием комплекса внутриводоемных процессов. В таких случаях для оценки качества донных отложений как индикатора экологического состояния водных экосистем, особое значение приобретает исследование особенностей формирования состава и структуры наносов [1, 7, 8].

Наносы речных водных экосистем представляют собой сложную гетерогенную физико-химическую систему, образованную большим количеством взаимодействующих тел, которые можно мысленно выделить из окружающей среды. Формирование донных отложений происходит за счет осаж-

дения частиц взвешенного вещества, образовавшихся в результате переработки твердого материала берегов и ложа, а также поступившие в результате вымывания из поверхностного слоя почв водосборного бассейна. Основу отложений составляет каркас – пористое тело, сложенное твердыми частицами, различными по размерам, генезису и составу [3]. Пустоты или, так называемое, поровое пространство между частицами твердой фазы заполняет жидкая фаза.

Одним из определяющих физических свойств наносов водных экосистем является их гранулометрический состав, в то время как линейный размер твердых частиц выступает в роли классификационного признака при делении совокупности твердых частиц на классы или фракции. Важность и значимость данного свойства подтверждается уже тем, что в классификациях не только речных наносов, но и грунтов в почвоведении, донных осадков в лимнологии и морской геологии, тип донных наносов находится в функциональной зависимости от его гранулометрического состава. Гранулометрический состав является важной, а иногда и определяющей характеристикой в оценке осадконакопления в водотоках и водоемах, протекающего с различной скоростью, интенсивностью и направленностью, в зависимости от исходного состава осадков, геоморфологических условий среды. От гранулометрического состава зависит плотность и влагоемкость донных наносов, определяющая их способность к водообмену [1, 2].

С гранулометрическим составом связана способность донных наносов к механическому поглощению (механической сорбции) [1]. Под термином «механическая сорбция» будем понимать процесс задержания донными наносами, как и всяким пористым телом, твердых взвешенных веществ и некоторых коллоидных структур в своем поровом пространстве за счет его неоднородности и существования тупиковых пор.

Именно гранулометрический состав определяет интенсивность процесса механической сорбции и степень участия в нем твердых частиц тех или иных размеров. Это свойство наиболее выражено для песчаных и гравелистых отложений, что обеспечивает снижение мутности водной среды, а также самоочищение ее от мелкодисперсных фракций взвешенных веществ различного генезиса [4, 5, 6]. В данном случае происходит разделение взвешенных наносов по фракциям. Можно предположить, что механическая сорбция, как процесс, является определяющим в формировании вторичных донных отложений (илистые пески, песчанистые илы, илы) в искусственных речных экосистемах. Так, установлено, что донные отложения практически всех водохранилищ Волжского каскада к настоящему времени на 85% и более представлены вторичными илистыми донными отложениями [1].

Дифференциация гранулометрического состава донных наносов водотоков и водоемов определяется в основном их морфологическими особенностями. Однако, для искусственных водных объектов, например, водохранилищ, распределение гранулометрического состава донных наносов по площади более сложная и, на различных участках может иметь характерные черты, как водотоков, так и водоемов. Так, в верховьях долинных водохранилищ гранулометрический состав донных наносов мало отличается от такового в аналогичных водотоках этой природно-климатической зоны. С движением к подпорному сооружению распределение донных отложений все более приобретает черты, характерные для озер. В озерных и озеровидных водохранилищах донные наносы аналогичны озерным отложениям. Существенной особенностью здесь является лишь влияние искусственного регулирования уровня воды, что приводит к изменению связанных с ним гидродинамических процессов, определяющих литологию донных наносов.

В качестве примера рассмотрим дифференциацию гранулометрического состава донных отложений на различных участках одного из старейших водохранилищ Волжского каскада – Ивановского, которое одновременно является типичным водохранилищем долинного типа.

Наши исследования и анализ работ других авторов показывают, что в донных отложениях этого водохранилища в большинстве случаев отсутствуют частицы крупнее 0,5 мм. Исключение составляют отдельные участки в верховье Волжского плеса, где сохраняются крупные пески на участках русла, хорошо промываемых в половодье. Наносы крупностью 0,5-1,0 мм составляют больше половины влекомых частиц. Эти же фракции доминируют в крупных песках верховьев водохранилища. Содержание частиц крупнее 1,0 мм не превышает 23%. Во взвешенных наносах не зарегулированного участка р. Волги частицы крупнее 0,5 мм составляют не более 16,1% при самом крупном общем составе наносов. Для всех фаз гидрологического режима основную массу взвешенных веществ, поступающих в водоем, составляют частицы 0,01-0,2 мм. Эти же частицы формируют отложения из песчанистого серого ила, преобладающего в водохранилище. При этом частицы размером 0,01-0,1 мм слагают около 60-80% грунта [1].

Значения коэффициента асимметрии различных типов донных отложений Ивановского водохранилища, за редким исключением, меньше единицы. Это означает, что максимальное содержание фракций находится в половине, состоящей из частиц крупнее медианного диаметра. Величина медианного диаметра у крупного песка превышает 0,5 мм, а у илистых грунтов колеблется около 0,05 мм.

Изменение гранулометрического состава донных отложений от верховьев к плотине и от заболоченных берегов к фарва-

теру происходит постепенно. Анализ фракционного состава различных типов донных отложений Иваньковского водохранилища показывает, что существенных различий в сортировке донных отложений отдельных плесов водохранилища не наблюдается. Наиболее неоднородный состав свойственен пескам илистым и илам песчаным серым. Особенно слабо отсортированы илы песчаные, для которых нередко характерна двухвершинная диаграмма содержания фракций. Наилучшая отсортированность свойственна различным типам песков, особенно пескам береговых и островных отмелей, подвергшихся, в силу своего расположения, интенсивному гидродинамическому воздействию водных масс. Как было отмечено выше, содержание мелкодисперсной пелитовой фракции является очень важным показателем, с которым связаны величина удельной внутренней поверхности и число свободных ионных связей, возникающих на гранях твердых частиц. Для разных плесов водоема один и тот же тип донных отложений имеет разное процентное содержание частиц одинаковой крупности. Содержание мелкодисперсной фракции с размером частиц  $< 10$  мкм в илистых донных отложениях Иваньковского плеса Иваньковского водохранилища может составлять до 54% (ил серый), Шошинского плеса - до 35% (ил переходный, ил торфянистый), Волжского плеса – до 25% (ил песчаный серый). Общих закономерностей в формировании гранулометрического состава различных типов донных грунтов в зависимости от глубины их залегания в слое обнаружить не удалось.

Основным фактором сортировки грунтообразующего материала является гидродинамическая активность водных масс. В связи с этим в зарастающих водных объектах распределение гранулометрического состава донных отложений более контрастное. Проточные участки обычно слагают крупные частицы, а в зарастающих зонах отлагаются мелкодисперсные, часто органического происхождения. При этом отложе-

ния из макрофитов характеризуются размерами частиц, образовавшихся при измельчении массы растительных остатков в результате ее разложения, поскольку в процессе своего формирования эти грунты слабо подвержены механическому воздействию воды. Гранулометрический состав зарастающих зон может иметь сезонную динамику, вызванную колебанием гидравлических характеристик водоема, составом и состоянием растительности. В период половодья, при повышении уровня и скоростей движения воды, возможно интенсивное вымывание мелкодисперсных частиц и остатков растительности. На спаде гидрографа и в межень, наоборот, происходит накопление мелких частиц в зарастающих зонах. Этому способствуют побеги и заросли новой растительности, которая к этому времени успевает создать значительное сопротивление движению воды. В озеровидных плесах водоемов гранулометрический состав донных отложений более однородный для зарастающих и не заросших участков. Важное значение имеет степень зарастания. Если большую часть акватории занимают сплавины и отложения из макрофитов наблюдается очень низкая отсортированность донных отложений и график распределения их фракционного состава имеет несколько пиков. Обычно, значительную часть донных отложений составляют крупные обломки неразложившихся и полуразложившихся стеблей воздушно-водной растительности, преимущественно тростника.

Создание каскада водохранилищ на р. Волге привело к изменению гранулометрического состава наносов ее низовий. Увеличилось процентное содержание мелких частиц. В настоящее время в составе русловых отложений Нижней Волги преобладают мелкие и средние пески со средним диаметром твердых частиц 0,11-0,15 мм. В мелких песках отмелой зоны устьевого взморья преобладают фракции 0,1-1,0 мм, которые, при хорошей сортированности материала, составляют около 90% объема песка. В целом, в большинстве припо-

верхностных грунтов отмелой зоны преобладают фракции 0,1-0,05 мм, которые составляют до 95% на кривой гранулометрического состава. Значительно меньше процентное содержание фракций 0,05-0,01 мм. Твердые частицы, с линейным размером менее 0,01 мм, преобладают только у связных грунтов и илов. Последние, как правило, приурочены к зарослям высшей водной растительности. В илах тростниковых крепей среднее содержание твердых частиц наносов размером  $< 0,25$  мм составляет 82%, а частиц размером 0,1-0,25 мм 59%. При этом  $> 10\%$  составляют частицы размером 0,01-0,05 мм.

Анализ результатов многочисленных экспериментальных исследований и натурных наблюдений показывает, что одним из определяющих факторов в формировании состава и структуры донных наносов, а также особенностей их дифференциации по площади водоема являются динамические процессы, протекающие в водоеме [1, 3, 5]. Под термином «динамические процессы» будем понимать процессы взаимодействия водной среды и наносов, в результате которых происходит взвешивание, перенос, трансседиментация и седиментация составляющих их твердых частиц. Динамические процессы имеют место в результате гидродинамической активности водных масс, а также механического воздействия на донные наносы.

Гидродинамическая активность водных масс в водоемах и водотоках формируется в основном за счет стоковых и дрейфовых течений, волнения, турбулентного перемешивания и уровня режима. Форма и морфологические особенности водных объектов обуславливают сложную систему течений в них. Дрейфовые (ветровые) течения имеют эпизодический характер, преобладают по всей площади открытой озеровидной части водоемов, а также на пограничных с ней участках. Их показатели определяются в основном скоростью и на-

правлением ветра, глубоководностью и конфигурацией береговой линии водоема и являются весьма изменчивыми характеристиками. Стоковые течения постоянны во времени и по направлению. Волновые процессы в водоемах и водотоках представлены ветровыми волнами и волнами от судов. Характерной особенностью ветрового волнения, как мощного энергетического фактора на акватории водохранилища, является его трехмерность и небольшая длина волны по фронту. Волнение, сформированное от движения судов, оказывает значительное влияние на размыв прибрежных участков, тем самым, активируя основной источник материала, формирующего отложения. В комплексе со стоковыми течениями волновое воздействие активизирует и поддерживает процессы взвешивания, переноса и трансседиментации частиц донных наносов. Дополнительный эффект от волнового воздействия на дно заключается в пульсации давления на границе раздела “донные наносы – водные массы” при прохождении гребней и ложбин волн, что приводит к сжатию-расширению порового пространства [1, 3, 4]. Данное обстоятельство приводит к образованию полувзвешенной структуры верхнего слоя донных наносов и формированию их подвижного обменного слоя [1, 3]. В создавшихся условиях турбулентное перемешивание способствует динамике подвижного обменного слоя донных наносов, активируя процессы взвешивания, переноса и трансседиментации составляющих его твердых частиц. Из классических основ речной гидравлики известно, что течения обуславливают турбулентное перемешивание основной толщи водных масс, тогда как в результате совместного воздействия волнения и течения развивается турбулентность придонного слоя.

Формирование состава и структуры свойств наносов, а также особенностей их дифференциации по площади водоема происходит практически всегда под влиянием совокупности различных видов гидродинамической активности водных масс,

характерной для того или иного водоема. Для количественной оценки совместного влияния стоковых и дрейфовых течений, волнения, турбулентного перемешивания и колебания уровней воды на формирование донных наносов нами были проведены расчеты для условий Иваньковского водохранилища. Ввиду выраженной неоднородности конфигурации, проточности и волнового режима, Иваньковское водохранилище является хорошей природной экспериментальной моделью для исследования процесса формирования донных отложений в условиях многофакторного воздействия. Суть методики заключается в определении критических условий для взмучивания, переноса и седиментации твердых частиц донных отложений, а также характеристик их пространственного распределения в водоеме и включает три основных этапа: 1) установление критериев, определяющих характер процесса взаимодействия водных масс и частиц донных отложений, а также их расчет для зоны взмучивания, переноса и седиментации; 2) определение критических условий взаимодействия водных масс и частиц донных отложений в зоне взмучивания; 3) расчет средней и частной мутности и ее распределения по глубине водоема с учетом фракционного состава донных отложений и гидродинамической активности водных масс. В качестве количественных критериев, наиболее полно отражающих механизм взаимодействия водных масс и твердых частиц донных отложений, были приняты средняя скорость движения воды и ее характеристические значения: срывающая средняя скорость, при которой происходит массовое взвешивание донных частиц определенной крупности, и средняя предельная скорость, при которой происходит седиментация [1].

Результаты проведенных расчетов, а также их анализ, дали возможность установить области взмучивания, переноса, трансседиментации и седиментации, как основных динамических процессов, определяющих направленность формиро-

вания донных отложений. Так, для условий Иваньковского водохранилища положение границы между зонами взмучивания и переноса твердых частиц донных отложений зависит, главным образом, от ветроволнового режима на его акватории. Зона взмучивания характеризуется небольшими глубинами и значительными орбитальными скоростями движения воды у дна, что способствует взвешиванию твердых частиц донных отложений практически всех фракций. Условия взмучивания определяются типом донных отложений и характерным для них критическим значением срывающей скорости воды у дна  $u_{\Delta\text{срыв}}$ . Зона взмучивания Иваньковского водохранилища представлена, в основном, отложениями из макрофитов (узкие заросшие заливы) с  $u_{\Delta\text{срыв}} = 0,2$  см/с; торфянистым илом с  $u_{\Delta\text{срыв}} = 0,4$  см/с; илистым песком с  $u_{\Delta\text{срыв}} = 0,9-2,8$  см/с (в зависимости от процентного состава илистых частиц) и песком с  $u_{\Delta\text{срыв}} = 5,4$  см/с (открытые части водоема). При этом, взвешивание илистых частиц крупностью  $d = 0,005$  мм происходит уже при скорости ветра  $W_{10} = 2-3$  м/с. Усиление ветра до  $W_{10} = 10$  м/с приводит к резкому увеличению мутности.

Зона переноса характеризуется увеличением глубин и преобладанием средних скоростей течения над орбитальными. В этой части водоема твердые частицы находятся во взвешенном состоянии. При существующем ветроволновом режиме границей между зоной взмучивания и переноса при скорости ветра  $W_{10} = 5$  м/с будет глубина  $H_{\text{в-п}} = 0,5-3,2$  м; при  $W_{10} = 10$  м/с и  $15$  м/с  $H_{\text{в-п}} = 1-6$  и  $2-8$  м соответственно. Разброс глубин определяется довольно широким диапазоном существующих длин разгонов ветровой волны. На мелководных концевых участках закрытых заливов, протяженностью до  $1,0-1,5$  км, даже при направлениях ветра, совпадающих с их ориентацией, зона взмучивания значительно уменьшается вследствие зарастания водоема растительностью, которая гасит энергию. Здесь наблюдаются застойные зоны.

Зона седиментации определяется только величиной средней суммарной скорости стокового и дрейфового течения. В глубоководной части водохранилища орбитальные скорости у дна практически равны нулю и ветровой фактор не оказывает здесь влияния на взмучивание. В межень, при средних скоростях течения  $V=3-12$  см/с, граница между зоной переноса и седиментации располагается на глубине  $H_{п-с} = 9-12$  м. В половодье, в период максимальных сбросов через гидросоружение, при средней скорости течения  $V = 50-60$  см/с зона седиментации практически отсутствует.

К основным видам механического воздействия на донные наносы можно отнести перемешивание, перемещение и взмучивание в процессе турбации поверхностного слоя при рыбном промысле, дноуглубительных работах, захоронении грунтов в подводных отвалах, подводно-технических работах при добыче песчано-гравийной смеси, расчистке и обустройстве зарастающих и заболачивающихся мелководий, а также биотурбации бентосом и бентосоядными рыбами. Все виды механического воздействия, в основном, имеют локальный характер и способствуют переформированию донных наносов [5]. Так, работы, связанные с добычей нерудных строительных материалов в подводных карьерах сопровождается разрушением структуры грунта, изменением состава поровых и придонных вод, и переходом значительная часть донных наносов во взвешенное состояние. В результате вскрытия верхних слоев донных наносов, их взмучивания и последующего осаждения песчаных частиц, происходит частичное депонирование грунтов, прилегающих к району подводно-технических работ. Вместе с тем, в результате разработки карьера песчано-гравийной смеси изменяется естественная структура рельефа дна. Например, обследование участков карьера песчано-гравийной смеси на Иваньковского водохранилища, где добыча была прекращена в 1976 г. показало,

что за прошедший период произошло накопление илистых донных отложений, мощность которых более 20 см.

Наносы водоемов и водотоков, как правило, играют положительную роль в формировании качества воды водного объекта как экологической системы, способствуя процессам самоочищения. Однако, совместное протекание процессов физико-химической сорбции и механического поглощения взвешенных твердых мелкодисперсных частиц донными наносами может послужить началом формирования в них техногенных геохимических ассоциаций. Для интерпретации данных исследований по антропогенному влиянию на водоемы и водотоки из физических параметров практически всегда используется характеристики состава и структуры наносов, так как они в значительной степени определяет состояние водного объекта как экологической системы [7, 8].

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Бреховских В.Ф., Казмирук Т.Н., Казмирук В.Д. Донные отложения Иваньковского водохранилища: Состояние, состав, свойства. – М.: Наука, 2006. – 176 с. – ISBN 5-02-035327-2.
2. Зверев В.П. Энергетика гидрохимических процессов седиментогенеза. – М.: Недра, 1983. – 134 с.
3. Паламарчук И.К. Грунты дна и их роль в речных водохранилищах // Гидробиологический журнал. – 1972, Т.8, №1. – С.118–127.
4. Church, M. Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels // *The Annual Review of Earth and Planetary Science*. – 2006, V.34. – P.325–354.- doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122721
5. Church, M., Hassan, M.A. and Wolcott, J.F. Stabilizing self-organized structures in gravel-bed stream channels: field and experimental observations // *Water Resources Research*. – 2008, V.44. – P.3169–3179.

6. Dade, W.B. Grain size, sediment transport and alluvial channel pattern // *Geomorphology*. – 2000, V.35. – P.119–126.
7. Untersuchungen zum Resuspensionsrisiko belasteter Sedimentablagerungen im Rhein / O. Witt, M. Keller, D. ter Hulscher, et al. // *Vom Wasser*. – 2003, №101. – P.189-204
8. Waters T.F. Sediment in Streams: Sources, Biological Effects and Control / T.F. Waters. – Bethesda: American Fisheries Society, 1995. – 327 p.

## **ФЛЮВИАЛЬНАЯ ПЕРЕРАБОТКА БЕРЕГОВ РЕК СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ**

**Ю.А. Мурзин**

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,  
г. Якутск, Россия  
e-mail: mur@mpi.ysn.ru*

Для севера Якутии характерно сплошное развитие многолетне-мёрзлых горных пород мощностью 300-400 и более метров с температурой  $-6, -10^{\circ}\text{C}$ . Наличие мёрзлых пород влияет на скорость термоэрозионной и термоабразионной переработки берегов. Многие исследователи считают, что мёрзлые породы тормозят флювиальную переработку берегов [1, 2, 5, 8]. Другие полагают, что мерзлота усиливает их переработку [6]. Исследования, проведённые нами в низовьях рек Индигирки, Адычи и Колымы, показали, что в зависимости от конкретных условий влияние мерзлоты различное.

В пределах низовья р. Индигирки выделяются три геоморфологических уровня, которые хорошо согласуются с элементами четвертичного рельефа: высокая и низкая поймы, морская и прибрежная равнина и едомная возвышенность (аллювиальная равнина). Высокая и низкая поймы, а так же прибрежная равнина с высотами 2–5 м занимает большую часть

низовья р. Индигирки. Едомная возвышенность с высотами 20–40 м представляет собой небольшие по площади останцы сложной конфигурации, расчленённые процессами термоэрозии, термокарста и термоабразии.

В 1985 г, в низовьях р. Индигирки, у пос. Полярный (сейчас этот посёлок называется Русское Устье), нами был обследован береговой обрыв Русско-Устьинской протоки. Посёлок Полярный расположен на берегу двух проток: Русско-Устьинской и Шамановки. В начале летнего периода 1985 г. Русско-Устьинская протока размывла узкую перемычку, отделяющую её от протоки Шамановки, в результате чего посёлок оказался на мысу, размываемым водами двух проток. Резко усилился размыв берегового обрыва. За летний период 1985 г, на этом участке протоки, кромка берегового обрыва отступила на 60 м. Было разрушено несколько жилых строений. Исследования показали, что в тех местах, где р. Индигирка подмывает едомные поверхности, благодаря термоэрозии, скорость разрушения береговых обрывов резко увеличивается. Это определяется следующими обстоятельствами.

Тонкодисперсные отложения едомной поверхности содержат два яруса ледяных жил. Первый (верхний) ярус представлен современными растущими ледяными жилами. При ширине 1 м они достигают высоты 3–4 м. Второй (нижний) ярус – это древние ледяные жилы. При ширине около 4 м они начинаются с глубины 3–4 м и уходят под урез воды в реке. По классификации, принятой в [3], такие льдистые отложения по размываемости относятся к классу катастрофических.

Так как едомная поверхность представляет собой наиболее высокую и сухую поверхность (в отличие от окружающей заболоченной тундры), она весьма активно осваивается. Антропогенное вмешательство в ряде случаев сопровождается прогрессирующим проявлением термокарста (вытаиванием

верхних частей ледяных жил). При наличии уклонов поверхности в сторону реки происходит эрозионное расчленение территории по термокарстовым просядам.

Сильное течение в протоках, достаточно большие глубины (10 м) и наличие подруслового талика способствуют вытаиванию древних ледяных жил, залегающих в береговых массивах ниже уровня реки. Достаточно высокий уровень воды, частые паводки и нагонные ветры усиливают эффект термоэрозионного расчленения поверхности.

Всё это вместе взятое приводит к тому, что в низовьях р. Индигирки (у пос. Полярный) там, где она подмывает отложения едомной поверхности, скорость разрушения береговых обрывов резко возрастает и превышает 10 м/год, в отдельных благоприятных случаях эта скорость может достигать 60 м/год. Таким образом, термоэрозия является одним из ведущих процессов (наряду с термоабразией и термокарстом) в разрушении едомной поверхности и отступании берегов [7].

В 1980–1990 гг. в нижнем течении р. Адычи были проведены наблюдения за термоэрозионной переработкой берегов. Река Адыча, прорезая хр. Кисилых, образует здесь узкую корытообразную долину шириной до 1 км. Установлено, что скорость отступления берегового обрыва в излучинах р. Адычи не превышает 1 м/год. Невысокая скорость разрушения берегов обусловлена двумя факторами. Первая – малая мощность рыхлых отложений, высота которых не превышает 3–5 м. Подстилаясь русловыми галечниками, эти отложения при средних и низких уровнях воды часто располагаются выше уровня воды. Второй – отложения в береговых обрывах представлены пылеватыми песками с массивной криогенной текстурой и маломощными ледяными жилами. Известно, что наиболее интенсивно размываются суглинки с линзовидной и базальной криогенными текстурами. В нижнем течении р. Адычи суглинистые отложения с высокой льдистостью име-

ют ограниченное распространение. На наш взгляд, следует ожидать увеличение скорости термоэрозионной переработки берегов в местах вскрытия рекой этих льдистых отложений.

В 1983–1985 гг. были проведены наблюдения за термоэрозионной переработкой берегов в дельте р. Колымы, у пос. Походск, расположенного в устье Походской виски, левого берега Походской Колымы. Протока образует здесь излучину протяжённостью около 5 км. Вдоль берега проходит наиболее глубокая часть реки глубиной до 26 м. В береговых обнажениях Походской Колымы отложения представлены тёмно-серыми пылеватыми песками с массивной криогенной текстурой и ледяными жилами, ширина которых составляет 1,0–1,5 м. Эти отложения перекрываются оторфованным горизонтом мощностью 0,5–0,6 м. В береговом обрыве Походской виски, чуть выше посёлка, вскрываются тёмно-серые оторфованные суглинки с линзовидной и атакситовой криогенными текстурами и крупными ледяными жилами (шириной до 2 м), уходящими под урез воды.

Наблюдения показали, что за два летних периода 1984–1985 гг. Кромка берегового уступа Походской Колымы отступила на 6,5 м. Сравнительно невысокая скорость размыва отложений обусловлена оторфованным горизонтом, который тормозит термоэрозионную переработку берегов. Следует ожидать усиления разрушения берегов, когда вскроются льдистые отложения, отмеченные нами у пос. Походск, в береговом обрыве Походской виски, что создаёт потенциальную угрозу посёлку и особенно кладбищу, где сохранились захоронение людей умерших от чёрной оспы.

## **ВЫВОДЫ**

Наблюдения, проведённые за термоэрозионной переработкой берегов в низовьях рек Индигирки, Адычи и Колымы показали следующее. В тех случаях, когда в береговых обрывах

рек вскрываются суглинистые отложения с базальной криогенной текстурой и мощными ледяными жилами, скорость отступления кромки обрыва может достигать 60 м. в год. Если в береговых обрывах вскрываются пылеватые пески с массивной криогенной текстурой и маломощными ледяными жилами скорость отступления кромки берегового обрыва резко сокращается и в среднем не превышает 1 м в год.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов А.Л., Заец Г.М., Коротаяев В.Н. и др. Основные процессы, формирующие дельту р. Индигирки //Эрозия почв и русловых процессов. – М.: 1979. – Вып. 7, с 146-159.
2. Григорьев Н.Ф. Роль криогенных факторов в формировании морских берегов Якутии //Многолетнемёрзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С 68-78.
3. Ершов Э.Д., Малиновский Д.В., Кучуков Э.З. и др. Термоэрозия дисперсных пород. – М.: Изд-во МГУ, 1982, С. 194.
4. Литвинов А.Я. Осадка при протаивании суглинков Яно-Индигирской приморской низменности //Материалы к основам учения о мёрзлых зонах земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Вып. V. – С. 56-72.
5. Любимов Б.Н. Опыт составления карты размываемости горных пород на территории европейской части СССР // I Всесоюз. межвуз. конф. по проблеме «Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях»: Тез. докл. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – С. 52-54.
6. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955, С. 146.
7. Мурзин Ю.А.. Флювиальная переработка ледового комплекса в низовьях р. Индигирки //Климат, почвы, мерзлота. – Новосибирск.: Наука, 1991, С. 157-162.

8. Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952, С. 526.
9. Толстов А.Н. Некоторые данные о разрушении берегов в нижнем течении р. Индигирки //Вопросы географии Якутии. – Якутск.: 1962. – Вып. 2, С. 123-127.
10. Шур Ю.Л., Петрухин Н.П., Славин-Боровский В.Б. Разрушение берегов в криолитозоне //Криогенные процессы. М.: Наука, 1978, С. 57-73.

#### **К ВОПРОСУ РАСЧЕТА РАСХОДА КРУПНЫХ ДОННЫХ НАНОСОВ ПРИ ИХ ГРЯДОВОЙ ФОРМЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ В РЕЧНЫХ РУСЛАХ**

**О.А. Самохвалова**

*ФГБУ Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия*

*e-mail: riverchannel@yandex.ru*

Для решения большинства теоретических и прикладных задач в области русловых процессов при использовании речных русел и пойм в хозяйственных целях: рационального проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений, борьбы с паводками, реконструкции речных русел, мониторинга, охраны и восстановления рек, – необходимы расчёты характеристик русловых переформирований, которые являются внешним проявлением транспорта рекой наносов [6].

Качество решения перечисленных задач зависит от точности расчёта расхода и стока руслового материала, слагающего русла рек. Существующие методы расчёта этих характеристик несовершенны и требуют дальнейшего развития. Традиционно утвердившийся в мировой литературе подход к этой задаче заключается в поиске универсальных решений и

расчётных зависимостей. Как показывает время, этот подход недостаточно эффективен.

В Отделе русловых процессов ГГИ разрабатывается методология дифференцированного подхода к решению задачи расчёта расхода донных наносов в реках, которая состоит в отдельной оценке этой характеристики в больших, средних и малых равнинных реках [10, 14, 15, 17, 18, 19, 22], на горно-предгорных участках речных русел [8, 11, 16], а также в разработке расчётных методов для отдельных рек или их участков (локальных зависимостей) [4, 9]. Такой метод, в отличие от универсального подхода, существенно упрощает задачу, позволяя учитывать специфику транспорта донных наносов в рамках выделенных категорий рек и речных участков.

В настоящей работе представлен анализ результатов расчёта расхода донных наносов по формулам различных исследователей применительно к горно-предгорным участкам речных русел при грядовой форме перемещения руслового материала. Транспорт донных наносов в условиях горно-предгорных рек может происходить в бесструктурной или в структурной (грядовой) формах. Граница между этими формами транспорта донных наносов при полной подвижности донных отложений определяется значением относительной гладкости потока  $\frac{H}{d} \approx 15$  [5, 7].

Выполнение измерений в горно-предгорных реках во время паводков, при интенсивном транспорте руслового материала, технически невозможно из-за высоких значений скоростей потока, составляющих 4-8 м/с. Вместе с этим, этот процесс представляется возможным воспроизводить и изучать достаточно строго в лабораторных условиях – в гидравлических лотках и на пространственных физических размываемых моделях участков горно-предгорных рек – с соблюдением всех

гидродинамических критериев подобия: геометрического, кинематического и динамического.

Существующие в литературе формулы для расчёта расхода донных наносов крупного руслового материала в основном разработаны без учёта форм их перемещения (безгрядовой или грядовой). Остаётся неясным, в какой мере они отражают отмеченные условия. Выполненный в настоящей работе анализ состоял в выявлении расчётных зависимостей, соответствующих данным фактических измерений расхода донных наносов в гидравлических лотках и на размываемых физических моделях в условиях транспорта донных наносов в горно-предгорных реках при их грядовой форме перемещения. Проверка соответствия указанных формул измеренным данным их взаимное сравнение на основе независимого исходного материала в литературе до сих пор не выполнены.

Исходным материалом для настоящего исследования послужили данные 6 лотковых экспериментов и 4 размываемых гидравлических моделей участков горно-предгорных рек. Массив фактических данных состоял из 220 измерений. В рассматриваемых экспериментах гранулометрический состав донных отложений был как однородным (часть измерений в 8-метровом лотке, часть измерений Гончарова, данные Гая, Саймонса и Ричардсона), так и неоднородным (остальные данные), но, к сожалению, мы располагаем гранулометрическими кривыми только для двух из них: эксперимента Копалиани в 30-метровом лотке и экспериментов Уильямса. Для всех остальных случаев у нас имеются данные только по средневзвешенному диаметру  $d$  (Гай, Саймонс и Ричардсон характеризуют свои данные через  $d_{50}$ ). Информация об использованных данных представлена в табл. 1. Как следует из табл. 1, экспериментальными исследованиями грядового движения крупных наносов в целом охвачен широкий диапа-

зон гидравлических характеристик и интенсивности транспорта донных наносов вплоть до значений  $\theta \leq 1$ , в пределах которых транспорт донных наносов происходит в грядовой форме.

Для оценки соответствия расчетных данных измеренным при сравнении этих формул использовался следующий критерий: Удовлетворительным был принят интервал:  $0,5 \leq \Delta \leq 2,0$ , т.е. занижение или завышение результата расчетов в 2 раза и менее. Всего было проверено 80 формул отечественных (29) и зарубежных (51) исследователей. Проанализированные формулы по структуре можно разбить на несколько групп:

1. Формулы, содержащие критерий начала движения, в качестве которого используются:

- критическая скорость потока  $q_T = f(V_{cr})$  – 16 формул,
- критический расход воды  $q_T = f(q_{nc})$  – 6 формул,
- критическое безразмерное касательное напряжение на дне потока  $q_T = f(\theta_{cr})$  – 33 формулы,
- критический энергетический уклон  $q_T = f(\alpha_{cr})$  – 1 формула.

2. Вероятностный подход  $q_T = f(P)$  – 4 формулы.

3. Подход, основанный на принципе равной подвижности наносов – 1 формула (Г. Паркер).

4. Регрессионные зависимости  $q_T = f(x, y, \dots)$  – 19 формул.

Таблица 1. Гидравлические условия выполнения опытов по грядовому движению крупных наносов в исследованиях различных авторов

Характеристика	Диапазон изменения												
	Опыт 3 Д. Копаляни [7]						Углек	Авосова	В. Ф. Пух-карев [13]	Г. П. Уильямс [23]	В. Н. Гончаров [2]	Гай, Сай-монс и Ричардсон [21]	гипер-гидр.
	8-м лоток	30-м лоток	Ножа	Хара-Муши	Углек	Авосова							
Количество измерений	17	14	17	21	11	2	34	49	42	13	220		
Ширина лотка $B, м$	0,21	0,50	-	-	-	-	0,50	0,075-1,19	-	2,44	0,075-2,44		
Глубина потока $H, м$	0,049-0,145	0,130-0,265	0,070-0,170	0,038-0,070	0,030-0,060	0,020-0,035	0,070-0,112	0,088-0,225	0,100-0,200	0,140-0,338	0,020-0,338		
Скорость потока $V, м/с$	0,56-0,92	1,00-1,45	0,40-0,60	0,35-0,68	0,47-0,68	0,40-0,42	0,51-0,71	0,46-1,08	0,64-1,34	0,55-0,95	0,35-1,45		
Крупность донных отложений $d, м$	0,0011-0,0015	0,0065-0,0065	0,0006-0,0020	0,0024-0,0041	0,0025-0,0041	0,0015-0,0021	0,0017-0,0024	0,0014-0,0014	0,0013-0,0035	0,0009-0,0009	0,0006-0,0065		
Уклон водной поверхности $I$	0,003-0,006	0,003-0,01	0,006	0,006	0,005	0,007	0,001-0,003	0,0006-0,01	-	0,0004-0,004	0,0004-0,01		
Элементарный расход воды $q, м^3/с/м$	0,029-0,104	0,130-0,300	0,029-0,102	0,016-0,043	0,014-0,038	0,008-0,015	0,036-0,079	0,041-0,230	0,064-0,268	0,080-0,263	0,008-0,300		
Число Фруда $Fr = \frac{V}{\sqrt{gH}}$	0,56-0,89	0,66-1,05	0,34-0,57	0,53-1,01	0,75-1,05	0,72-0,90	0,56-0,72	0,34-0,82	0,65-1,26	0,35-0,58	0,34-1,26		
Высота град $h_r, м$	0,006-0,024	0,015-0,050	0,010-0,065	0,005-0,020	0,005-0,015	0,010-0,010	0,008-0,021	0,012-0,055	0,010-0,050	0,018-0,104	0,005-0,104		
Длина град $l_r, м$	0,180-0,630	0,600-1,050	0,450-1,000	-	-	-	0,400-0,880	0,400-2,710	0,220-0,750	0,884-2,236	0,18-2,71		
Скорость перемещения град $C_r, м/с$	0,00200-0,00990	0,00800-0,03070	0,00027-0,00290	0,00250-0,01000	0,00250-0,01330	0,00230-0,00400	0,00170-0,00610	0,00015-0,01170	0,00220-0,03760	0,00075-0,00674	0,00015-0,0376		
Элементарный расход донных наносов в плотном теле $q_T, м^3/с/м$	0,000011-0,000092	0,000079-0,000569	0,000007-0,000049	0,000009-0,000044	0,000014-0,000065	0,000010-0,000018	0,000007-0,000042	0,000001-0,000196	0,000018-0,000733	0,000008-0,000187	0,000001-0,000733		

В ходе сравнения наилучшие результаты (0,5 5 2,0) были получены по следующим формулам.

1. В 9 группах данных из 10:

№	Автор	Оценка									
		8-метровый	30-метровый	Нюжежа	Хара-Мурин	Утулик	Аюсовка	Пушкарев	Уильямс	Гончаров	Гай-Саймонс-Ризардсон
34	А.Ф. Кудряшов [10]	2,07	1,87	0,67	1,96	1,61	0,97	1,33	1,61	1,28	0,54
	В.Н. Лазарев, Ф.М. Чернышов (1974) [12]	2,65	1,66	0,64	1,43	1,07	0,61	0,98	1,44	1,17	0,83

2. В 7 группах из 10:

№	Автор	Оценка									
		8-метровый	30-метровый	Нюжежа	Хара-Мурин	Утулик	Аюсовка	Пушкарев	Уильямс	Гончаров	Гай-Саймонс-Ризардсон
	А.Н. Булгаков (1998) [1]	1,69	0,61	1,12 1/17 $V < V_0$	1,22 2/21 $V < V_0$	0,99	0,97	1,36	2,73	0,60	0,95

3. В 6 группах из 10:

№	Автор	Оценка									
		8-метровый	30-метровый	Нюжежа	Хара-Мурин	Утулик	Аюсовка	Пушкарев	Уильямс	Гончаров	Гай-Саймонс-Ризардсон
8	М.А. Великанов [10]	1,15	6,09	0,49	1,08 1/21 $V < V_0$	0,85	0,21	0,95	1,53	1,18	0,54
61	В.Ф. Талмаза (1963) [20]	1,07	0,52	0,24	0,86	0,68	0,37	0,53	0,30	0,70	0,24
	Х.А. Эндигейн (1950) (по К.В. Гришанину) [3]	1,04	0,57	3,80	0,50	0,13	0,50	0,20 2/34 нет данных	1,86		0,64

Формулы, использующие безразмерный критерий Шильдса и безразмерную функцию Эйнштейна, проверялись в нескольких вариантах. Критические значения безразмерного касательного напряжения использовались следующие:  $\theta_0$  – по автору (если он предлагал собственное значение) или 0,06 – по Шильдсу и 0,03 – по Копалиани. Для массивов данных 30-м лотка и Уильямса (где есть гранулометрические кривые) в качестве характеристики гранулометрического состава брались  $d$  и  $d_{50}$ , а также иное значение, если таковое предлагалось автором (например,  $d_{35}$  у Эйнштейна), для прочих данных (как с однородным грансоставом, так и с неоднородным) только  $d$  или  $d_{50}$  (у Гая, Саймонса и Ричардсона).

Во всех массивах данных, кроме 30-м лотка и Уильямса, в качестве характеристики грансостава во всех формулах, независимо от предлагаемой автором, назначался  $d$  или  $d_{50}$  (у Гая, Саймонса и Ричардсона). Формулы, использующие поправочные коэффициенты на неоднородность грунта, для 30-м лотка и Уильямса проверялись как с учетом, так и без учета таких коэффициентов.

Соответствие проверяемых формул конкретной группе экспериментальных данных оценивалось по значению  $\Delta$ , осредненному по данной группе. Формулы, перечисленные выше в пунктах 1-3, показали устойчиво хороший результат для большого числа экспериментов и в среднем по всем группам исходных данных. Ниже приводятся аналитические выражения этих формул:

1. А.Ф. Кудряшов:  $q_T = 0,078 \frac{V^4}{H^2 q}$  кг/с/м
2. В.Н. Лазарев, Ф.М. Чернышов (1974):  
 $q_T = 0,1 \left(\frac{d}{H}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{d}{w} \sqrt{\frac{V - V_0}{w}} (V - V_0)^2 \frac{q}{H \sqrt{gH}}$  м<sup>3</sup>/с/м,  $V_0 = 3,83 d^{\frac{1}{2}} H^{\frac{1}{2}}$

3. А.Н. Бутаков (1998):

$$q_T = 0,07 \left( \frac{v}{\sqrt{g}} \right)^{\frac{1}{3}} \sqrt{d} V_0 \left( \frac{V}{V_0} \right)^3 \text{ м}^3/\text{с}/\text{м}, \quad V_0 = 1,25 \sqrt{gd} \lg \frac{0,8H}{d}$$

4. М.А. Великанов:

$$V_0 = 1,035 \sqrt{gd} \lg \frac{0,8H}{d \varphi_n} \text{ кг}/\text{с}/\text{м},$$

5. В.Ф. Талмаза (1963):

$$q_T = \frac{\alpha \gamma_T}{\sqrt{g}} V \sqrt{d} \left( \frac{d}{H} \right)^{\frac{1}{4}} \left( \frac{V}{V_0} \right)^3 (V - V_0) \text{ кг}/\text{с}/\text{м}, \quad V_0 = 2,8^4 \sqrt{d_{\max} H}$$

6. Х.А. Эйнштейн (1950) (интерпретация К.В. Гришанина):

$$q_T = \frac{dw}{A_*} \frac{1 - \operatorname{erf} \left( \frac{B_* \Psi - 1}{\sqrt{2} \eta_0} \right)}{1 + \operatorname{erf} \left( \frac{B_* \Psi - 1}{\sqrt{2} \eta_0} \right)} \text{ м}^3/\text{с}/\text{м}$$

$$\Psi = \frac{(r_T - r)d}{\tau} = \frac{1}{\theta}, \quad w = F \sqrt{\frac{\rho_T - \rho}{\rho} gd}, \quad F = \sqrt{\frac{c_1}{c_2}} = 1,2$$

$A_* = 43,5$ ,  $B_* = 0,07$ ,  $\eta_0 = 0,5$  по И.И. Леви,

По итогам выполненного анализа для условий грядового движения наносов на горно-предгорных реках в диапазоне гидравлических характеристик  $I = 0,0004 - 0,01$ ;

$$\frac{H}{d} = 9 - 364; \quad Fr = 0,34 - 1,26; \quad \frac{V_*}{w} = 0,13 - 1,04 \quad \text{и}$$

$Re_{*d} = 24 - 686$  для расчета расхода донных наносов можно рекомендовать следующие формулы: А.Ф. Кудряшова, В.Н. Лазарева и Ф.М. Чернышова (1974), А.Н. Бутакова (1998), М.А. Великанова, В.Ф. Талмазы (1963), Х.А. Эйнштейна (1950) (интерпретация К.В. Гришанина). Наилучшими из них оказались формулы А.Ф. Кудряшова и В.Н. Лазарева и Ф.М. Чернышова (1974). При этом зависимость Кудряшова не содержит член, выражающий неразмывающую скорость, что облегчает расчеты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутаков А.Н. Обоснование расчетной формулы для расхода русловых наносов методом сравнительного анализа. / Тр. Академии водохозяйственных наук, 1998, вып. 5 – Гидрология и русловые процессы. С. 225-238.
2. Гончаров В.Н. Движение наносов. ОНТИ, 1938. 308 с.
3. Гришанин К.В. Теория руслового процесса. М., Транспорт, 1972. 216 с.
4. Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 143 с.
5. Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса. СПб: Нестор-История, 2011. 544 с.
6. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисченко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 272 с.
7. Копалиани З.Д. Лабораторные исследования грядового движения крупных наносов. // Тр. ГГИ, 1972, вып. 204. С. 61-74.
8. Копалиани З.Д. Расчеты расхода донных наносов при их структурном транспорте в реках горно-предгорной зоны. Тр. III Международ. науч.-техн. конф. «Современные проблемы охраны окружающей среды, архитектуры и строительства», Тбилиси-Боржоми, Грузия, 2013. С. 117-125.
9. Копалиани З.Д., Жук М.М. К проблеме оценки стока руслового материала в реках. // Журнал СПГУВК, 2010, вып.2. С. 74-89.
10. Копалиани З.Д., Костюченко А.А. Расчеты расхода донных наносов в реках. // Сборник работ по гидрологии, 2004, № 27. С.25-40.
11. Копалиани З.Д., Самохвалова О.А., Чеботарев А.С. Рекомендации по расчету характеристик транспорта донных наносов в горно-предгорных реках. Тр. IV Международ. науч.-техн. конф. «Современные проблемы управления водны-

ми ресурсами, охраны окружающей среды, сельского хозяйства и строительства» 2014 г. В печати.

12. Лазарев В.Н., Чернышов Ф.М. Уточнение расчета расхода влекомых наносов для крупнозернистых грунтов. / Тр. НИИВТ, вып. 88: Методы улучшения судоходных условий на реках Сибири. Новосибирск, 1974. С. 43-53.

13. Пушкарев В.Ф. Движение влекомых наносов. // Тр. ГГИ, 1948, вып. 8(62). С. 93-109.

14. Самохвалова О.А. Расчет высоты песчаных гряд в больших и малых равнинных реках. // Вестник СПбГУ, сер.7, 2011, вып.4. С. 134-147.

15. Самохвалова О.А. Расчеты скорости перемещения песчаных гряд в равнинных реках. // Водные пути и русловые процессы, 2013, вып. 1, с. 182-200.

16. Самохвалова О.А., Чеботарев А.С. Расчеты расхода донных наносов на горных реках при бесструктурной форме их перемещения. Тр. конференции «Водные пути и русловые процессы» 2014 г. В печати.

17. Сنيщенко Б.Ф., Копалиани З.Д. О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях. // Тр. ГГИ, 1978, вып. 252. С. 19-25.

18. СТО ГУ ГГИ 08.29-2009. Учет руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки. СПб: Нестор-История, 2009. 175 с.

19. СТО ФГБУ «ГГИ» 52.08.31-2012. Добыча нерудных строительных материалов в водных объектах. Учет руслового процесса и рекомендации по проектированию и эксплуатации русловых карьеров. СПб: Глобус, 2012. 133.

20. Талмаза В.Ф. К вопросу о транспортирующей способности рек горно-предгорной зоны. Изв. АН Киргизской ССР. Серия естест. и техн. наук. Фрунзе, 1963, т. 5, с. 27-51.

21. Brownlie W.R. Compilation of alluvial channel data: laboratory and field. // W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources Division of Engineering and Applied Science

California Institute of Technology, report № KH-R-43B, Pasadena, California, 1981, 209 p.

22. Samokhvalova O.A. Bed load assessment in plain rivers. – Proc. of the conf. ‘Contemporary hydrological issues in the research of Polish and Russian MSc and PhD students’, Torun, 2012, pp. 91-103.

23. Williams G.P. Flume width and water depth effects in sediment transport experiments. // Geological survey professional paper, 562-H. US Government printing office, Washington, 1970. 30 p.

## **ИССЛЕДОВАНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ВЫСОТЫ ПОДНЯТИЯ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ В ПОТОКЕ**

**А.Г. Ходзинская, Т.В. Зоммер**

*ФГБОУ ВПО Московский государственный строительный университет, Москва, Россия*

*e-mail: khodzinskaya2010@yandex.ru; ZommerTV@mgsu.ru*

При изучении движения твердых частиц в естественных речных руслах и гидравлических лотках часто сталкиваются с нерешенными проблемами. Например, уже в самом начале влечения частиц в автомоделной области графика Кнороза - Шильдса коэффициент устойчивости твердых частиц не является постоянным, причем зависит не только от формы и плотности частиц, но и вида донной шероховатости. Влечение частиц в виде условного качения по дну возможно только для частиц сферической формы и гладкого дна [7; 13].

Скольжение частиц, по мнению многих авторов, всегда сопровождается отрывом от дна, т.е. сальтацией, которая является общей формой движения донных наносов. Силы, влияющие на отрыв частиц от дна и на их движение в потоке, неодинаковы для частиц различной формы, двигающихся по

дну с искусственной шероховатостью в виде закрепленных частиц и дну с частицами незакрепленной шероховатости [6]. Относительные продольные скорости движения донных частиц также зависят от их формы и от плотности [18]. Эксперименты с различным сочетанием характеристик частиц (формы, плотности) и видов дна (закрепленная или незакрепленная шероховатость с частицами разной крупности) приводят к получению закономерностей и параметров, действительных только в диапазоне исходных условий. По результатам исследований Вильямса, приведенным в [9], при грядовом движении наносов в гидравлических лотках на размеры и форму гряд влияют не только глубина потока, но и ширина лотка. При изучении взвесенесущих потоков в лабораторных условиях встает вопрос также и о различиях турбулентной структуры потоков в гидравлических лотках и в натуральных условиях. Таким образом, интерпретация результатов экспериментальных исследований движения наносов нуждается в строгой оценке допущений [13; 5].

Разграничение наносов на донные и взвешенные достаточно условно, и при изменении гидравлических условий они переходят из одной категории в другую, однако механизмы их перемещения в потоке различны. Дополнительно к указанным видам М.А. Великанов [3] добавил «придонные» наносы, а К.В. Гришанин [8] в особый вид выделил недостаточно изученные «полувзвешенные» наносы, которые срываются от дна как влекомые, но подхватываются турбулентными вихрями и перемещаются на расстояния, превышающие их диаметр на 3...4 порядка. При измерении расходов «полувзвешенные» наносы могут оказываться неучтенными, так как улавливающие взвешенные наносы батометры располагаются для них слишком высоко, а через батометры для донных наносов их частицы проскакивают. Такие наносы не достигают свободной поверхности потока, и движение твер-

дых частиц, по всей видимости, осуществляется при движении и смыве донных форм.

В настоящее время общепринято определять вид движения наносов, используя динамическую гидравлическую крупность  $W/U_*$  - отношение гидравлической крупности частицы наносов к динамической скорости потока [10], но при определении конкретных критических значений этого параметра возникают расхождения. Так авторами [2] полагается, что в режиме квадратичного сопротивления при  $4 < W/U_* < 6,66$  происходит нарушение устойчивости частиц: при  $1,58 < W/U_* < 4$  - сальтация, а при  $W/U_* < 1,58$  - взвешивание. Другие авторы [4] считают, что при  $W/U_* > (4 - 6,25)$  частицы неподвижны; началу движения частиц и «гладкой фазе» соответствует  $(1,25 - 2) < W/U_* < (4 - 6,25)$ ; при  $0,59 < W/U_* < 1,25$  возникает сальтация, а при  $W/U_* < 0,59$  - взвешивание. Согласно исследованиям [13], при  $W/U_* > 5$  частицы не двигаются; при  $1,75 < W/U_* < 5$  возникает влечение по дну; при  $1,28 < W/U_* < 1,75$  сальтация частиц происходит вблизи дна; при  $0,41 < W/U_* < 1,28$  высота сальтации достигает середины глубины потока; при  $W/U_* < 0,41$  происходит взвешивание частиц. Вероятно, что разброс граничных значений связан с произвольным выбором момента начала сальтации и значения  $U'_z/W$  ( $U'_z$  - значение вертикальных пульсаций скорости жидкости), соответствующего началу взвешивания.

Опираясь на [4], можно принять, что начало движения частиц совпадает с нижней границей сальтации, тогда для песка в автомодельной области согласно графику Кнороза - Шильдса соответствующая началу движения  $W/U_* = 6,25$ . Верхняя граница сальтации - переход во взвешенное состоя-

ние. Граница взвешивания частиц характеризуется величиной среднеквадратичного отклонения вертикальных пульсаций скорости жидкости  $\sigma[U_z]$  и должна определяться вероятностным путем в предположении нормального закона распределения  $\sigma[U_z]$ . Согласно [17] началу взвешивания соответствует  $\sigma[U_z] = 1,2U_*$  и  $U_* = 0,8W$ . При значении  $W/U_* = 1,2$  вероятность взвешивания составит около 30%, при  $W/U_* = 0,81$  достигнет 50%; при  $W/U_* = 1,0$  вероятность взвешивания равна около 40%.

В настоящее время строго теоретический подход к решению уравнения движения одиночной сферы с учетом всех действующих на нее сил: тяжести, подъемной, лобового сопротивления, архимедовой, инерции, Бассе и Магнуса - отсутствует, поэтому приходится вводить эмпирические коэффициенты. Как показано в [2], теоретическая зависимость для средней относительной высот скачков имеет такой же вид, как и полученная экспериментально:  $H/d = f(W/U_*)$ , где  $H$  – средняя высота скачков,  $d$  - средний размер частиц. Воспользуемся полученными в [16] экспериментальными зависимостями для максимальной и средней относительных высот скачков от динамической крупности, соответственно:  $H_{\max}/d = f(W/U_*)$  и  $H/d = f(W/U_*)$ . Диапазон значений динамической крупности для этих зависимостей  $1,3 < W/U_* < 10$ . На рис. 1 эти зависимости обозначены (1) и (2). Проведенный анализ экспериментальных данных показывает, что значительная их часть была получена при наличии на дне закрепленной шероховатости, а передвигавшиеся в потоке частицы были искусственными сферами с плотностью значительно меньшей, чем у естественных частиц и имели дополнительно упругие свойства. В диапазоне значений  $7 < W/U_* < 10$  были использованы эксперименты Н.Н.

Гришина [9; 11], в которых искусственные частицы плотностью  $1,4 \text{ г/см}^3$  двигались по выступам равномерно-зернистой закрепленной шероховатости. Начало движения искусственных частиц происходит при значениях динамической крупности больше 10, а не при 6,25, как у частиц естественных наносов. Глубины потоков в экспериментах по определению высот скачков были соизмеримы с высотами сальтации частиц, высота сальтации частиц с относительной плотностью значительно меньшей значения 2,65 практически всегда превышала половину глубины лабораторного потока. Таким образом, гидродинамические условия отрыва и движения модельных частиц в лотках с закрепленной на дне искусственной шероховатостью далеки от условий движения песчинок на дне равнинных рек.

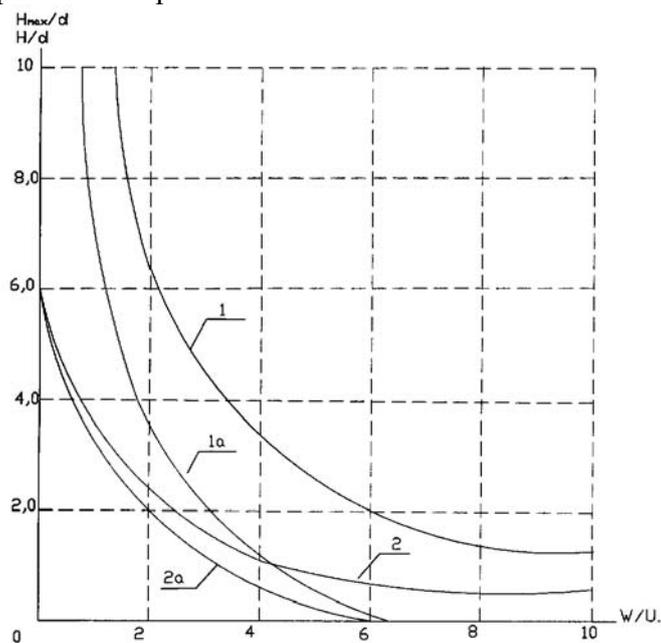


Рис.1. Зависимость относительных максимальных  $H_{\max} / d = f(W / U_*)$  – (1 и 1a) и средних (2 и 2a) высот скачков от динамической крупности

Изучение механизма сальтации [9; 16] привело к выводу, что механизм отрыва от дна и движения в потоке искусственных частиц из материалов различной плотности и упругости при их движении по закрепленным частицам отличается от движения естественных частиц подвижной шероховатости. Относительная высота подъема частиц от дна также оказывается больше, чем для частиц естественной подвижной донной шероховатости. На величину высоты скачка в таких условиях влияет удар о выступы донной шероховатости. Таким образом, построение общих зависимостей (на рис.1 – графики 1 и 2) для максимальной и средней относительных высот скачков  $H_{\max} / d = f(W / U_*)$  и  $H / d = f(W / U_*)$  ( $d$  - средний диаметр частиц) согласно [7; 16] для экспериментов, проведенных в разных условиях в диапазоне значений  $1,3 < W / U_* < 10$  можно считать неверным. Для естественных частиц, двигающихся по незакрепленному дну, следует привести другие зависимости (на рис. 1 – графики (1a) и (2a), полагающие максимальное значение  $W / U_* = 6,25$ . Зависимость (1) для относительной максимальной высоты скачков частиц, для всех экспериментальных данных:

$$H_{\max} / d = 13,2(W / U_*)^{-1}. \quad (1)$$

Зависимость (1a) на рис. 1 для относительной максимальной высоты скачков для частиц песка при подвижной шероховатости:

$$H_{\max} / d = 1,2(6,25 - W / U_*)(W / U_*)^{-0,5}. \quad (2)$$

Экспериментальные данные по движению наносов [7, 9, 12; 14; 16] были использованы для получения зависимости относительной максимальной высоты подъема частиц от  $W / U_*$  и  $U / W$  ( $U$  – средняя скорость потока) в большом диапазоне значений. Для получения значений максимальных относительных высот поднятия частиц в первую очередь были использованы экспериментальные данные Н.А. Михайловой [12], полученные при изучении распределения мутности по

глубине. Первая серия опытов проводилась методом кино-съемки на лотке лаборатории русловых процессов АН СССР. На дно лотка укладывался однородный песок (кроме опыта 38), устанавливался нужный режим, освещалась сверху узкая полоса в середине лотка и велась киносъемка со скоростью 200 кадров в секунду. Статистическая обработка на относительных глубинах от дна заключалась в определении количества частиц в кадре. Для оценки высоты подъема частиц нами использовались опыты (32-34, 36-38, 40, 41, 44, 47-50), в которых частицы не достигали свободной поверхности или достигали, но верхние значения мутности стремились к нулю. В табл. 1 приводятся полученные методом киносъемки исходные данные и результаты их обработки.

Вторая серия экспериментов по изучению распределения мутности на вертикали проводилась в лаборатории МИИТ с использованием батометра конструкции К.К. Орлова, в который забор жидкости происходит путем ее отсасывания с требуемой скоростью [12]. Проба отфильтровывалась, фильтр просушивался и взвешивался, после чего определялся средний диаметр частиц и их вес. В табл. 2 приводятся параметры потока и движения твердых частиц для второй серии экспериментов.

Во второй серии эксперимента в опытах 11, 13, 15, 23 на дне имелся песок крупностью 0,2 мм; в опыте 36 песок был крупностью 0,35 мм и подсыпался такой же крупности; в опытах 26 и 37 на дне был песок со средним диаметром 0,5 мм и подсыпался такой же; в опытах 31 и 32 на дне был неоднородный песок со средним диаметром 1,5 мм, но из бункера не подсыпался; в опытах 40 и 42 на дне был неоднородный песок из предыдущего опыта, но подсыпался песок крупностью 0,2 мм.

Таблица 1

№	$d, \text{ см}$	$W, \text{ см/с}$	$U, \text{ см/с}$	$h, \text{ см}$	$U_*, \text{ см/с}$	$\frac{W}{U_*}$	$\frac{U}{W}$	$\frac{H_{\max}}{d}$	$\lg \frac{H_{\max}}{d}$	$\frac{h}{d}$	$\lg \frac{h}{d}$	$C$	$A$
32	0,085	8,97	48,0	2,87	4,69	1,91	5,35	2,83	0,45	33,8	1,53	32,0	0,15
33	-«-	-«-	69,4	2,72	6,68	1,34	7,7	9,6	0,98	32,0	1,50	32,5	0,20
34	-«-	-«-	70,0	2,35	6,21	1,32	7,8	5,8	0,76	27,6	1,44	35,3	0,15
36	-«-	8,51	37,8	2,76	5,43	1,56	6,8	7,8	0,89	32,4	1,51	21,8	0,58
37	-«-	8,51	69,2	2,61	6,99	1,22	8,1	9,3	0,97	30,7	1,49	31,0	0,21
38	0,097	8,57	52,3	2,70	6,73	1,22	6,1	4,75	0,68	27,8	1,44	24,3	0,24
40	0,106	12,45	94,7	2,63	8,36	1,49	7,6	6,2	0,79	24,8	1,40	35,4	0,22
41	0,106	12,45	94,7	2,63	8,36	1,49	7,6	6,25	0,79	24,8	1,40	35,4	0,22
44	0,038	4,01	67,0	2,79	5,15	0,78	16,7	53,6	1,73	73,4	1,87	40,7	0,19
47	0,018	2,06	53,8	1,52	4,25	0,48	26,1	83,0	1,92	84,4	1,93	39,7	0,11
48	0,018	2,06	57,1	1,52	4,35	0,47	27,7	81,9	1,91	84,4	1,93	41,1	0,06
49	0,039	4,21	53,2	1,70	4,43	0,95	12,6	31,2	1,50	43,5	1,64	37,6	0,07
50	0,039	4,10	61,4	2,05	5,03	0,82	15,0	34,5	1,54	53,6	1,74	38,2	0,10

Обозначения:  $h$  – глубина потока;  $H_{\max}$  – максимальная высота поднятия частиц (скачков при сальтации);  $C$  – коэффициент Шези, ( $\text{м}^{0,5}/\text{с}$ ),  $A$  – коэффициент турбулентного обмена ( $\text{н}\cdot\text{с}/\text{м}^2$ ).

Таблица 2

№	$d$ , мм	$W$ , см/с	$U$ , см/с	$h$ , см	$U_*$ , см/с	$\frac{W}{U_*}$	$\frac{U}{W}$	$\frac{H_{\max}}{d}$	$\lg \frac{H_{\max}}{d}$	$\frac{h}{d}$	$\lg \frac{h}{d}$	C	A
11	0,20	1,90	64,8	8,1	3,75	0,51	28,5	272	2,43	405	2,60	54,1	0,33
13	0,20	1,90	46,6	13,1	2,98	0,64	20,5	431	2,63	655	2,87	48,9	0,30
15	0,20	1,90	47,2	13,4	3,55	0,53	20,8	613	2,79	670	2,82	53,7	0,30
23	0,20	1,90	104,7	6,6	6,10	0,31	46,1	304	2,48	330	2,52	53,7	0,28
26	0,18	1,72	53,6	12,9	8,60	0,20	31,2	717	2,85	716	2,85	19,5	1,77
31	0,20	1,95	31,1	12,7	5,46	0,36	26,2	350	2,54	635	2,80	17,8	1,15
32	0,20	1,95	75,4	9,7	6,02	0,32	38,7	422	2,62	485	2,69	39,2	0,54
36	0,35	3,03	121,0	8,3	7,55	0,40	40,0	203	2,30	237	2,37	50,2	0,48
37	0,18	1,72	125,0	8,3	7,48	0,23	72,7	405	2,61	461	2,66	52,3	0,46
40	0,25	2,35	147,0	7,5	8,60	0,27	62,6	285	2,45	300	2,48	53,5	0,46
42	0,25	2,35	141,0	7,8	8,81	0,27	60,0	287	2,46	312	2,49	54,5	0,32

Как и в предыдущем случае, были отобраны только те опыты, в которых мутность становилась равной нулю на некоторой глубине или стремилась к нулю на поверхности, то есть в которых имелся «потолок взвешивания». На рис. 2 и 3 нанесены также экспериментальные точки, полученные по приведенным в [1; 15] данным по рекам Волга и Полометь.

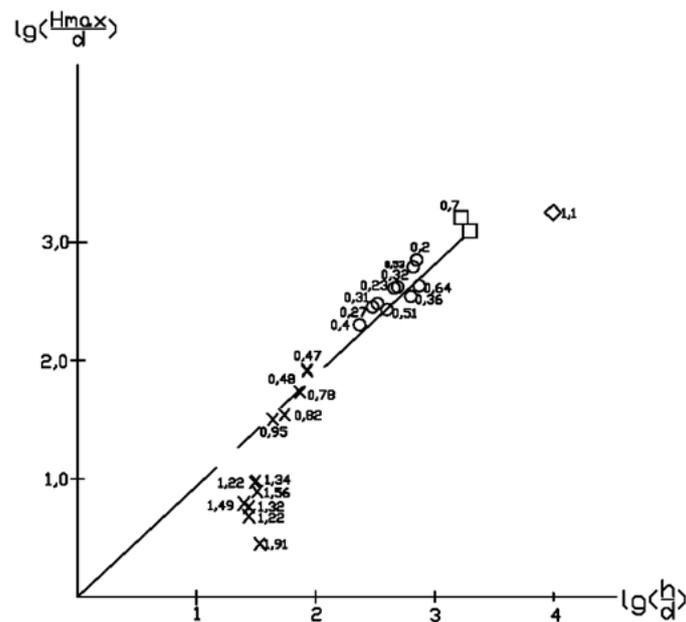


Рис. 2. Зависимость  $\lg(H_{max}/d) = f(\lg(h/d))$  при разных значениях  $(W/U_*)$ ; лабораторные эксперименты:  $\times$  - киносъёмка [12],  $\circ$  - батометр [1; 17]; реки:  $\diamond$  - Волга [1],  $\square$  - Полометь [15]

Следует отметить, что экспериментальные данные по рекам не отличаются полнотой и точностью: диаметры взвешенных частиц по реке Полометь приводятся в большом диапазоне значений 0,5...1,0 мм (принято 0,7 мм), высоту поднятия частиц можно определить приближенно; в [1] приводится толь-

ко средняя скорость для всего сечения реки, а не средняя скорость на вертикали. Точки, соответствующие измерениям в р. Волга, не находятся в стороне от точек, полученных в гидравлических лотках.

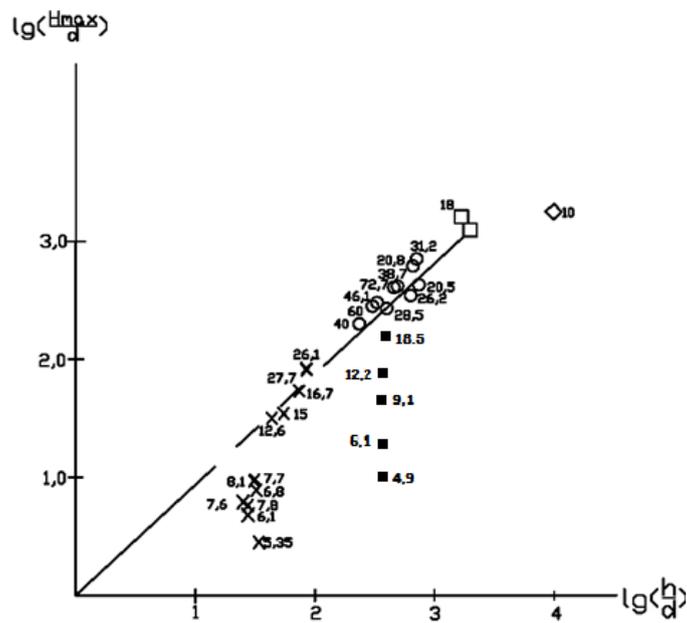


Рис. 3. Зависимость  $lg(H_{max}/d) = f(lg(h/d))$  при разных значениях  $U/W$ : лабораторные эксперименты:  $\times$  –киносъемка [12],  $\circ$  –батометр [1, 17]; реки:  $\diamond$  –Волга [1];  $\square$  –Полометь [15];  $\blacksquare$  –расчетные значения, полученные в [7]

Из положения экспериментальных точек на рис. 2 зависимости  $lg(H_{max}/d) = f(lg(h/d))$  при разных  $W/U_*$  следует, что изменение зависимости наблюдается при  $W/U_* \approx 0,82 - 0,95$ . При значениях  $W/U_* \geq 1$  эмпирические точки располагаются около вертикали с определенным значением относительной глубины. При значениях  $W/U_* \leq 1$

для лабораторных экспериментов можно выявить линейную зависимость: увеличение  $\lg(H_{\max}/d)$  при росте  $\lg(h/d)$  и неявном уменьшении  $W/U_*$ . Таким образом, при значениях  $W/U_* \leq 1$  этот параметр не определяет высоту поднятия частиц.

На рис. 3 представлен аналогичный график зависимости  $\lg(H_{\max}/d) = f(\lg(h/d))$  при разных  $U/W$ , на котором использованы те же экспериментальные данные, что и на рис. 2. Видно, что изменение зависимости наблюдается при  $U/W \approx 15-18$ . При значениях  $U/W \leq 15-18$  эмпирические точки располагаются около вертикалей с определенными значениями относительной глубины. При значениях  $U/W \geq 15-18$  для лабораторных экспериментов этот параметр мало влияет на относительную высоту поднятия частиц, которая определяется главным образом относительной глубиной потока. Таким образом, при значениях  $U/W > 15...18$  и  $W/U_* < 1$  наносы можно считать взвешенными. Согласно [11] безразмерный параметр  $G = U/W$  (следовательно, и мутность потока) равен или стремится к нулю при  $(4-6) < U/W < 10$  и коэффициенте Шези  $C > 35$ , то есть потолок взвешивания частиц можно наблюдать при  $U/W < 6-10$ . Так как при увеличении  $\lg(h/d)$  увеличивается значение  $\lg(H_{\max}/d)$ , можно считать, что в лотке взвешенные частицы перемещаются крупномасштабными вихрями, размеры которых зависят от глубины потока. Значения коэффициента турбулентного обмена, который играет существенную роль в процессах, происходящих в потоке, определялись по выражению А.В. Караушева [11]

$$A = \frac{g\rho h U_{cp}}{MC},$$

где  $h$  – глубина потока;  $U_{cp}$  – средняя скорость на вертикали;  
 $C$  – коэффициент Шези;  
 $M = 0,7C + 6$ .

Для измерений в реках Полометь и Волга коэффициенты турбулентного обмена равны 19,2 и 135,1 – то есть, в 10...1000 раз отличаются от полученных в лотках значений. Механизм перемещения взвешенных частиц в потоках связан с их турбулентной структурой, которая в свою очередь зависит от размеров потоков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернацкая Н.В. Распределение наносов по глубине взвешенного потока : диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. М.: ВНИИГиМ, 1984.
2. Брянская Ю.В., Маркова И.М., Остякова А.В. Гидравлика водных и взвешенных потоков в жестких и деформируемых границах. М.: АСВ, 2009. 264 с.
3. Великанов М.А. Три типа движения речных наносов // Изв. АН СССР. Энергетика и транспорт. 1963. №1.
4. Векслер А.Б., Донненберг В.М. Рекомендации по прогнозу трансформации русла в нижних бьефах гидроузлов СО 34.21.204. С.-Пб.: ВНИИГ, 2005.
5. Вербицкий В.С., Ходзинская А.Г. Определение расхода донных наносов с помощью характеристик сальтации // Гидротехническое строительство. 1999. № 6. С.24-29.
6. Волгина Л.В., Тарасов В.К., Зоммер Т.В. Транспортировка твердых частиц различной формы в потоках со свободной поверхностью воды // Вестник МГСУ. 2012. № 9. С. 83-88.
7. Гончаров В.Н. Движение наносов. М.: ОНТИ. 1938.
8. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков Л.: Гидрометеиздат. 1979.

9. Гришин Н.Н. Механика придонных наносов. М.: Наука, 1982.
10. Добыча нерудных строительных материалов в водных объектах. Учет русловых процессов и рекомендации по проектированию и эксплуатации русловых карьеров. Мин-во природных ресурсов и экологии РФ, Росгидромет. ФГБУ ГГИ СТО 52.08.31-2012.
11. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
12. Михайлова Н.А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды. Л.: Гидрометеиздат. 1966.
13. Михайлова Н.А., Литвин Ю.А., Ходзинская А.Г. Динамические особенности скачкообразного движения наносов // Гидравлические исследования в водном хозяйстве. Сборник научных трудов ВО «СОЮЗВОДПРОЕКТ». М., 1982. С. 25-36.
14. Михайлова Н.А., Литвин Ю.А., Ходзинская А.Г. О периодическом изменении во времени ускорения твердых частиц и несущей жидкости // Океанология. 1981. Т. 21. № 4. С. 678-684.
15. Разумихина К.В. Натурные исследования и расчет транспорта наносов//Труды ГГИ. Вып. 141. 1967.
16. Ходзинская А.Г. Движение донных наносов и оценка деформации русел каналов: диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. М., 1988.
17. Bagnold R.A. The nature of saltation and «bed-load»-transport in river. Proc.Roy.Soc., L., 1973, A-332, N 1591.
18. Francis J.R.D. Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water stream. Proc.Roy.Soc. London, 1973, vol. A-332, N 1591, p. 443-471.

# **СЕКЦИЯ 4**

**Береговые и устьевые  
процессы**



## **МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ГИДРОЛОГО- МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ<sup>1</sup>**

**Д.Б. Бабич, Н.Н. Виноградова, В.В. Иванов,  
В.Н. Коротаев, Е.Р. Чалова**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, Россия*

*e-mail: vlaskor@mail.ru*

**ВВЕДЕНИЕ.** Сегодня на Земле эксплуатируется более 60 тыс. водохранилищ (более 2 тыс. – в России), крупных озер в России – около 1,5 тыс. Исследования водохранилищ имеют длительную историю. Достаточно полно рассмотрены гидрологический, биологический и гидрохимический аспекты этой проблемы. Водохранилищам посвящены многочисленные крупные монографии [1, 4, 13–14]. Установлено, что гидрологический режим, сток наносов и русловые процессы существенно меняются ниже и выше водохранилищ. Наиболее детально изучены вопросы русловой морфодинамики в нижнем бьефе водохранилищ [2, 3]. Крупные публикации имеются по истории формирования озер и их донных отложений [5–8, 11–12]. В то же время механизм и формы проявления эрозии и аккумуляции в зоне переменного подпора водохранилищ и на вышележащем участке реки изучены недостаточно, а опубликованных работ по речным дельтам озер, кроме некоторых дельт крупных рек бассейнов Байкала, Балхаша и Иссык-Куля, нет.

Авторам доклада в 2013–2014 гг. представилась возможность провести полевые геоморфологические, русловые и геофизические исследования на Можайском водохранилище и на Ку-

---

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00156)

бенском озере, а также выполнить анализ топографических карт и космических снимков и получить новые данные по строению дельт рек, впадающих в водохранилища (70 объектов) и озера (30 объектов) Российской Федерации, республик бывшего СССР и стран СНГ. Полученные данные впервые для отечественной и мировой науки позволили оценить направленность и интенсивность современных эрозионно-аккумулятивных процессов для зоны переменного подпора крупных водохранилищ и выявить общие закономерности развития речных дельт в крупных озерах и водохранилищах.

**МЕТОДИКА РАБОТ.** Для реализации поставленной цели авторы применили методы полевых исследований конкретных природных объектов и камеральный картометрический метод. Для натурных исследований строения донного рельефа и мощности русловых отложений использовался комплекс гидроакустической аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна Института океанологии РАН, и GPS-приемники для геодезической привязки судовых галсов. Комплекс гидроакустической аппаратуры состоял из гидролокатора бокового обзора (ГБО-150-1), акустического профилографа (АП-4.5), графического самописца ОКЕАН и цифровой системы сбора-обработки гидролокационной информации РАСТР [7].

Грунтовые съемки с отбором поверхностного слоя наносов (5–10 см) производились синхронно с промером и автономно во время остановки судна при помощи донных щупов. Механический анализ проб донных наносов заключался в разделении песчаных фракций размерностью до 0.1 мм на стандартном наборе сит и на фракциометре для фракций менее 0.1 мм. При этом в соответствии с принятой десятичной классификацией выделялись следующие фракции: больше 100 мм (валуны), 100–10 мм (галька), 10–1 мм (гравий), 1–0.5 мм (крупный

песок), 0.5–0.25 мм (средний песок), 0.25–0.1 мм (мелкий песок), 0.1–0.01 мм (алевриты) и мельче 0.01 мм (илы).

Геоморфологическое строение дельт озер и водохранилищ, подсчеты их площадей и современная динамика изучалась на основе анализа, сопоставления и картометрии топографических карт масштаба 1:100 000 и космических снимков Landsat-7 и Google.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.** Исходя из общих положений геоморфологической концепции формирования речных дельт [9–10], на основе анализа топографических карт и космических снимков были выделены морфогенетические типы дельт и морфодинамические типы устьев рек, впадающих в озера и водохранилища. Наиболее распространенными типами речных дельт в озерах являются многорукавные дельты выдвижения с выровненным или лопастным краем и аллювиальные выступы с веером проток. Крупные реки, впадающие в водохранилища, как правило, формируют аллювиальные пойменно-русловые конуса выноса, большую часть которых занимают авандельты (подводные продолжения надводных конусов). Реки притоков образуют в подтопленных водохранилищем речных долинах многорукавные дельты заполнения (табл. 1).

По опубликованным данным гидрометрических постов, а также картометрическим подсчетам была составлена сводная таблица гидролого-морфологических показателей озер, водохранилищ и впадающих в них рек (табл. 2).

Таблица 1. Морфодинамические типы устьевых систем рек, впадающих в озера и водохранилища

Морфодинамический тип устьевой системы	Морфодинамический тип устья	Водный объект	
		Озеро, река	Водохранилище, река
Бездельтовый	Открытое однорукавное устье с устьевым баром	<b>оз. Ладожское</b> р. Свирь, Волхов, Сясь <b>оз. Онежское</b> р. Водла, Андома, Вытегра, Туба, Пяльма	–
Дельта заполнения устьевой лагуны	Блокированное однорукавное устье с устьевым баром	<b>оз. Байкал</b> р. Верхняя Ангара, Баргузин, Турка, <b>оз. Онежское</b> р. Ошта	–
Аллювиальный выступ с веером водотоков	Открытое многорукавное	<b>оз. Байкал</b> рр. Риты, Слюдянка <b>оз. Эльтон</b> рр. Хара, Ланцуг, Самара	–
Клювовидная дельта выдвижения	Открытое однорукавное устье с устьевым баром	<b>оз. Галичское</b> р. Векса <b>оз. Ханка</b> р. Мельгуновка <b>оз. Онежское</b> р. Немина	<b>Ириклинское</b> р. Урал <b>Краснодарское</b> р. Кубань
Многорукавная дельта выдвижения с выровненным или лопастным озерным краем	Открытое многорукавное устье с устьевым баром	<b>оз. Байкал</b> р.Хурай-Нур, Голоустная <b>оз. Воже</b> р. Вожега <b>оз. Галичское</b> рр. Челсма, Средняя <b>оз. Ильмень</b>	<b>Краснодарское</b> р. Белая

		рр. Ловать, Мста <b>оз. Псковское</b> р. Великая <b>оз. Кубенское</b> р. Кубена оз. Онежское р. Шуя <b>оз. Псковское</b> <b>р. Великая</b> <b>оз. Таймыр</b> р. Верхняя Таймыра <b>оз. Ханка</b> р. Комисса- ровка	
Многорукавная лопастная дельта выдвигения, оконтуренная береговыми барами	Блокированное многорукавное устье с устьевым баром	<b>оз. Байкал</b> р.Селенга, Тья, Сарма	–
Аллювиальный пойменно-русловой конус выноса	–	–	<b>Красноярское</b> р. Енисей, Ту- ба <b>Новосибир- ское</b> р. Обь
Многорукавные дельты заполнения долинных заливов	Полузакрытое Многорукавное устье	-	<b>Цимлянское</b> р. Аксай Есау- ловский, Лиска, Соло- ная, Донская Царица, Чир

Таблица 2. Наиболее характерные гидролого-морфологические показатели некоторых озер водохранилищ и впадающих в них рек

Название водного объекта	Гидрологические параметры озер и водохранилищ							
	длина озера (водохранилища). км / ср. ширина. км / средняя глубина (максимальная). м	площадь озера (водохранилища). км <sup>2</sup> / ср. ширина. км / средняя глубина (максимальная). м	площадь бассейна реки. тыс. км <sup>2</sup> / длина реки. км	площадь дельты. км <sup>2</sup>	средний расход воды. м <sup>3</sup> /с / сток воды. км <sup>3</sup>	средний расход наносов. кг/с / сток наносов. тыс. т	средняя мутность речных вод. г/м <sup>3</sup> (максимальная)	8
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	
<b>ОЗЕРА</b>								
<b>РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ</b>								
<b>Байкал.</b> р. Селенга	621/79.4/744 (1642)	31722/23000/1	447/1024	547.20	944/29.8	77.2/2435	81.8	
р. В. Ангара			21.4/438	377.30	255/8.04			
<b>Ильмень.</b> р. Ловат	≈45/до 35/3-4 (10)	982/12/13.5	21.9/530	217.80	169/5.33			
р. Мста				237.41				
р. Шелонь			9.71/248	21.58	43.6/1.38			
<b>Кубенское.</b> р. Кубена р. Уфтюга	54/12/1.2 (13)	407/1.67/3.6	11/368 1.28/117	39.20 8.94 (8.22)	100/3.15 11.6/0.36			

<b>Ладожское</b>	219/138/46.9 (230)	18135/838/до 3											
р. Свирь			84.4/224	147.40	790/24.9								
р. Сясь			7.33/261		54.4/1.72	0.7/22.1						12.9 (23)	
<b>Онежское</b>	245/91.6/30 (127)	9700/285/-											
р. Андома			2.57/156	44.0									
р. Водла			13.7/149	28.20	130/4.10								
<b>Псковско-Чудское.</b>	-/51/7.1 (15)	3555 (708)/25.07/-	25.4/406	3.70	134/4.23	1.5/47.3						11.4	
р. Великая													
<b>АРМЕНИЯ</b>													
<b>Севан.</b>	78/56/26.8 (79.7)	1238/33.2	7.31/146	2.62	16/0.50	2.3/72						144	
р. Раздан													
р. Дакнагет			480/24	2.82	3.56/0.11	0.35/11						98	
р. Гаварагет			384/51	0.40	5.16/0.16	0.14/4.4						27.1	
р. Аргичи													
<b>КАЗАХСТАН</b>													
<b>Балхаш.</b>	614/30/6 (до 27)	18200/110.5/до 2	140/1001	12000	479/15	105/3300						219 (870)	
р. Или (г/п Учжарма)			14.22/432	463.81 (451.94)	68/2.1	15/470						220	
р. Каратал			4.1/287	47.47	17/0.54	27/850						990 (1588)	
р. Лепсы													
<b>Зайсан.</b>	105/22-48/ 4-6	1800/-/18.5											

р. Черный Иргыш	(15)		1643/42.2	557.19 (228.92)	296/9.34	66.3/2090	
<b>КИРГИЗСТАН</b>							
<b>Иссык-Куль.</b> р. Тюп	178/до 60/278.4 (702)	6236/1740/0.3	1.13/-	4.70 (3.78)	10.84/0.34	2.4/75.7	221
р. Джергалан			2.06/-	11.17 (10.79)	21.3/0.67	2.97/94	139 (430)
<b>МОНГОЛИЯ</b>							
<b>Айраг-Нуур.</b> р. Захван-гол	16/9 (13)/6 (10)	143/0.82/-		45.12	27/0.85		
<b>Хара-Ус-Нуур.</b> р. Кобдо-Гол	78/26/2.1 (4.5)	1852/3.43/-		474.53	75/2.4		
<b>ВОДОХРАНИЛИЩА</b>							
<b>РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ</b>							
<b>Ириклинское (МН).</b> р. Урал (г/п Березовский)	73/3.6/12.5 (36)	260/3.3/12	22.6/231	27.68 (12.99)	30.4/0.96	3.6/110	118 (400)
<b>Краснодарское (СЗ).</b> р. Кубань (г/п Ладожская)	46/8.77/7.6 (20)	420/от 2.0 до 3.1/8	19.8/-	100.63 (37.54)	217/6.84	260/8200	66 (2700)0
р. Белая			5.99/273	16.57	40.6/1.28	44/1388	1000
<b>Краснояр-</b>	388/5.2/36.1(101)	2000/73.3/18					

ское (МН). р. Енисей (г/п Никитино)			18.2/-	164.76	1420/44.8	11/350	7
р. Туба			36.9/119	124.47	771/-		
<b>Можайское</b> (МН). р. Москва (г/п Барсуки)	28/1.1/7.7 (22)	30.7/0.24/7.7	0.76/473	10.0	5.49/0.17	0.38/12	70
<b>Новосибирское</b> (СЗ). р. Обь (г/п Камень-на- Оби)	230/10/9 (28)	1070/8.8	228/-	118.33	1660/52.4	485.5/15300	292
<b>АЗЕРБАЙДЖАН</b>							
<b>Мингечаурское</b> (МН). р. Кура (Сальяны)	75/8.3 (20)/27 (65)	625/16/15.2	188/1364	52.65 (19.64)	523/16.5	710/22393	(1358)
р. Иори			4.65/320	3.67 (1.75)	9.8/0.3		
р. Алазани	-/-до 75	110/-	10.8/351	18.14 (10.69)	98/3.1		
<b>КАЗАХСТАН</b>							
<b>Бухтарминское</b> (МН) р. Бухтарма	600/40/9.6 (80)	5490/49.6/7					
			12.66/336	17.61	214/6.75		

р. Курчум (г/п Тонгерек)				4.5/280	(4.30) 224.26 (222.50)	60.8/1.92		
<b>Капчагай-ское</b> (МН). р. Или	187/22/5.2 (46)	1845/28.14/до 4		68.4/815	79.82 (48.04)	-/14.8		
<b>Тасоткёль-ское</b> . р. Чу	18/8.5/(23)	42.51/0.62/-		67.5/1069	18.64 (1.20)	104.3/23	60/189	82
<b>Чардарьин-ское</b> (СЗ). рр. Сыр-Дарья. Чирчик	80/20/до 26	900 /5.7/8		219/2212	442.46 (191.07)	703/22.2		
<b>КИРГИЗСТАН</b>								
<b>Ортокой-ское</b> (СЗ). р. Чу (г/п Конкорка)	18/5/4 (7)	25/0.47/31		67.5/[1069]	(9.07)	28.5/0.89	4.6/145	160 (844)
<b>Токтогуль-ское</b> (МН). р. Нарын (г/п Учкурган)	65/12/69 (210)	284.3/19.5/63		59.1/[807]	15.39 (11.05)	480/15.1	473/14918	985 (1583)
<b>ТУРКМЕНИСТАН</b>								
<b>Сарызын-ское</b> .	17/3.5/12.5	51.15/0.148/-		46.9/978	27.06	52/1.64		

р. Мургаб (г/п Тагаба- зар)					(17.54)			
УЗБЕКИСТАН								
Кайраккум- ское (СЗ). р. Сырдарья	60/8.6 (20)/8.1 (25)	513/4.2/6.9	219/2212	151.64 (139.81)	703/-			
Южно- Сурханское (СЗ). р. Сурханда- рья	20/6.2/27	65/0.6/-	13.5/175	33.37 (5.40)	63.1/1.99	92/2902	844	

**Примечание.** 1) Типы регулирования: МН – многолетнее. СЗ – сезонное. СТ – суточное; 2) в графе 2 – в овал-  
ных скобках – максимальные величины; 3) В графе 3: в овалных скобках – площадь по топографической кар-  
те; 4) В графе 4: в прямых скобках – длина реки от истока до створа плотины водохранилища; 5) Пустая  
графа в таблице или прочерк – отсутствие данных

В мае-июне 2013–2014 гг. в рамках инициативного проекта РФФИ «Речные дельты водохранилищ и озёр: закономерности формирования и прогноз развития» были проведены полевые изыскания в акватории Можайского водохранилища и на Кубенском озере.

Во время полевых изысканий на Можайском водохранилище были выполнены следующие виды работ: 1) эхолотный промер в акватории верхнего бьефа водохранилища; 2) 8 поперечных и 1 продольный эхолотный промер основной акватории водохранилища; 3) гидролокационная съемка и сейсмоакустическое профилирование дна водохранилища на поперечных и продольных галсах; 4) отбор проб донного грунта.

Результаты полевых исследований дают основание сделать следующие выводы:

1) Реки Москва и Лусьянка формируют в верхнем бьефе водохранилища общий конус выноса в виде осередков, островов и разделяющих их проток общей площадью около 10 км<sup>2</sup>. Формирование современных островных образований и подводных осередков происходит в результате глубокой сработки водохранилища в период ремонтных работ на плотине (2008–2009 гг.). В 2008 г. глубина сработки составляла 3–5 м от НПУ, в 2009 – 2–3 м. В результате этого в зоне переменного подпора образовались повышенные участки дна, закрепленные кустарниковой растительностью. В настоящее время при наполнении до НПУ они оказались затопленными, но наличие растительности создало условия для аккумуляции наносов и формирования новых островов; 2) Донные грунты представлены главным образом илистыми и алевроитовыми фракциями (менее 0.1–0.05 мм). Песчаные фракции наносов от крупно- до тонкозернистого песка (0.5–0.1 мм) встречаются в зоне втекания рек Москвы и Лусьянки в пределах аллювиального конуса выноса на расстоянии 4 км от устья до створа Тушков Городок–Бычово. Ниже по течению все дно водохра-

нилища практически выстлано илистыми фракциями, за исключением участков затопленного прежнего русла р. Москвы, где могут вскрываться песчаные русловые отложения; 3) Гидролокационная съемка показала наличие мелкогрядового рельефа на участке современного русла р. Москвы при непосредственном впадении в водохранилище. В верхней части участка гряды представлены рифелями с высотами до 0.1 м и протяженностью 3–8 м. Ниже по течению рифели полностью исчезают, а в пределах основной акватории водохранилища наблюдаются отдельные скопления донных отложений иррегулярной формы на поверхности затопленной поймы. Результаты гидролокационной съемки позволяют устанавливать подводное положение уступов затопленной высокой и низкой поймы и их ориентацию по отношению к оси водохранилища; 4) Сейсмоакустическое профилирование в условиях общего слабого заиления водохранилища (слой илистых накоплений не превышает 0.5 м) оказалось мало результативным, фиксируя слой бывших русловых отложений на подстилающих моренных суглинках. По данным сейсмоакустики мощность слоя рыхлых осадков (вместе с илами) в среднем составляет 3–4.5 м; 5) Анализ поперечных и продольных профилей Можайского водохранилища выявил несколько интересных морфологических особенностей его днища. Во-первых, на продольном профиле очень четко различаются участки современного русла р. Москвы, устьевого конуса выноса и основной акватории водохранилища, в пределах которых амплитуда изменения глубин меняется от 1 и 4 м до 10 м соответственно. На поперечных профилях хорошо выделяются два уровня затопленной поймы (высокая и низкая) и прежние русловые врезы р. Москвы. Во-вторых, глубины над затопленной поймой постепенно увеличиваются от 4–6 м в верхнем бьефе до 10–15 м у плотины. Глубины над участками затопленного русла так же увеличиваются вниз по течению от 8 до 20 м при НПУ водохранилища.

На Кубенском озере и в дельте р. Кубены проведен следующий комплекс полевых работ: 1) эхолотный промер рукавов в дельте р. Кубена и два поперечных профиля в южной части озера; 2) гидролокационная съемка дна дельтовых рукавов и южной части озера; 3) два сейсмоакустических профиля в южной части озера и 4) отбор проб грунта в дельтовых рукавах.

Предварительные результаты полевых работ на Кубенском озере: 1) На привершинном участке главного русла Кубены между поселками Канским и Устьем формируются крупные песчаные гряды длиной от 500 до 1000 м и высотой от 4 до 7 м. В нижнем течении высота крупных гряд уменьшается до 2–3 м, а длина увеличивается до 2000 м; 2) Профиль дна озера на приустьевом участке отличается относительной выровненностью. Колебания отметок дна не превышают 0.5–1 м; 3) Сейсмоакустическое профилирование дна озера в районе о. Каменный выявило чрезвычайно неровную кровлю коренных отложений (предположительно водно-ледникового генезиса), перекрытых толщей озерных накоплений мощностью от 1 до 12 м; 4) Донные отложения в магистральном дельтовом рукаве Кубены представлены песчаными и песчано-гравийными фракциями руслового аллювия. В гранулометрическом составе озерных отложений юго-западной части Кубенского озера преобладают песчано-илистые фракции; 5) Площадь современной субаэральной дельты Кубены (вершина в районе п. Устье) составляет 39.2 км<sup>2</sup>.

## **ВЫВОДЫ**

1. Площади дельт рек, впадающих в водохранилища, величины дискретные, зависящие от положения уровня водохранилища. Например, на стадии их заполнения в Ортотокойском и Кировском водохранилищах (республика Киргизстан) реками Чу и Талас были сформированы дельты площадью 9.07 (1980 г.) и 48.74 км<sup>2</sup>, когда площадь водной поверхности во-

дохранилищ составляла 5.19 (1971 г.) и 6.71 км<sup>2</sup> (1978 г.) соответственно. Во время максимального наполнения этих водохранилищ на космических снимках 2013 и 2007 гг. просматриваются субэральные дельты площадью не более 3.5 (Чу) и 2.75 км<sup>2</sup> (Талас), т.е. большая часть площади речных дельт превратились в затопленные авандельты. Аналогично при полном наполнении Красноярского водохранилища (отметка уреза – 243 м БС) большая часть площади аллювиально-дельтовых конусов выноса рек Енисея и Тубы находится в затопленном состоянии.

2. Наибольшие размеры озерных дельт в Российской Федерации имеют реки бассейна Байкала (Селенга – 547 км<sup>2</sup>, Верхн. Ангара – 377 км<sup>2</sup>), а также реки Ловать (217 км<sup>2</sup>), Мста (237 км<sup>2</sup>), Свирь (147 км<sup>2</sup>) и Верхн. Таймыра (114 км<sup>2</sup>); в Казахстане – реки бассейна оз. Балхаш (Или – 12000 км<sup>2</sup>, Каратал – 463 км<sup>2</sup>), бассейна оз. Зайсан (Черный Иртыш – 557 км<sup>2</sup>) и оз. Сасыкколь (Тентек – 286 км<sup>2</sup>); в Монголии – реки бассейна оз. Убсу-Нур (Тэйсин-Гол – ок. 470 км<sup>2</sup>, Хандагайты-Гол и Улатай – 223 км<sup>2</sup>), оз. Хара-Ус-Нур (Кобдо-Гол – 474 км<sup>2</sup>) и оз. Ачит-Нур (Бух-Мурэн-Гол – 122 км<sup>2</sup>). Площади большинства озерных дельт не превышают 50 км<sup>2</sup>, особенно для высокогорных озер Севан, Иссык-Куль, Сон-Куль и Чатыр-Куль, где площади дельт впадающих в них рек колеблются от 0.1 до 4 км<sup>2</sup>.

Площади аллювиальных конусов выноса больше 100 км<sup>2</sup> имеют крупные реки, впадающие в водохранилища (Обь, Енисей, Кубань). Реки притоков формируют, как правило, небольшие дельты – от 4 до 15 км<sup>2</sup>.

3. Скорости прироста речных дельт озер и водохранилищ зависят от величины стока речных наносов. Например, средняя скорость прироста дельт рек Йори, Алазани и Куры (наибольшая мутность воды колеблется от 2325 до 1358 г/м<sup>3</sup>),

впадающих в Мингечаурское и Шамхорское водохранилища (республика Азербайджан), составляет от 0.05 до 1.22 км<sup>2</sup>/год, а среднеазиатских и казахстанских рек Нарын (Токтогульское водохранилище), Нарым и Бухтарма (Бухтарминское водохранилище), Сырдарья (Кайраккумское водохранилище), Чу (Тасоткельское водохранилище), Мургаб (Сарызынское водохранилище), Или (Капчагайское водохранилище), Сурхандарья (Южно-Сурханское водохранилище) и Сырдарья (Чардарьинское водохранилище) – от 0.14 до 7.61 км<sup>2</sup>/год.

Средняя скорость выдвигания аллювиальных конусов выноса в устьях рек, впадающих в водохранилища России, со времени их заполнения до 2013 г. по нашим подсчетам составила для р. Урал (сток наносов по г/п Березовский 0.11 млн т) – 0.6 км<sup>2</sup>/год, р. Обь (сток наносов по г/п Камень-на-Оби 15.3 млн т) – 2.2 км<sup>2</sup>/год, р. Енисей (сток наносов по г/п Никитино 0.35 млн т) – 3.0 км<sup>2</sup>/год, р. Кубань (сток наносов по г/п Ладожская 2.7 млн т) – 3 км<sup>2</sup>/год.

4. Современная скорость выдвигания большинства озерных дельт по данным сопоставленного анализа топографических карт и космических снимков за период около 30 последних лет вследствие крайне незначительного стока взвешенных наносов очень мала, за исключением некоторых крупных рек или рек с большой мутностью (от 200 до 430 г/м<sup>3</sup>). Например, в дельте р. Селенги (сток наносов по г/п Мостовое 2.2 млн т) скорость заполнения лагунных акваторий между озерным краем субаэральной дельты и цепью береговых окаймляющих баров в северо-восточном секторе составила за период 1975–2000 гг. 4.3 км<sup>2</sup>/год, в западном – 2.7 и в северном – 1.8 км<sup>2</sup>/год. Отсутствие признаков выдвигания озерных дельт или очень незначительный их прирост (Карагал – 0.36 км<sup>2</sup>/год, Черный Иртыш – 0.85 км<sup>2</sup>/год), как правило, отмечен для рек Средней Азии и Казахстана, где речная

вода практически полностью разбирается для сельскохозяйственных нужд. Средняя скорость прироста крупных рек бассейна оз. Иссык-Куль (Тюп, Джергалан) составляет от 0.1 до 0.23 км<sup>2</sup>/год, оз. Чатыр-Куль (Кёкайгыр) – 0.1 км<sup>2</sup>/год. Выдвижение речных дельт в горных озерах Монголии составляет менее 1 км<sup>2</sup>/год (Хандагаты-Гол и Улетай – 0.72 км<sup>2</sup>/год).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шарапов В.А. Водохранилища. – М.: Мысль, 1987. – 325 с.
2. Беркович К.М. Русловые процессы на реках в сфере влияния водохранилищ. – М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 2012. – 163 с. ISBN 978-5-89575-202-9.
3. Векслер А.Б., Доненберг В.М. Переформирование русла в нижних бьефах крупных гидроэлектростанций. – М.: Энергоатомиздат, 1983. – 217 с.
4. Вендров С.Л. Проблемы преобразования речных систем СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 208 с.
5. Жекулин В.С., Нехайчик В.П. Озеро Ильмень. – Л., 1979. – 55 с.
6. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского, Байкала и Ханка. – Л.: Наука, 1990. – 280 с.
7. История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. – Л.: Наука, 1991. – 301 с.
8. Коротаяев В.Н. Береговая зона озера Иссык-Куль. – Фрунзе: Илим, 1967. – 155 с.
9. Коротаяев В.Н. Геоморфология речных дельт. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. – 224 с.
10. Коротаяев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. – М.: Изд-во Географич. ф-та МГУ, 2012. – 540 с. ISBN 978-5-904761-24-0.
11. Озеро Иссык-Куль (Очерки по физической географии). – Фрунзе: Илим, 1978. – 210 с.

12. Озера Тянь-Шаня и их история (Физическая география и палеогеография). – Л.: Наука, 1980. – 230 с.
13. Эдельштейн К.К. Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения. – М.: ГЕОС, 1998. – 277 с.
14. Эдельштейн К.К. Гидрология озер и водохранилищ. – М.: Изд-во «Перо», 2014. – 399 с. ISBN 978-5-91940-893-2.

## **ВОДНЫЙ РЕЖИМ РУК. АХТУБА В УСЛОВИЯХ ЗАРЕГУЛИРОВАННОГО СТОКА Р. ВОЛГИ**

**О.В. Горелиц, Г.С. Ермакова, А.А. Сапожникова,  
П.Н. Терский**

*Государственный океанографический институт имени  
Н.Н. Зубова, Москва, Россия  
e-mail: gorelits@mail.ru*

Рукав Ахтуба – левый рукав Волги, который отделяется от нее выше северной границы Волгограда и на протяжении 450 км следует параллельно коренному руслу Волги до слияния с левым рукавом дельты Волги – Бузаном [1]. До сооружения Волжской ГЭС исток Ахтубы находился в 20 км выше г. Волгограда [2], в настоящее время естественное русло Ахтубы перекрыто глухой дамбой в районе шлюзового канала ГЭС. Волжские воды поступают в русло Ахтубы по Волго-Ахтубинскому каналу, исток которого расположен в 6.5 км ниже плотины ГЭС.

Наблюдения за параметрами гидрологического режима Ахтубы ведутся Волгоградским и Астраханским ЦГМС на пяти гидрологических постах (табл. 1). Для анализа изменений, происходящих под влиянием зарегулирования стока Волги, использованы также данные наблюдений на г/п в нижнем бьефе Волжской ГЭС и г/п р.Волга – г. Волгоград

Таблица 1. Список действующих гидрологических постов на рук. Ахтубе

№	Водоток	Гидрологический пост, расстояние от истока (км)	Год открытия	Вид наблюдений	Ведомство
1	Ахтуба	г. Средняя Ахтуба, 22.9 км	1930	Уровни воды, температура, ледовые явления	ВЦГМС
2	Ахтуба	г. Ленинск* 58.6 км	1951	Уровни воды (сезонный)	ВЦГМС
3	Ахтуба	г. Ахтубинск** 167 км	1951	Уровни воды, расходы воды, температура, ледовые явления	АЦГМС
4	Ахтуба, пр. Ашулук	г. Харабали 342 км	1931	Уровни воды, температура, ледовые явления	АЦГМС
5	Ахтуба	с. Досанг 441 км	1931	Уровни воды, расходы воды, температура, ледовые явления	АЦГМС

**Примечания:** \* – г/п на рук. Ахтуба – г. Ленинск в последние годы работает в сезонном режиме, наблюдения проводятся только в период половодья; \*\* – г/п на рук. Ахтуба – г. Ахтубинск расходы воды измерялись с 1953 по 1997 гг.

В начале XX в. Ахтуба, по свидетельству Валединского и Аполлова [3], являлась временным водотоком, сток по которому наблюдался лишь в период половодья: «Русло Ахтубы,

отделяющейся от Волги с левой ее стороны, представляет в своей верхней части весенний проток, часто пересыхающий во время межени. Постоянное течение начинается в Ахтубе только около города Черного Яра» [3].

Изыскания, проводившиеся в 1950-х гг., до строительства плотины Волжской ГЭС, также показали, что «рукав Ахтуба проточен только в периоды полых вод и иногда при прохождении летне-осенних паводков. В летнюю межень Ахтуба обычно пересыхает в ряде мест на перекатах и превращается в цепь озер. Эти озера после половодья сохраняют связь с Волгой посредством протоков, пересекающих Волго-Ахтубинскую пойму» [1]. С.С. Байдин подтверждал заключение [3] о том, что до сооружения ГЭС постоянное течение в Ахтубе начиналось на 140–150 км от истока, в районе с. Черный Яр, расположенного на правом берегу коренного русла Волги [2].

Постоянные измерения расходов воды рук. Ахтуба были начаты с 1944 г. на г/с Досанг, являющемся продолжением г/с № 1 в вершине дельты Волги, расположенном выше слияния Ахтубы с рук. Бузан. Измерения расходов на г/с Ахтубинск были начаты в 1953 г. (табл. 2).

*Таблица 2. Среднегодовые расходы воды рук. Ахтуба до и после зарегулирования стока*

Гидроствор	Период работы	Среднегодовые расходы воды, м <sup>3</sup> /с	
		до зарегулирования	после зарегулирования
Ахтуба – г. Ахтубинск	1953–1997	138	114
Ахтуба – п. Досанг	1944 по наст. время	190	156

Внутригодовое распределение стока в естественных условиях характеризовалось высокими среднемесячными расходами воды в период половодья (май-июнь), низкой зимней меженью и практически полным отсутствием стока в период летне-осенней межени (рис. 1).

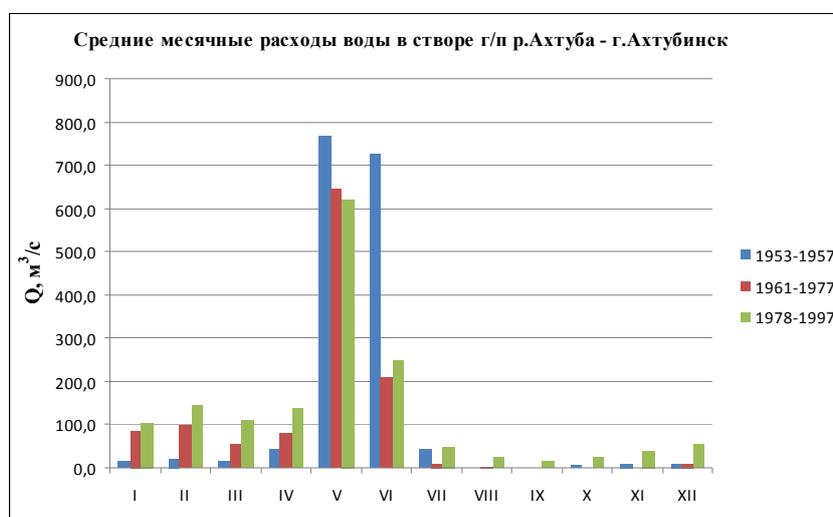


Рис. 1. Внутригодовое распределение стока Ахтубы в створе г. Ахтубинска

После зарегулирования стока расходы воды в период половодья значительно снизились, максимальные значения наблюдаются только в мае. Расходы в период зимней межени возросли в 3–5 раз по сравнению с периодом не зарегулированного стока. В летне-осеннюю межень в маловодный период 1961–1977 гг. сток по Ахтубе был близок к нулю или отсутствовал, как и в естественных условиях [1, 3]. В многоводный период 1978–1997 гг. сток зимней межени вырос в 6–7 раз по сравнению с естественными условиями, в период летне-осенней межени во все месяцы зафиксирован устойчи-

вый сток воды, не наблюдавшийся в предыдущие годы (рис. 1).

Важнейшей водохозяйственной характеристикой, наряду с годовыми и сезонными объемами стока и их изменчивостью под влиянием естественных и антропогенных факторов, является режим стока в период половодья. Объем стока половодья обуславливает экологические условия Нижней Волги, с этой величиной связана биопродуктивность пойменных массивов и нерестилищ Нижней Волги, урожайность сельскохозяйственных культур, устойчивое обеспечение водой населения.

Исследования современного водного режима рук.Ахтуба в период половодья проводятся ФГБУ «ГОИН» с 2007 г. [4, 5] По результатам измерений расходов воды, проведенных экспедиционным отрядом ГОИНа в 2008–2014 гг. в истоке Ахтубы на подъеме половодья, пике и спаде («рыбохозяйственной» полке) получена зависимость  $Q_{\text{Ахт}} = f(H_{\text{влггрд}})$ , связывающая расходы Ахтубы и уровни по г/п Волгоград (рис. 2), и зависимость  $Q_{\text{Ахт}} = f(Q_{\text{ГЭС}})$ , связывающая расходы Ахтубы и сбросы в нижний бьеф ГЭС в период половодья (рис. 3).

Работы, проведенные ГОИНОм в 2007–2014 гг., позволяют дать количественную оценку поступления волжского стока в рук.Ахтуба в современных условиях. В период половодья, на фазе подъема, при сбросах в нижний бьеф ГЭС  $Q_{\text{ГЭС}} = 10\ 000\text{--}12\ 000\ \text{м}^3/\text{с}$ , в исток Ахтубы поступает около  $500\ \text{м}^3/\text{с}$ . При максимальных сбросах на пике половодья  $Q_{\text{ГЭС}} = 27\ 000\ \text{м}^3/\text{с}$  (2008 г.) в исток Ахтубы поступает до  $2500\ \text{м}^3/\text{с}$ . По данным наблюдений, проводившихся специалистами Волжского Гуманитарного университета [6], в меженный период расходы воды, поступающие в русло Ахтубы, не превышают  $100\ \text{м}^3/\text{с}$ , нередко фиксируются расходы менее  $50\ \text{м}^3/\text{с}$ .

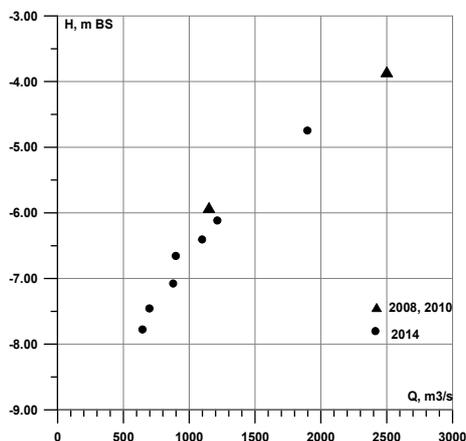


Рис. 2. Связь уровней в коренном русле Волги (г/п Волгоград) и расходов воды в истоке Ахтубы по данным 2008–2014 гг.

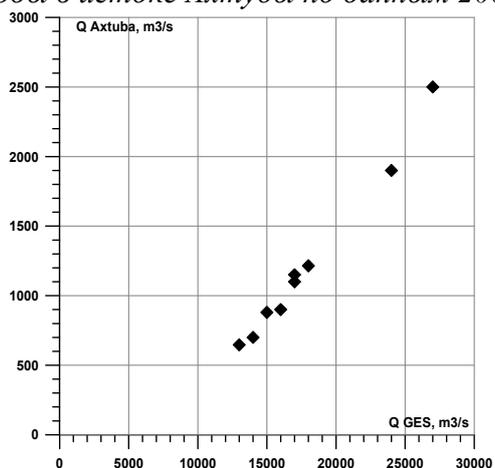


Рис. 3. Связь расходов воды в истоке Ахтуба и сбросов ГЭС по данным 2008–2014 гг.

Гидрографические исследования, проведенные в 2007 и 2014 гг. показали, что существенными ограничениями для поступления волжских вод в исток Ахтубы в меженных условиях являются два процесса – просадка уровня в нижнем

бьефе ГЭС и формирование мощного песчаного порога в истоке рукава. По оценке 2014 г. просадка уровня в нижнем бьефе, при меженных сбросах  $Q_{ГЭС} = 5000-6000 \text{ м}^3/\text{с}$ , достигает 1.5–1.8 м по сравнению с первыми годами после сооружения ГЭС [5, 7].

В работах [2, 3] отмечено, что сток Ахтубы значительно изменяется по длине рукава. Для оценки распределения стока Ахтубы от истока до устья (слияния с рук. Бузан в дельте Волги) на пике половодья 2014 г. проведены специализированные работы по измерению расходов воды. Работы на всем протяжении Ахтубы выполнялись при максимальных или близких к максимуму расходах воды. Всего на пике половодья 2014 г. измерено 58 расходов воды, что позволило получить практически полную картину распределения стока по длине водотока (рис. 4).

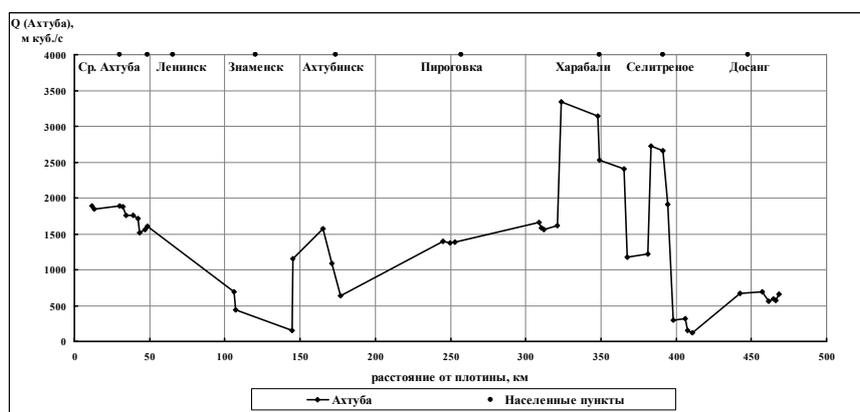


Рис. 4. Распределение расходов воды по длине рукава Ахтуба на пике половодья 2014 г. по данным ГОИНа

Анализ полученных результатов показал, что расходы воды по длине Ахтубы на пике половодья изменяются в широких пределах, в зависимости от приточности и отточности по

протокам Волго-Ахтубинской поймы (рис. 4). На протяжении 130–150 км от истока до г. Знаменск Ахтуба по многочисленным правым протокам питает Волго-Ахтубинскую пойму, затапливая пологи и обводняя большое количество внутриводосборных водоемов. На этом участке отметки горизонта воды Ахтубы несколько выше отметок в русле Волги, поэтому питание пойменных территорий происходит из Ахтубы. От истока до г. Знаменска на пике половодья 2014 г. происходит снижение величин расходов воды с 1900 до 150 м<sup>3</sup>/с.

Ниже по течению в Ахтубу из Волги впадают несколько мелких водотоков и крупная пр. Роговая, расход воды вновь возрастает до  $Q_{\text{Ахт}}=1600$  м<sup>3</sup>/с. На участке между г. Ахтубинск и с. Харабали (170–330 км от истока) в Ахтубу впадают протоки из Волги, крупнейшими из них являются протоки Герасимовка и Парашкина, суммарный приток на этом участке превышает 2500 м<sup>3</sup>/с. В районе с. Харабали расходы воды Ахтубы на пике половодья достигают максимальных значений  $Q_{\text{Ахт}} = 3340$  м<sup>3</sup>/с.

На участке Харабали–Селитренное (330–390 км от истока) в период половодья Ахтуба представляет собой полноводную реку, расходы воды в которой изменяются от 3340 до 1200 м<sup>3</sup>/с. Ниже с. Селитренное правые водотоки, и крупнейший из них – ер. Кирпичный – вновь возвращают воду в Волгу, на этом участке Ахтуба теряет более 2000 м<sup>3</sup>/с.

Ниже по течению, на участке до с. Досанг и далее до слияния с рук. Бузан в дельте Волги, расходы воды в Ахтубе на пике половодья изменяются незначительно и составляют 500–600 м<sup>3</sup>/с.

Проведенные исследования впервые позволили дать оценку распределения стока Ахтубы по длине на всем ее протяже-

нии от истока до впадения в Бузан на пике половодья. Анализ полученных результатов показал, что в современных условиях в половодье по руслу Ахтубы проходят значительные объемы стока, измеренные в 2014 г. расходы достигали 3340 м<sup>3</sup>/с. В то же время, в меженных условиях на отдельных участках русло Ахтубы по-прежнему становится крайне мелководным или полностью пересыхает. Для достоверной оценки распределения стока по длине русла Ахтубы в межень необходимо повторно провести полный цикл измерений расходов воды при минимальных меженных сбросах в нижний бьеф Волжской ГЭС.

Водный режим рук.Ахтуба оказывает значительное влияние на экологическое состояние Волго-Ахтубинской поймы. Поэтому дальнейшие детальные исследования параметров режима этого водного объекта в настоящее время являются актуальными.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В. Гидрология дельты Волги. - Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 331 с.
2. Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеиздат, 1962. 387 с.
3. Валединский В.В., Аполлов Б.А. Дельта реки Волги (по данным изысканий 1919-1925 гг.). Труды Отд.портов и Управления внутренних водных путей, вып. V, т. I. 1930.
4. Горелиц О.В., Землянов И.В., Сапожникова А. А. Многолетняя и сезонная изменчивость основных параметров гидрологического режима Нижней Волги в створе г. Волгограда. // В сб. «ООПТ Нижней Волги как важнейший механизм сохранения биоразнообразия: итоги, проблемы и перспективы». – Материалы научно-практической конференции. Волгоград, 2010. С.186-198.
5. Горелиц О.В., Землянов И.В. Современный механизм заливания территорий Волго-Ахтубинской поймы в период

половодья (в пределах Волгоградской области). // В сб. «Научный потенциал регионов на службу модернизации». Астрахань: ГАОУ АО ВПО «АИСИ», 2013. – № 2 (5). Спецвыпуск. С.9-18.

6. Горяйнов В.В., Филлипов О.В., Плякин А.В., Золотарев Д.В. Волго-Ахтубинская пойма: особенности гидрографии и водного режима. - Волгоград: Волгоградское научное издательство, 2004. - 112 с.

7. Мажбиц Г.Л., Буланов Е.П. Изменение положения кривой связи расходов и уровней воды и русловые процессы в нижнем бьефе Волжской ГЭС. // В сб.: Водные ресурсы Волги: настоящее, будущее, проблемы управления. Издательство АГУ. Астрахань. 2008. С.232-240.

## **ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕНЖИНА**

**С.Л. Горин\***, **М.В. Коваль\*\***, **Ф.А. Романенко\*\*\***,  
**А.А. Сазонов\*\*\***, **П.Н. Терский\*\*\***, **О.А. Шиловцева\*\*\***,  
**А.А. Калугин\*\*\*\***

*\*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия*

*\*\*Камчатский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Петропавловск-Камчатский, Россия*

*\*\*\*МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия*

*\*\*\*\*КамчатГТУ имени В. Беринга, Петропавловск-Камчатский, Россия*

*e-mail: gorinser@mail.ru*

### **ВВЕДЕНИЕ**

В августе 2014 г. в устьевой области реки Пенжина состоялся первый этап полевых исследований, проводимых совместными усилиями ВНИРО, КамчатНИРО и МГУ имени

М.В. Ломоносова при финансовой поддержке РФФИ (научные проекты № 14-05-00510, 14-05-10043 и 14-05-00549). Летом 2015 г. и зимой 2016 г. планируется проведение еще двух этапов исследований.

Общая цель исследований состоит в выявлении главных закономерностей гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Пенжина, а также в оценке их воздействия на ихтиофауну, прежде всего на популяции проходных рыб.

Устьевая область реки Пенжина занимает особое место среди устьев рек России, поскольку находится под влиянием рекордных для нашей страны приливов, величина которых, по некоторым оценкам, может достигать 13 м и более [1]. Поэтому сведения о гидрологическом режиме этого объекта представляют большой интерес для всех разделов науки, исследования которых связаны с зоной взаимодействия речных и морских вод. Следует учитывать и то, что в отличие от большинства гиперприливных эстуариев мира, находящихся на северном побережье Франции и на берегах Великобритании [1], эстуарий реки Пенжина почти не затронут хозяйственной деятельностью. Благодаря этому он может служить «природным» эталоном для подобных ему объектов. С этой точки зрения, результаты проводимых исследований могут быть интересны не только в России, но и за ее пределами.

До начала обсуждаемых исследований устьевая область реки Пенжина оставалась практически неизученной. Хотя научный и практический интерес к ней сохранялся на протяжении всего XX в. С одной стороны, он был связан с уникальностью этого объекта, а с другой стороны, с его ролью в обеспечении Северного завоза в населенные пункты Пенжинского района. Во второй половине прошлого века к этим стимулам добавилась перспектива строительства приливной электростанции.

тростанции. Но из-за больших трудностей, связанных с организацией и проведением полевых исследований в устье реки Пенжина (большая удаленность объекта от краевого центра, сложная гидрометеорологическая обстановка на его акватории), сколько-нибудь существенных исследований на нем так и не состоялось. В связи с этим, до настоящего времени существовали лишь отрывочные сведения о гидрологическом режиме и биоте устьевой области р. Пенжина, представленные в морских лодциях [3], справочнике по Охотскому морю [2], монографии по приливной энергетике [1], а также в двух статьях по приливам [5] и бентосу [4] Пенжинской губы. Несколько лучше дело обстояло с геологической изученностью района устьевой области, в советское время охваченного государственной геологической съемкой масштаба 1:200 000.

#### **РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В АВГУСТЕ 2014 Г.**

Полевые гидрологические исследования в устье р. Пенжина проводились с использованием различных комбинаций традиционных методов: гидрологических съемок, суточных станций, постановок приборов на автономную работу (в буйковых, донных и береговых вариантах) и др. В результате было установлено следующее. Величина приливов в вершине Пенжинской губы изменялась от 5 м в квадратуры до 8–10 м в сизигии. Расходы воды в р. Пенжина колебались между 700 и 800 м<sup>3</sup>/с (для сравнения: средняя многолетняя норма речного стока в августе составляет 888 м<sup>3</sup>/с, а в целом за год — 682 м<sup>3</sup>/с). По особенностям гидрологических процессов в устьевой области р. Пенжина выделялось три района. Первый из них находился в нижней части речного русла. В его пределах влияние морских приливов ощущалось в соответствующих колебаниях уровня (до 50 км от устьевого створа), а также в периодическом появлении обратных течений (до 20–30 км от УС) и проникновении осолоненных вод из верхней части Пенжинской губы (до 5–10 км от УС). Относительно небольшая протяженность этих гидрологических зон, скорее

всего, объясняется достаточно большим уклоном речного русла и наличием в нем нескольких значительных перекаатов. Второй гидрологический район устьевой области охватывал северо-восточную часть Пенжинской губы (от устьевого створа реки до о. Аппапель, рис. 1). Для этого района были характерны те же величины приливных колебаний уровня, что и в более открытой части губы. Соленость воды в нем периодически изменялась от 0 до 6–9‰ около устья реки и от 0–4 до 11–16‰ около о. Аппапель. Следует отметить, что благодаря постоянным ветрам, водная толща в этом районе была хорошо перемешана. Направление течений в северо-восточной части губы изменялось в полном соответствии со сменой фаз приливов. При этом максимальные скорости прямых и обратных течений превышали 1 м/с. Третий гидрологический район устьевой области охватывал северную часть Пенжинской губы, расположенную мористее о. Аппапель (рис. 1). В отличие от относительно закрытой северо-восточной части губы, в обсуждаемом районе была обнаружена значительная пространственная неоднородность в распределении водных масс. По-видимому, это явление было связано со следующим. В прилив морская вода начинала проникать в этот район вдоль восточного берега губы. Спустя некоторое время она затекала в северо-восточную часть губы южнее о. Аппапель (рис. 1). Благодаря этому опресненная вода, накопившаяся в губе во время отлива, сначала отжималась к ее западному берегу, а затем вытеснялась к северу от линии м. Этаучью – о. Аппапель. К моменту наступления полных вод, соленость воды между створами м. Обрывистый – м. Валигжен на юге и м. Этаучью – о. Аппапель на севере плавно изменялась от 25 до 10–14‰. Севернее створа м. Этаучью – о. Аппапель соленость воды в полные воды составляла 10–14‰. В малые воды соленость воды севернее створа м. Этаучью – о. Аппапель снижалась до 4–10‰. К сожалению, осталось неизвестным как далеко на юг в этот период смещалась изогалина 25‰. Это связано с

тем, что в августе 2014 г. все работы южнее створа м. Этаучью – о. Аппапель проводились только в моменты времени, близкие к полным водам.



*Рис. 1. Устьевая область реки Пенжины: 1 — с. Манилы (12 км от устьевого створа реки Пенжины); 2 — с. Каменское (66 км от устьевого створа реки Пенжины); 3 — с. Парень; 4 — о. Аппапель (23 км от устьевого створа реки Пенжины); 5 — м. Этаучью; 6 — м. Валижген; 7 — м. Обрывистый*

В результате ихтиологических исследований в устьевой области р. Пенжина были выделены три главных сообщества гидробионтов: пресноводное, эстуарное и морское. Пространственные границы этих сообществ в целом совпадали с расположением основных гидрологических районов. В местах соприкосновения этих районов границы сообществ гидробионтов были подвижными и перемещались в соответствии со смещением отдельных гидрологических зон в ходе суточного приливного цикла. Так, в малые воды в первом районе (нижняя часть речного русла) доминировали представители пресноводной фауны, во втором (от устьевого створа реки до о. Аппапель) – солонатоводные эстуарные беспозвоночные и молодь проходных рыб, а в третьем районе (мористее о. Аппапель) преобладали типичные обитатели морских экосистем. В прилив, под воздействием приливных течений, в нижнюю часть речного русла массово мигрировали представители эстуарного сообщества. Одновременно грани-

ца между морским и эстуарным сообществами гидробионтов также смещалась в сторону реки.

Вместе с гидрологическими и ихтиологическими работами проводились геоморфологические и метеорологические исследования. Цель геоморфологических работ состояла в реконструкции истории развития рельефа побережья в исследуемом районе в позднем плейстоцене и голоцене, а также в оценке влияния сверхвысоких приливов на характер и интенсивность современных геоморфологических процессов в этом районе (в первую очередь эрозионных и береговых). Полевые работы 2014 г. охватили протяжённый (около 400 км) участок нижнего и среднего течения Пенжины от с. Аянка до устьевого створа, а также берега Пенжинской губы восточнее линии мыс Крайний (южный берег) – о. Орночка (северный). Полевое геоморфологическое картографирование, описание и опробование разрезов рыхлых отложений (отобрано около 50 образцов на радиоуглеродное датирование, изотопно-кислородный и геохимический анализы) вместе с геолого-геоморфологическим профилированием береговой зоны позволили установить, что:

– побережье устьевой области образовано сложным сочетанием структурно-денудационных (северный берег реки и губы, участок Окланского плато), древних (неоген-плейстоценовых) аккумулятивных (южный берег Пенжинской губы) и цокольных (междуречье Пенжины и Таловки, равнина в районе мыса Контрольного) поверхностей высотой от 8–9 до 80–100 м;

– в основании этих поверхностей лежат мезозой-кайнозойские осадочные (песчаники, алевролиты, галечники, конгломераты), кайнозойские вулканогенные (лавы и туфы преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава) породы, а также позднеплейстоцен-голоценовые плот-

ные лагунные или озёрно-аллювиальные глины, обнаруженные на участке выше мыса Контрольного;

– высокая мутность воды, характерная для устьевоего участка реки, обусловлена интенсивным волновым и эрозионным размывом этих глин, время образования которых мы надеемся определить с помощью радиоуглеродного датирования;

– глины образуют стратиграфический горизонт, фиксируя достаточно длительный лагунный (озёрный) этап развития устьевоего участка реки;

– в устье реки есть порог (в 4–6 км от устьевоего створа), который оказывает заметное воздействие на гидрологический режим ее нижнего течения; этот порог может иметь структурную преопределённость, т.к. на осушках нами были обнаружены выходы олигоценых дайковых андезитобазальтов;

– участки берегов высотой 8–10 м над уровнем среднего отлива, имеющие аккумулятивный и/или цокольный характер, в настоящее время размываются с заметной интенсивностью, что говорит о смене господствующего берегового процесса; эти берега можно отнести к категории размываемых;

– при этом высокие береговые уступы Пенжинской губы также относятся к абразионным, хотя поступающий при размыве материал иногда откладывается у их подножья (например, восточнее мыса Крайнего), формируя осыхающие в отлив песчано-галечно-валунные косы азовского типа;

– южный и северный берега Пенжинской губы заметно отличаются по спектру и интенсивности идущих на них процессов: на скальном северном берегу чаще встречаются отседание, обвалы и осыпи, а на южном – блоковые оползни, эро-

зия и термоденудация, приуроченная к выходам мощных (шириной до 3 м) полигонально-жильных льдов;

– окаймляющие побережье осушки шириной до 1.3 км разделяются на несколько типов и подтипов по составу слагающего их материала (глинистые, илистые, глинисто-галечные и т.д.), зависящего от состава пород в вышележащих береговых обрывах, и характеру поперечного профиля (выпуклые, прямые, вогнутые, выпукло-вогнутые), причём первое в значительной степени определяет второе;

– в перераспределении наносов и деформации осушек в холодные период года заметную роль играют дрейфующие с приливно-отливными течениями припайные льды, не только деформирующие глинистые осушки, но и образующие системы шрамов на обломках базальтов;

– долина нижнего и среднего течения реки подразделяется на несколько геоморфологических участков, отличающихся морфологией и высотой берегов, скоростью течения, составом аллювиальных форм.

В целом прослеживается чёткая связь между геологическим строением побережий, обликом рельефа и характером современных геоморфологических процессов.

Цель метеорологических исследований заключалась в установлении современных тенденций изменения режима температуры воздуха и осадков в бассейне реки, оказывающего существенное воздействие на интенсивность эрозионных, термокарстовых и термоденудационных процессов на берегах водных объектов. Анализ имеющихся рядов наблюдений (станция «Каменское») показал относительную стабильность климатических процессов. Увы, ряды наблюдений имеют большие пропуски за 2001–2007 гг., которые в настоящее

время восстанавливаются методом реанализа. Все выявленные тенденции слабы и статистически незначимы. Так, за 1950–2012 гг. среднегодовая температура воздуха выросла на 0,07°С в пересчёте на 10 лет, а годовое количество осадков за период 1967–2012 гг. уменьшилось на 6 мм (также на 10 лет). Этим бассейн р. Пенжина заметно отличается от соседней Чукотки, где фиксируется заметное, статистически достоверное увеличение среднегодовых температур воздуха, что можно предварительно объяснить расположением между этими районами крупных горных массивов.

Кроме того, в рамках комплексной экспедиции в бассейне р. Пенжина были впервые проведены актинометрические наблюдения: непрерывная регистрация суммарной интегральной, фотосинтетически активной (ФАР) солнечной радиации и естественной освещённости земной поверхности. При этом использовались стандартный пиранометр Янишевского (суммарная интегральная) и приборы фирмы LI-COR (ФАР и освещённость). В солнечные дни измерялась прямая солнечная радиация в разных участках спектра – 380–525, 525–710 и более 710 нм актинометром Янишевского со стеклянными фильтрами Шотта BS-8, OG-1, KS-19. Измерения позволили определить оптическую аэрозольную толщину атмосферы (метод Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ) – Института физики атмосферы (ИФА) РАН, разработанный Е.В. Ярхо (Горбаренко) и Т.А. Тарасовой), и оптическую толщину облаков нижнего яруса по методу МО МГУ–ИФА РАН (Т.А. Тарасова - Н.Е. Чубарова). Обработка актинометрических наблюдений позволит уточнить эмпирические модели расчёта солнечной радиации в разных участках спектра косвенными методами и выявить географические особенности её распределения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернштейн Л.Б., Силаков В.Н., Гельфер С.Л. и др. Приливные электростанции. М.: Энергоатомиздат. 1987. 296 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат. 1998. 342 с.
3. Давыдов Б.В. Лоция побережий РСФСР Охотского моря и восточного берега Камчатки с островом Карагинским включительно. Владивосток. 1923. 1498 с.
4. Иванова М.Б. Макробентос литорали вершины Пенжинской губы (Охотское море) // Сб. научных трудов «Современный мир, природа и человек». Томск. Т. 1, №2. 2009. С. 119–121.
5. Сгибнева Л.А. О распространении приливной волны в Пенжинской губе Охотского моря // Тр. ГОИН. Вып. 126. 1975. С. 51–62.

## ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕЗЕНСКОГО ЗАЛИВА И ЭСТУАРИЕВ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ

**Н.А. Демиденко**

*ФГБУ «Государственный океанографический институт им.Н.Н. Зубова (ГОИН)», Москва, Россия  
e-mail: demidenko\_nikola@mail.ru*

Мезенский залив и устьевая область рек Мезень и Кулой. расположены на северо-востоке ЕТР, в Архангельской области. Залив находится в юго-восточной части Белого моря. Морской границей залива является линия, соединяющая мысы Воронов и Конушин, длина которой составляет 98 км. Акватория залива занимает 6800 км<sup>2</sup>. Залив мелководен, на 75% площади глубины не превышают 10 м. Залив вдается в материк на расстояние 92 км. Берега залива расчленены глу-

бокими и узкими долинами рек. Наиболее значительными из них являются рр. Мезень, Кулой, Койда, Несь, Чижа, Семжа. Они впадают в расширяющиеся воронкообразные участки (эстуарии) Мезенского залива и сильно меандрируют (рис. 1).

Устьевая область рек Мезени и Кулоя относится к эстуарному типу. Она имеет сложную структуру, которая включает два речных устьевых участка, подверженных влиянию приливных колебаний уровня, два расширяющихся вниз по течению приливных эстуария и общее устьевое взморье – юго-восточную часть Мезенского залива. Вершину устьевой области р. Мезень выделяют по предельной дальности распространения приливных колебаний уровней воды в межень в 90 км от устьевого створа эстуария, в районе впадения крупного правого притока – р. Пеза. За устьевой створ эстуария Мезени принимается створ в направлении м. Масляный – м. Рябинов. Вершина эстуария Мезени находится в 40 км от устьевого створа, в районе г. Мезень. Вершина устья р. Кулой располагается в районе д. Карьеполье, в 100 км от устьевого створа. За устьевой створ этой реки принимается створ по направлению м. Карговский – м. Харин Нос. Устья Мезени и Кулоя имеют общее устьевое взморье, ограниченное с севера условной линией, следующей по направлению м. Абрамовский – устье р. Мгла. Она совпадает с расположением изобаты 10 м.



Рис. 1. Карта-схема расположения Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя

По характеру гидрологических и геоморфологических процессов устьевое взморье относится к полузакрытому и отмелому типу [2]. Ширина устьевое взморья равна 48 км, длина взморья от устьевых створов до морской границы взморья – около 30 км. Средняя глубина устьевое взморья составляет 6–8 м. Площадь водной поверхности в 40-км эстуарии Мезени в прилив составляет 162.5 км<sup>2</sup>. Ширина эстуария Мезени в устьевом створе составляет 9.0 км. Воронкообразный эстуарий Кулоя имеет длину 30 км и площадь 80 км<sup>2</sup>. Длина устьевое участка Кулоя, находящегося выше эстуария, составляет около 70 км.

Гидрологический режим Мезенского залива изучен заметно хуже, чем других частей Белого моря, в особенности Двин-

ского, Онежского и Кандалакшского заливов. Многолетние изменения среднего уровня воды в Мезенском заливе точно не установлены, но они невелики [1]. Сезонные колебания составляют всего около 20 см [1], максимальные средние месячные уровни наблюдаются летом (июль-август).

Наиболее ярко выражены в заливе приливные полусуточные колебания уровня. Величина полусуточных приливов возрастает в Мезенском заливе с северо-запада на юго-восток в сторону эстуария Мезени. В районе створа м. Абрамовский – м. Михайловский величина приливных колебаний уровня составляет: в среднюю сизигию 6.75 м, в средний промежуток 5.66 м, в среднюю квадратуру 4.44 м (табл. 1). Максимальные годовые уровни 1% обеспеченности в районе створа м. Абрамовский – м. Михайловский составляет 9.37 м. По расчетам, максимальные годовые уровни воды 1%-ой обеспеченности достигают 10.35 м над наименьшим теоретическим уровнем в устьевом створе эстуария Мезени. В устьевом створе эстуария Кулоя они равны 10.13 м.

Мезенский залив Белого моря обладает значительной приливной энергией. По расчетам [1], в заливе диссипируется 55% приливной энергии. По количеству диссипирующей приливной энергии на единицу площади (около  $0.3 \times 10^7$  Вт/км<sup>2</sup>) Мезенский залив близок к аналогичному показателю для «приливно-отливного рекордсмена» – залива Фанди (Канада).

Приливо-отливные колебания уровня носят правильный полусуточный характер и их величина по мере продвижения приливной волны к вершине залива увеличивается и достигает максимальных значений в эстуариях Мезени и Кулоя.

Таблица 1. Характеристики приливных колебаний уровня воды в Мезенском заливе [1]

Пункт	Средние высоты уровня, см БС				Средняя высота, см	Среднее время, час – мин		Наибольшая полная вода, см БС	Наименьшая малая вода, см БС
	Полная вода		Малая вода			роста	падения		
	Сиз	Кв	Сиз	Кв					
м. Конушин	628	175	350	72	350	6–12	6–13	694	19
о. Моржовец	576	483	44	187	310	6–23	6–02	699	18
Абрамовский маяк	749	612	55	192	402	6–13	6–12	791	–46
д. Семжа	840	730	80	200	446	5–07	7–18	972	–10

Примечание: Сиз – сизигия, Кв – квадратура.

Анализ приливных течений в Мезенском заливе, показывает, что из Воронки Белого моря два основных потока направлены на юг в прилив вдоль Конушинского берега и через пролив Моржовецкая Салма между Абрамовским берегом и о. Моржовец. В фазу отлива поток устремляется в средней части залива и вдоль Конушинского побережья. Результирующий поток воды направлен на север вдоль восточного берега Мезенского залива. Согласно [1], квазипостоянные течения в Мезенском заливе в целом направлены на северо-запад в сторону моря. Суммарные течения формируются приливами, в незначительной степени стоковыми и дрейфовыми течениями.

Приливные течения в заливе направлены по часовой стрелке. Оси эллипсов приливных течений в северо-западной части Мезенского залива направлены на юго-восток (приливные течения) и на северо-запад (отливные течения). Максималь-

ные скорости приливных течений в Мезенском заливе достигают 1.5–1.75 м/с. По данным [1], в северо-восточной части Мезенского залива они могут достигать 2.5 м/с. Минимальные скорости приливных течений наблюдаются в момент смены течений и равны 0–0.25 м/с.

Ветровые течения в заливе зависят от направления и силы ветра. При скорости ветра 10–15 м/с, северный ветер создает течение на юг со средней скоростью 14 см/с, северо-восточный, восточный и юго-восточный ветер формируют течение на юго-восток со средней скоростью 24, 11 и 10 см/с соответственно. Южный, юго-западный и западный ветер являются причиной образования течения на северо-восток со скоростью 28, 29 и 15 см/с соответственно [1].

В створе м. Абрамовский – м. Михайловский суммарные течения (приливные, дрейфовые, стоковые) имеют во время приливной фазы направление 130–150°, при отливе 330–350°. В этом створе, в сизигию при приливе максимальные скорости течения составляют 2.0 м/с, при отливе 1.9 м/с. В квадратуру при приливе максимальные скорости равны 1.3 м/с, при отливе – 1.2 м/с. При промежуточных приливах скорости приливного течения составляют 1.7 м/с, отливного течения – 1.4 м/с.

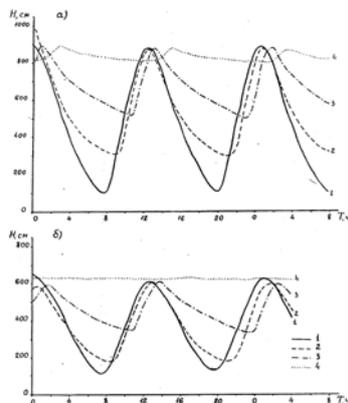
Режим уровней воды в устьевой области рек Мезени и Кулоя определен изменением водоносности рек, заторами и зажорами, нагонами и сгонами, приливами и отливами. Годовой ход уровня воды характеризуется хорошо выраженным подъемом весной и низкими уровнями воды в периоды летней и зимней межени [3]. Амплитуда стоковых колебаний уровня воды в низовьях Мезени составляет около 5–7 м, а в низовьях Кулоя – 3.5–4.0 м [3]. Влияние речного стока на режим уровней воды на устьевом участке р. Мезени распро-

страняется не далее створа д. Чеца. На сезонное изменение уровней воды существенное влияние оказывают заторы и зажоры льда. Зоны образования зажоров и заторов совпадают с участками разветвлений русла р. Мезень. Они постоянно образуются в районе д. Погорельская (119 км от устья), с. Дорогорское (80 км) и с. Лампожня (63 км). На р. Кулой участок систематических зажоров расположен в 103–108 км от устьевого створа (д. Карьеполье). Зажорные подъемы уровней воды достигают 1.8 м на р. Мезень и 1.7–2.1 м на р. Кулой [3]. Продолжительность заторов колеблется от 4–6 до 2–3 суток.

За период 1921–2010 гг. средний годовой сток воды р. Мезень в замыкающем створе с. Дорогорское составил  $27.4 \text{ км}^3/\text{год}$ , р. Кулой в замыкающем створе с. Карьеполье –  $6.76 \text{ км}^3/\text{год}$  [2]. Коэффициент вариации годового стока равен 0.19. Сток воды рек Мезени и Кулой отличается большой неравномерностью годового распределения.

Эстуарии Мезени и Кулой относятся к макроприливному (величина прилива в среднем больше 4 м). На морском побережье России таких эстуариев не так много. Предельная дальность распространения приливных колебаний уровней воды в р. Мезень в зависимости от сезона года и водности реки составляет от 60 до 90 км от устьевого створа. Начиная от д. Семжа, вверх по течению приливы быстро уменьшают свою величину. В вершине эстуария (м. Белый Нос) прилив уменьшается на 60%. Продвигаясь вверх по эстуарию, приливная волна сильно трансформируется: время роста сокращается до 2.5 ч, время падения, наоборот, возрастает до 10 ч (рис. 2). Приливная волна по своим характеристикам приближается к бору. Здесь это явление называют «накатом». Когда у д. Семжа (6 км от устьевого створа) отмечается максимальный уровень (полная вода), у пос.Затон (63 км) наблюдается минимальный уровень (малая вода). Именно в

этот момент в эстуарии аккумулируется наибольшее количество воды (около  $1 \text{ км}^3$ ). Почти 97% этого объема – морская соленая или осолоненная вода, входящая в эстуарий из Мезенского залива; остальные 3–4% приходятся на речные воды, которые тоже участвуют в формировании приливной призмы [2].



*Рис. 2. Трансформация приливной волны в разных пунктах эстуария Мезени в период сизигийных (а) и квадратурных (б) приливов. Пункты: 1 – Семжа (6 км от устьевого створа); 2 – Окулово (16,5 км); 3 – Каменка (36 км); 4 – Затон (63 км). Время добегания гребня приливной волны в эстуарии Мезени от д. Семжа до пос.Каменка (36 км) составляет в среднем 80 мин, а время добегания подошвы приливной волны 220 мин. Фазовая скорость приливной волны в эстуарии Мезени составляет в среднем 25 км/ч. На участке устьевого створа эстуария Мезени (м. Рябинов) – м. Белый Нос (вершина эстуария) величина прилива в сизигию гасится быстрее, чем в квадратуру, а выше по течению – наоборот, быстрее в квадратуру, чем в сизигию. Коэффициент асимметрии прилива на всем протяжении эстуария Мезени увеличивается.*

Скорости приливных течений в эстуарии Мезени большие. Скорости как приливных, так и отливных течений уменьшаются вверх по эстуариям. Повышенные скорости таких течений приводят к тому, что приливные и отливные расходы воды многократно превосходят речные расходы воды во время половодья. Это, в свою очередь, способствует приливной эрозии и предопределяет образование эстуарных расширений русла [2].

Во время сизигийных приливов наибольшие обратные (приливные) скорости течения в этом месте отмечаются через 3 часа после малой воды (МВ) и за 2–3 ч до полной воды (ПВ) и достигают 1.6–1.8 м/с, а наибольшие скорости прямого (отливного) течения наблюдаются через 3 ч после ПВ и достигают 1.2 м/с. При квадратурных приливах наибольшие скорости обратного (приливного) течения наблюдаются через 3 ч после МВ и за 2–3 ч до ПВ и достигают 1.2–1.4 м/с. Наибольшие скорости прямого (отливного) течения в квадратуру отмечаются через 3 ч после ПВ и достигают 1.2 м/с. При смене течений на ПВ и МВ скорости падают почти до нуля. Но смена течений с прямого на обратное и с обратного на прямое происходит почти мгновенно. В приливную фазу смена течений начинается у берегов и дна, а потом распространяется на все поперечное сечение русла. В отливную фазу смена течений с обратного на прямое (в сторону моря) происходит в начале в стрежневой части потока, а потом довольно быстро распространяется на весь поток.

В других местах эстуария, скорости приливных и отливных течений может быть заметно больше, чем в нижней части эстуария. На участке м. Толстик – устье р. Пыя скорость течения во время прилива достигает наибольших для эстуария Мезени значений – до 2.9–3.0 м/с. Далее в сторону вершины эстуария скорости приливных течений меньше. В районе д. Окулово скорости приливного течения достигают 1.8 м/с, а

отливного – 1.6 м/с. Смена течений в этом месте происходит через 30–40 мин после МВ. Продолжительность приливного течения здесь 3.5 ч, отливного – 9 ч. В районе пос. Каменка приливные течения достигают 1.6 м/с.

В средней части эстуария пока прибрежные осушки и отмели («кошки») в русле еще не покрыты водой, приливное течение идет вверх по фарватеру. При более высоких уровнях воды приливное течение устремляется через отмели к фарватеру, создавая сильную косоструйность. Отливное течение начинается поверх отмелей и лишь потом распространяется на стрежневую зону. В средней части эстуария (район устья р. Пыя) приливные и отливные течения избирают себе разные «каналы». Приливный (обратный) поток создает результирующий перенос вод и наносов в боковых «каналах». Величина перемещения водной массы во время приливного цикла вверх и вниз по эстуарию Мезени составляет в среднем 10 км.

В эстуариях Мезени и Кулоя формируется зона смешения речных и морских вод. Протяженность зоны смешения в эстуарии Мезени составляет около 35 км, в эстуарии Кулоя – 25 км. Проникновение морских вод в эстуарии Мезени и Кулоя лимитируется расходами воды этих рек. Соленость в эстуарии Мезени изменяется в широком диапазоне значений в зависимости от фазы прилива и сезонной изменчивости стока воды. Наблюдается зимний максимум (21–22‰) и весенний минимум (1–2‰) солености.

Максимальные значения солености воды в эстуарии Мезени (26‰), соответствующие фоновым характеристикам Мезенского залива в данном районе [1], наблюдаются при сизигийных приливах и штормовых нагонах в очень маловодную летнюю межень. В этом случае морские воды могут дости-

гать створа д. Морозилки (28 км от устьевого створа). Средняя величина продольных градиентов солености на осоложенном участке составляет 1.5–2.0‰ на 1 км, достигая на отдельных участках значений 3–4‰. Вертикальный градиент солености не превышает 0.1–0.4‰. Летом гидрофронт за приливной цикл мигрирует на 10–15 км от морской границы эстуария, что соответствует значительному приливному перемешиванию водных масс. Амплитуда приливной изменчивости солености может достигать 5–15‰. В зимний период, несмотря на пониженный сток реки, способствующий увеличению солености на входе в эстуарий, ледяной покров тормозит распространение приливной волны.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. //Л.: Гидрометеоиздат. 1991.
2. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. //М.: ГЕОС, 1997.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том. 3. Северный край //Л.: Гидрометеоиздат. 1972.

#### **ВЛИЯНИЕ ЭСТУАРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДЕЛЬТЫ**

**Е.Н. Долгополова**

*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: dolgopolova@gmail.com*

Циркуляция вод в приливном эстуарии может оказывать большое влияние на формирование внутренней дельты в устье эстуарно-дельтового типа, которое по современной классификации, учитывающей гидрологические процессы в

устьях рек [10], включает в себя: устьевой участок реки, подверженный воздействию приливов и нагонов, дельту выполнения, эстуарий и устьевое взморье. В устье этого типа движением вод и наносов управляют процессы свойственные и дельтам, и эстуариям.

### **ДИНАМИКА ВОД И НАНОСОВ В ДЕЛЬТАХ И ЭСТУАРИЯХ**

Дельты характеризуются малым уклоном дельтовой равнины, слабой интрузией морских вод в рукава, образованием песчаных баров и частыми обратными течениями, связанными с ветровыми нагонами. Все устья дельтового типа делятся на дельты выполнения, формирующиеся в заливах (эстуариях), и дельты выдвигания, образующиеся на открытом побережье. Постепенное уменьшение скорости при движении потока к океану приводит к сортировке наносов вдоль русел рукавов: ближе к вершине дельты (ВД) осаждаются крупные наносы (гравий, галька), затем крупный и мелкий песок и у морского края дельты глины и ил. Таким образом, дельта «фильтрует» речные наносы, и к морскому краю дельты (МКД) выполнения поступают мелкий песок и ил, которые участвуют в движении наносов в эстуарии.

Циркуляция вод в приливной эстуарии, возникающая в результате взаимодействия морских и речных вод, заключается в осредненном за приливный цикл движении опресненного верхнего слоя вод в сторону моря, а придонного слоя более соленых вод – в сторону суши. При движении наносов под влиянием эстуарной циркуляции вод происходит накопление взвешенных наносов на некотором участке эстуарии и образование зоны максимальной мутности (ММ). Во время приливной фазы придонный поток осолоненных вод с большой транспортирующей способностью (по сравнению с потоком пресных вод) несет попавшие в него наносы вверх по

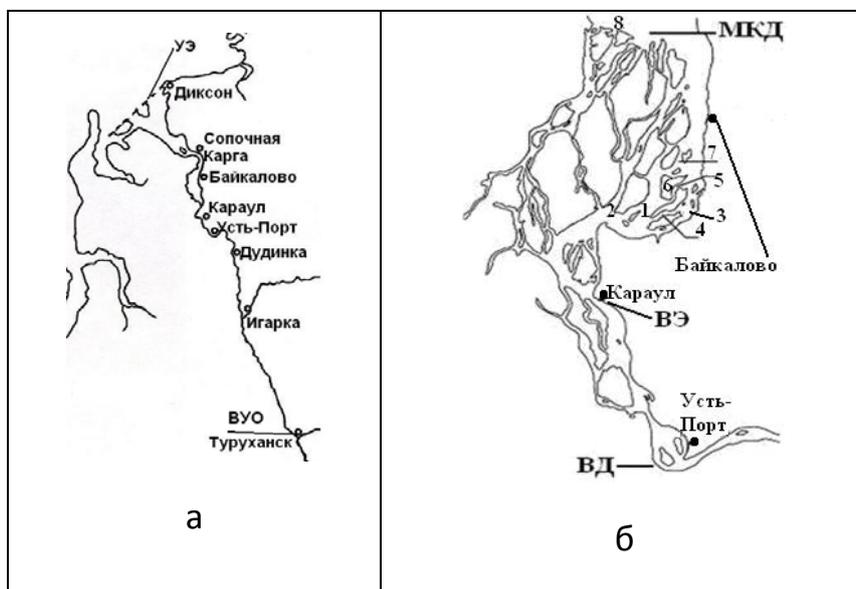


Рисунок 1. Схема устьевой области р. Енисей (а) и ее внутренней дельты (б): 1 – Большой Енисей, 2 – Малый Енисей, 3 – Каменный Енисей, протоки: 4 – Судная, 5 – Чаяшная; 6 – о. Васильевский, 7 – Турушинский пережат, 8 – Бреховские мели

течению. Они отлагаются при замедлении потока и накапливаются вблизи створа предельного распространения осолоненных вод, в котором скорость придонного потока равна нулю («нулевая» точка). Здесь отлагаются наносы наиболее мелких фракций из зоны ММ, достигающие в приливную фазу нулевой точки. Зона ММ мигрирует вверх и вниз по руслу в зависимости от изменений стока реки, фазы прилива и цикла сизигия-квадратура. При этом изменяются протяженность зоны ММ и концентрация взвешенных наносов  $C$  в этой зоне, возникают области эрозии и накопления наносов в русле и происходит сортировка наносов по размеру в местах их осаждения. Если вершина эстуария (ВЭ) находится в пределах внутренней дельты, т.е. осолоненные воды проникают в ру-

кава дельты, то наносы, транспортируемые дельтой, участвуют в создании зоны ММ. Такое взаимодействие наносов эстуария и внутренней дельты наблюдается в эстуарно-дельтовом устье р. Енисей (рис. 1).

### **ДВИЖЕНИЕ ВОД И НАНОСОВ В УСТЬЕ Р. ЕНИСЕЙ.**

Вертикальная стратификация вод, осредненная для всего эстуария характеризуется параметром Симмонса  $\alpha$ , который равен  $\alpha \sim 0.06$  [5]. Величина  $\alpha$  попадает в диапазон  $0.005 < \alpha < 0.1$ , что означает частичное перемешивание речных и морских вод с умеренной стратификацией в эстуарии р. Енисей. Более детальное представление о стратификации вод на разных участках эстуария дает величина параметра стратификации вод в эстуарии  $n = \Delta S / S_{\text{ср}}$  ( $\Delta S = S_{\text{дно}} - S_{\text{пов}}$ ,  $S_{\text{ср}} = 0.5(S_{\text{дно}} + S_{\text{пов}})$ ,  $S_{\text{дно}}$ ,  $S_{\text{пов}}$  – соленость воды у дна и у поверхности). Результаты расчета  $n$  по данным [18] на участке устьевой створ эстуария (УЭ) – пос. Байкалово, показывают, что значение  $n$  растет, достигая  $n = 1.1$  на расстоянии 160 км от УЭ, затем при резком уменьшении глубины течения и сужении русла в районе м. Сопочная Карга (рис. 2) параметр  $n$  уменьшается до  $n \sim 0.1$ , и течение почти не стратифицировано. При последующем росте глубины вверх по течению параметр стратификации снова растет до  $n = 1.7$  и остается больше 1 до конца участка измерений у пос. Байкалово, свидетельствуя о сильной стратификации течения [4]. Таким образом, данные измерений профилей солености воды в эстуарии Енисея показали четко выраженную двухслойную структуру водных масс.

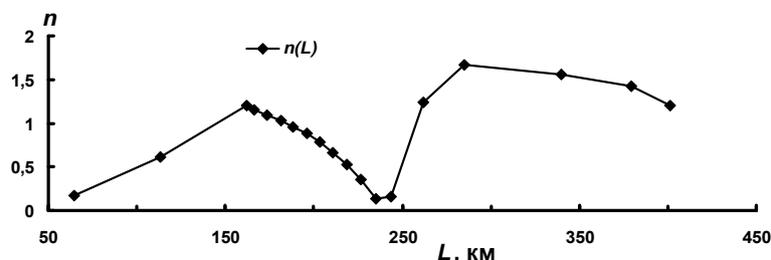


Рис. 2. Изменение  $n$ , рассчитанного по данным измерений летом 2000 г. [18], на участке между УЭ и пос. Байкалово. Здесь и далее расстояние  $L$  отсчитывается от УЭ

Стратификация водных масс в эстуарии р. Енисей вызывает формирование классической эстуарной циркуляции, которая легко нарушается в результате сгонно-нагонных явлений, имеющих преобладающее влияние на динамику вод в эстуарии. Средняя скорость стокового течения на участке п. Усть-Порт – Байкалово в июле-августе составляет 0.3 м/с, а само оно направлено в сторону моря [2]. Скорость обратного течения в придонном слое изменяется от 0.2 м/с у п. Усть-Порт до 0.3 м/с в рукавах дельты на участке пос. Караул – Байкалово. В зимних условиях последняя станция вверх по течению, на которой у дна наблюдалось обратное течение со скоростью 0.2 м/с, это также пос. Караул [3]. Таким образом, ниже этого створа можно предполагать формирование зоны ММ. При сгонно-нагонных колебаниях уровня воды и прохождении длинных волн в устье поток становится однонаправленным и его скорость может быть равной 0 в течение на нескольких часов (например, створ у пос. Усть-Порт (г/п Селякино) [3]), что способствует отложению наносов на этом участке.

**Влияние эстуарной циркуляции и приливов на движение наносов в устье Енисея.** Изменение вертикальных профилей концентрации взвешенных наносов  $C$  вдоль эстуария Енисея

(рис. 3 [17]) показывает, что  $C$  в устье Енисея в летне-осеннюю межень невелика, и на исследуемом участке эстуария формируется две зоны ММ.

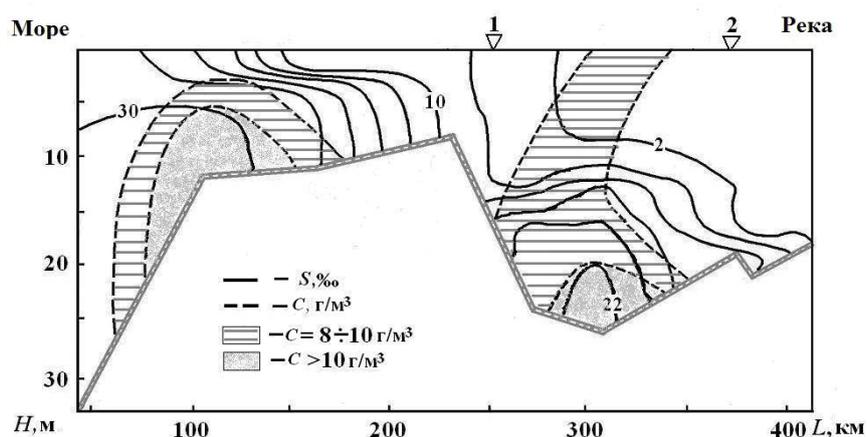


Рис. 3. Профиль дна участка УЭ – пос. Байкалово, распределение  $C$  ( $г/м^3$ ) и  $S$  (‰) [17, 18], 1, 2 – створы Сопочная Карга и МКД

В формировании обеих этих зон большую роль играет строение профиля дна эстуария. Первая от УЭ зона ММ образуется ниже м. Сопочная Карга в районе сужения эстуария и резкого повышения дна (рис. 3). Здесь выпадают наносы из потока, движущегося в сторону моря, в результате его расширения и резкого уменьшения скорости. Результаты измерений потока осаждающегося вещества [8] подтверждают существование области повышенной мутности в окрестности м. Сопочная Карга, где величина потока осаждающегося вещества (органика, глина, ил), осредненная за 4 приливных цикла в  $\sim 200$  раз превосходит величину такого потока вблизи УЭ. Эти наносы участвуют в формировании Яковлевской косы у правого берега эстуария ниже МКД [1].

Резкое изменение профиля дна способствует образованию второй зоны ММ в эстуарии. Так, в эстуарии р. Гудзон (без дельты выполнения) [19], также образуются две зоны ММ, одна, как и в эстуарии Енисея, формируется ближе к УЭ при резком уменьшении глубины, а вторая – на 40 км выше по течению, приурочена к границе интрузии осолоненных вод в эстуарий и обязана своим появлением эстуарной циркуляции. В эстуарии Енисея верхняя по течению зона ММ образуется на участке расширения длиной ~50 км (на расстоянии 280–338 км от УЭ) ниже МКД и существенно ниже границы предельного проникновения осолоненных вод в эстуарий (пос. Караул). Однако осолоненные воды, как правило, в летнюю межень проникают в эстуарий Енисея на расстояние 260–380 км от устьевого створа, т.е. эта зона ММ образуется вблизи границы интрузии осолоненных вод в эстуарий под влиянием эстуарной циркуляции и увеличения глубины и ширины эстуария. На этом участке происходит осаждение и повторное взмучивание наносов, о чем свидетельствует распространение области повышенной мутности воды эстуария вплоть до поверхности потока (рис. 3). Часть взвешенных наносов этой зоны ММ осаждается вблизи МКД, образуя большой мелководный бар [11]. Данные о величине  $C$  в рукавах дельты Енисея отсутствуют, но, по-видимому, некоторая часть мелких наносов переносится вверх по течению рукавов при нагонах и при проникновении осолоненных вод до предельной границы их распространения и отлагается на верхних участках рукавов. Это косвенно подтверждается обратным распределением диаметра наносов от истока рукава Каменный Енисей к его устью. Согласно диаграмме критических скоростей для эрозии, транспорта и отложения наносов наименьшие скорости потока необходимы для начала движения мелкого и среднего песка. Пески с  $d \sim 0.1-0.3$  на участке м. Муksунинский – о. Васильевский, подверженные эрозии при скорости 0.2–0.3 м/с, могут участвовать в формировании

«третьей» зоны ММ в рукавах дельты выполнения, образующейся на участке пос. Караул – пос. Байкалово.

### **ЭСТУАРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ВНУТРЕННИЕ ДЕЛЬТЫ**

Возможность влияния эстуарной циркуляции на перенос наносов во внутренней дельте зависит от дальности проникновения осолоненных вод  $L_S$  в эстуарий. Если, как в устье Енисея, обратные придонные течения осолоненных вод проникают в рукава дельты, то общая закономерность уменьшения крупности отложений от ВД к МКД может нарушаться в результате отложения мелких наносов из ММ в рукавах дельты вблизи «нулевой» точки. Сравним местоположение МКД с расстоянием  $L_S$  в эстуарно-дельтовых устьях разных рек, основные характеристики которых приводятся в таблице. Если  $L_S > L_D$ , то формирование эстуарной циркуляции вод может влиять на перенос наносов в рукавах внутренней дельты. Кроме устья Енисея, подробно рассмотренного выше, это условие выполняется в устьях рек Печора, Луара, Сенегал и Конго.

Осолоненные воды проникают в эстуарий р. Конго (западное побережье Африки) благодаря глубокому каньону с глубинами 220 м в УЭ и около 100 м в его вершине [16]. В каньоне соленость воды в придонном слое достигает 35.3‰, но морфология русла и резкое уменьшение уклона дна препятствует их проникновению в рукава дельты, хотя МКД находится всего в 2 км выше ВЭ. Имеющиеся данные подтверждают отсутствие проникновения осолоненных вод в рукава дельты. Районирование устьев с учетом гидрофизических процессов в них представляет известные трудности, особенно для «гипер-соленых» эстуариев, к которым относится эстуарий р. Сенегал. В естественных условиях в сухой сезон при минимальных расходах ( $0 < Q < 500 \text{ м}^3/\text{с}$ ) длина интрузии осолоненных вод в устье р. Сенегал достигала 300 км, полностью

захватывая рукава внутренней дельты [6]. После строительства плотины в 50 км от старого УЭ это расстояние становится максимальной длиной интрузии. В настоящее время осолоненные воды проникают в эстуарий и рук. Сенегал на 23 км из-за прорыва блокирующей устье Берберийской косы и образования нового УЭ на этом расстоянии от плотины [15]. Нижний участок основного рук. Сенегал (16 км) в сухой сезон подвержен засолению, и возможно зона ММ формируется в периоды сброса воды в нижнем створе плотины.

*Таблица 1. Площадь бассейна реки  $F$ , среднесуточные величины стока воды  $W_Q$  и наносов  $W_S$ , дальность интрузии осолоненных вод  $L_S$  и расстояние между УЭ и МКД ( $L_D$ ) в устьях эстуарно-дельтового типа ( $L_S$  и  $L_D$  отсчитываются от УЭ; для Сенегала указаны две величины  $L_S$  – до / после 1986 г.)*

Ис-точник	Река	$F$ , тыс. км <sup>2</sup>	$W_Q$ , км <sup>3</sup> /год	$W_S \cdot 10^6$ т/год	$L_S$ , км	$L_D$ , км
[11]	Обь	2990	402	13.0	340	760
[11,4]	Енисей	2580	597	4.9	513	376
[11]	Печора	322	130	8.5	80–90	80
[16]	Конго	3700	1350	55	40–50	50
[14]	Парана,	2800	670	57	170	290
[6]	Сенегал	400	20	2.2	300/50	7
[12]	Эльба	173	26.8	7.8	65	95
[7]	Луара	115	24.8	0.8	60	25

Вершина устьевой р. Печора находится у впадения р. Сулы, ВД – место деления потока на Большую и Малую Печору в 70 км ВУО, МКД – у м. Болванский, 120 км от ВД [9, 11]. Длина Печорской губы (эстуария) – 80 км [9, 11]. В летнюю межень зона осолонения в эстуарии составляет 60 км, у м. Константиновский соленость поверхностных вод достига-

ет 33‰. При  $Q \cong 2000 \text{ м}^3/\text{с}$  и северном или северо-восточном ветре осолоненные воды проникают в рук. Бол. Печора на 5–7 км, при этом у м. Болванский соленость поверхностного и придонного слоя достигает 5 и 15‰ [9]. Таким образом, на этом участке можно ожидать формирования зоны ММ. Косвенным подтверждением этого предположения служат придонные обратные течения, обнаруженные при последних исследованиях скоростей течений в центральной части дельты у с. Андег [13].

Р. Луара с расходом  $Q = 800 \text{ м}^3/\text{с}$  впадает в Бискайский зал., образуя ниже г. Нанта небольшую дельту и макроприливный эстуарий [7] длиной 26 и 25 км соответственно. Вода с соленостью 5‰ в сизигийный прилив (6.7 м) при экстремально малом  $Q = 70 \text{ м}^3/\text{с}$  (1976 г.) поднималась на 60 км от УЭ, почти достигая Нанта [20], т.е. осолоненные воды проникают в рукава дельты. В результате эстуарной циркуляции вод в устье Луары формируется зона ММ с  $C = 10.0\text{--}20.0 \text{ кг}/\text{м}^3$  [7], которая мигрирует вдоль верхнего эстуария и дельты, активно участвуя в транспорте наносов в дельте и вызывая заиление отдельных участков рукавов.

Река Парана (восточное побережье Южной Америки) образует дельту длиной 320 км при впадении в зал. Ла Плата (длина 290 км). Он делится на внутренний (пресный, длина ~60 км) и внешний, воды которого сильно стратифицированы. Приливные колебания уровня воды проникают в рукава дельты Параны на 190 км. Осолоненные воды проникают в эстуарий Ла Плата на  $L_S = 230 \text{ км}$ , где образуется зона ММ с  $C = 180 \text{ г}/\text{л}$  (рис. 4) [14]. Бар, разделяющий эстуарий Ла Плата на внутренний и внешний, образован в результате отложения наносов из ММ эстуария и выноса наносов дельтой р Параны. При работах по углублению судового хода возможно проникновение осолоненных вод во внутренний эстуарий и формирование в нем эстуарной циркуляции.

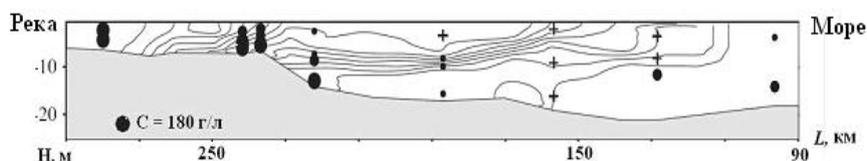


Рис. 4. Изменение  $C$  вдоль эстуария Ла Плата,  $+ - C = 0$

Циркуляция вод в эстуариях рек Обь [11] и Эльба [12] происходит по классической схеме двухслойного течения, в результате которой в устье Эльбы осолоненные воды проникают в эстуарий на 60 – 70 км, где образуется зона ММ, и отлагаются наиболее мелкие наносы. Эти наносы не участвуют в формировании дельты, так как зона ММ находится ниже МКД на 30 км. Эстуарная циркуляция вод в Обско-Тазовской губе (эстуарии) формируется на расстоянии 340 км от УЭ, где возможно образуется зона ММ, которая не влияет на формирование дельты Оби (табл.).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00141).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаррисон Л. М., Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю. Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины р. Енисей // Вестник МГУ, сер. географ. 1981. №6. С. 103–109.
2. Граевский А.П., Котрехов Е.П., Матвеев А.А., Уфимцев А.В. Результаты исследования течений на устьевом участке Енисея в летний период // Тр. ААНИИ, т.358, 1980. С. 55–74.
3. Граевский А.П., Савченко Е.П., Уфимцев А.В. Результаты полевых исследований скоростного поля потока под ледяным покровом в устьевой области Енисея // Тр. ААНИИ. 1984. Л.: Гидрометеиздат, Т. 394. с. 30–50

4. Долгополова Е.Н. Закономерности движения вод и наносов в устье реки эстуарно-дельтового типа на примере р. Енисей // Вод. ресурсы. (в печ.)
5. Долгополова Е.Н. Формирование эстуарной циркуляции в зависимости от величины прилива. Тр. Международной конференции «Литодинамика донной контактной зоны океана» Москва, Институт Океанологии РАН. 14-17 сентября 2009 г., с. 14–16.
6. Исупова М.В., Михайлов В.Н. Гидрологические и морфологические процессы в устьевой области р. Сенегал // Вод. ресурсы. 2008. Т. 35. № 1. С. 32–44.
7. Исупова М.В., Михайлова М.В. Основные особенности гидрологического режима устьевой области р. Луары // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 2003. № 4. С. 66–70.
8. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34, № 5, С. 748–758.
9. Лупачев Ю.В. Гидрологические условия устьевой области Печоры и их возможные изменения при изъятии части стока из бассейна // Тр. ГОИН 1979. вып. 143. С. 49–68.
10. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
11. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1997. 413 с.
12. Михайлова М.В. Взаимодействие приливов и штормовых нагонов в устье р. Эльбы // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 3. С. 283–296.
13. Полонский В.Ф. Влияние приливов на перераспределение стока воды в дельте р. Печоры // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 6. №2. С. 20–27.
14. Cabreira A. G., Madirolas A., Colombo A. G et al. Acoustic study of the Rí'o de la Plata estuarine front // ICES

Journal of Marine Science. 2006. V. 63. P. 1718 – 1725.  
doi:10.1016/j.icesjms.2006.04.026.

15. Dumas D., Mietton M., Hamerlynck O. et al. Large dams and uncertainties. The case of the Senegal River (West Africa) // Society and Natural Resources. 2010. V. 23, № 11, 1108-1122. DOI : 10.1080/08941920903278137

16. Eisma D., Kalf J., van der Gaast S.J. Suspended matter in the Zaire estuary and the adjacent Atlantic Ocean // Netherland Journal of Sea Research, 1978. V. 12. № 3/4. P 382–406.

17. Gebhardt A.C. et al. The turbidity maximum zone of the Yenisei River (Siberia) and its impact on organic and inorganic proxies // Estuarine, Coastal and Shelf Science 2005. V. 65. P. 61–73

18. Harms I.H. et al. Salt intrusions in Siberian river estuaries: observations and model experiments in Ob and Yenisei. EGS XXVII General Assembly, Nice. 2002. Abstract № 4537. P. 27–46.

19. Orton P. M., Kineke G. C. Comparing calculated and observed vertical suspended-sediment distributions from a Hudson River estuary turbidity maximum // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2001. V 52. P. 401–410.

20. Tanguy J-M. Environmental hydraulics. 2010. USA, Hoboken: J. Wiley & Sons. 627 p.

## **ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗАТОКА СОЛОНОВАТЫХ ВОДНЫХ МАСС В ЛАГУННО-ЭСТУАРНОЙ СИСТЕМЕ КАЛИНИНГРАДСКИЙ (ВИСЛИНСКИЙ) ЗАЛИВ – ПРЕГОЛЯ – КУРШСКИЙ ЗАЛИВ ПОСРЕДСТВОМ ДАННЫХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ<sup>2</sup>**

**Д.А. Домнин, А.Н. Соколов, В.А. Пилипчук**

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Калининград, Россия  
e-mail: dimanisha@rambler.ru*

### **ВВЕДЕНИЕ**

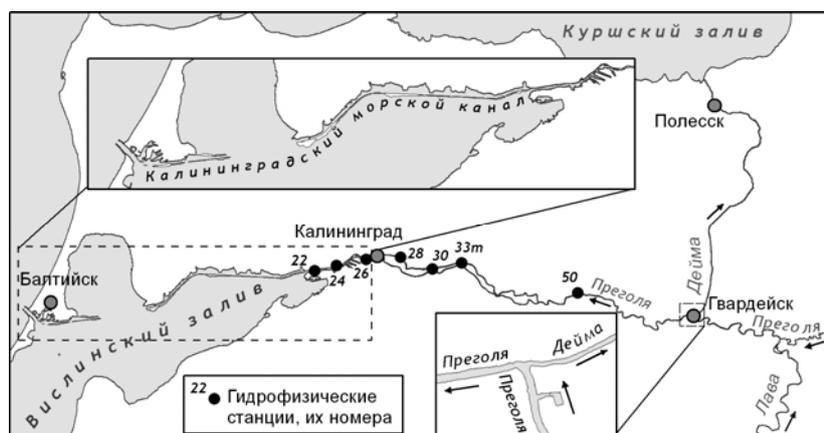
Калининградский (Вислинский) залив является внутренним морским трансграничным водоемом между Калининградской области России и Республикой Польшей. Также как и Куршский залив, его можно отнести к сильно стратифицированным, неприливному эстуарным лагунам [5]. Основной рекой, питающей лагуну, является река Преголя. Но сток с этой реки попадает не только в Калининградский (Вислинский) залив, но и в Куршский, так как Преголя в 56 км выше устья имеет ответвление в виде рукава Деймы (рис. 1), который часть вод всего водосбора Преголи сбрасывает в Куршский залив [3, 6].

Гидрологический режим Калининградского (Вислинского) залива и реки Преголи осложнён процессами, происходящими в Калининградском морском канале, который связывает устьевую часть реки с Балтийским морем. В периоды западных ветров здесь возникает ситуация, когда уровень моря, а за ним и залива, повышается, и морские водные массы, частично разбавленные водами залива, проникают по каналу в

---

<sup>2</sup> Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-31248, 14-05-91730

устьевую часть реки. Сток р. Преголи в Калининградский (Вислинский) залив фактически прекращается, а солоноватые воды могут подниматься по руслу реки на десятки километров выше её устья. По некоторым данным, эти воды могут проникать в Куршский залив через рукав Дейму [4].



*Рис. 1. Лагунно-эстуарная система Калининградский (Вислинский) залив – р. Преголя – Куршский залив. Мониторинговая сеть в устьевой части р. Преголи [2]*

Уровень воды в устье р. Преголи связан с такими процессами, как поступлением вод с водосбора реки и изменением уровня в акватории залива. Если первый процесс определяет постоянный гидрологический режим всей реки, то повышение уровня со стороны залива, возникает в период сильных ветровых нагонов западного направления и влияет на устьевую часть. Ветры вызывают нагон солоноватых вод из акваторий Калининградского (Вислинского) залива в русло реки, и речные воды начинают скапливаться от устья реки вверх по течению, вызывая, тем самым, общий подъем уровня. В случае длительного ветрового нагона, расход р. Преголи в районе г. Гвардейска может остановиться, и вода будет сбрасываться в Дейму и далее в Куршский залив [4].

## АНАЛИЗ ДАННЫХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Анализ данных контактных измерений, регулярно проводимых Лабораторией прибрежных систем АОИОРАН, показал, что величина средней солёности в месте впадения р. Преголи в Калининградский (Вислинский) залив имеет значение, равное 3‰. Соленоватые воды, имея большую плотность, распространяются по дну русла под более пресными водами, движущимися в сторону залива по поверхности (рис. 2).

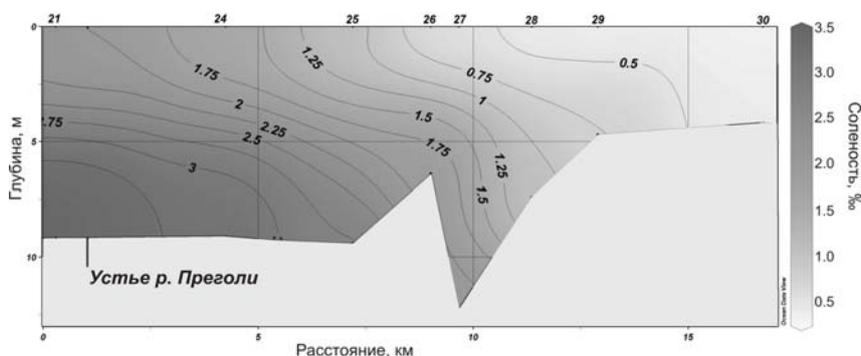


Рис. 2. Величина солёности воды в устьевой зоне реки Преголи (на протяжении 20 км выше устья) по данным контактных измерений АОИОРАН (1994-2012 гг.) [1]

Таким образом, верхняя граница зоны смешивания морских (соленоватых) и речных (пресных) вод, определенная значением солёности в 1‰ [5], имеет форму клина, где придонная граница распространяется на 11 км выше устья реки, а приповерхностная – на 7 км. Следует отметить, что проникновение клина соленоватых вод вверх по течению сдерживается понижением в рельефе равным 12–14 м., при средней глубине реки 5–7 м. [1].

Рассмотрев ситуации, возникающие при ветрах западных румбов, дующих со скоростью более 15 м/с и продолжитель-

ностью не менее трёх суток, было установлено, что солоноватые воды Калининградского (Вислинского) залива могут проникать вглубь устья реки на расстояние не менее 20 км. Но при нагоне, продолжительностью около одних суток, слабосоленые воды не поднимаются выше 10 км и по окончании ветровой активности выносятся рекой обратно в залив [1].

Однако, несмотря на длительный период наблюдений и частоту гидрофизических станций, определить длительность затока и глубину проникновения солоноватых вод посредством контактных измерений пока не удалось. Поэтому для решения данной задачи была использована численная модельная инсталляция, откалиброванная по данным наблюдений.

#### **МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСХОДА ВОДЫ**

Для моделирования процесса затока солоноватых вод из Калининградского (Вислинского) залива в устьевую часть р. Преголи использовано несколько наборов данных. Модель имеет три открытых границы: на выходе из Калининградского морского канала в море, в г. Гвардейске выше разделения р. Преголи на рукава, в устье рук. Деймы. Во всех этих точках заданы уровни водной поверхности. Со стороны водосборного бассейна, в г. Гвардейске задан расход воды, полученный расчётным путем на первом этапе моделирования.

Расход воды в реке рассчитан стоковой гидрологической моделью HYPE (HYdrological Predictions for the Environment) Шведского гидрометеорологического института (SMHI) [7]. Входной информацией для расчётов HYPE являются данные о типах почв в бассейне, структуре землепользования, временные серии температуры и осадков. Для калибровки временных серий расхода воды были использованы данные измерений на г/п Гвардейск (2008–2010 гг.). Данные о темпера-

туре и количестве осадков использованы с м/с Черняховск, расположенной в глубине водосборного бассейна.

В процессе калибровочной сессии был подобран оптимальный набор параметров, которые позволили приблизить кривую модельного расхода к кривой измеренного стока. Наиболее «чувствительными» параметрами являются те, которые отвечают за испарение с территории водосборного бассейна.

Графики измеренного и моделированного гидрографов, в большинстве своем, хорошо описывают речной сток в калибровочном створе. Средний расход по измеренным данным составляет  $73 \text{ м}^3/\text{с}$ , по расчетным данным –  $67 \text{ м}^3/\text{с}$ . Значения коэффициента корреляции между измеренными и модельными данными НУРЕ составляет 0.94. Величина достоверности полиномиальной аппроксимации второй степени составляет 0.89, а линейной 0.9.

Дополнительно задан ветер (направление и скорость). Условно предполагалось, что над всей расчетной областью ветер одинаков по скорости и направлению. Исходной информацией о скорости и направлении ветра являлись данные м/с Балтийск.

## **МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАТОКОВ В УСТЬЕВОЙ ЧАСТИ РЕКИ**

Для моделирования осредненных по глубине течений, возвышения свободной поверхности, а также затоков солоноватых вод использовался гидродинамический модуль MIKE 21 с нерегулярной сеткой, покрывающей Калининградский (Вислинский) залив, реки Преголю и Дейму. Длины сторон ячеек сетки для Вислинского залива составляли 1–1.5 км, а для речной системы – 30–50 м. В этом модуле были решены уравнения мелкой воды в двумерном пространстве [9].

Калибровка МИКЕ 21 на предмет расчета солености была выполнена по данным контактных измерений 6–8 октября 2012 г., когда был зафиксирован длительный заток солоноватых вод вверх по руслу р. Преголи [1].

Предварительные расчёты показали, что основными калибровочными параметрами, влияющими на степень затока солоноватых вод, являются величины горизонтальной турбулентной вязкости и донного трения. Для вычисления турбулентной вязкости была выбрана модель Смагоринского [10]. Для вычисления донного трения была выбрана модель, использующая число Маннинга [8].

Для периода с марта по декабрь 2013 г. получено внутригодовое распределение значений солености в р. Преголе для каждой из контрольных станций, расположенных вдоль русла. По результатам расчётов наибольшие значения солёности отмечаются на устьевой станции 22. Именно здесь происходит постоянное взаимодействие вод р. Преголи с Калининградским (Вислинским) заливом. При движении вверх по руслу реки проникновение солоноватых вод ослабевает. Во время ветровых нагонов наблюдается проникновение солоноватых вод из залива вверх по реке. Имея на момент затока результаты контактных измерений (4 сентября 2013 г.), проведено сравнение полученных модельных данных на день проведения измерений. Выше станции 26 (8 км выше устья р. Преголи), в условиях речного функционирования эстуарной системы данные сходятся лучше, чем в условиях постоянного взаимодействия с лагуной [2].

В течение 2013 г. образовалось лишь два крупных затока солоноватых вод (рис. 3). Первый, наиболее продолжительный, наблюдался в течение месяца (вторая половина августа - первая половина сентября).



Рис. 3. Внутригодовое распределение значений солености на станции 26 (8 км выше устья р. Преголи), на основании численного моделирования [2]

Данному затоку способствовали ветры западного направления со средними скоростями 12–18 м/с. Уровень водной поверхности в Балтийске, определяющий проникновение заливных вод, имел перепады значений от 0 до 0.3 м. Максимальная соленость на станции 26 составила 2.5‰ (рис. 4) [2].

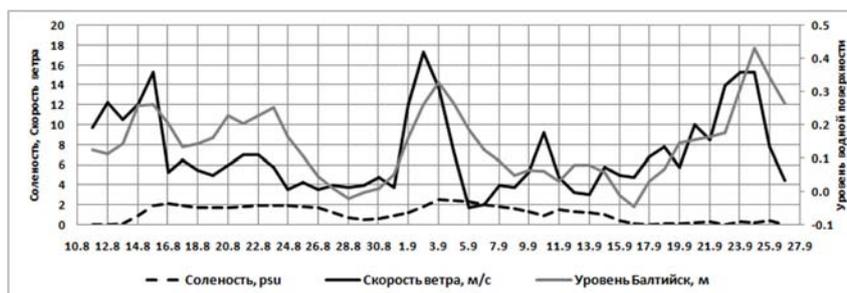


Рис. 4. Значения солёности воды на станции 26 и значения скорости ветра и уровня водной поверхности в Балтийском проливе в период 10.08.13–26.09.13 [2]

Второй заток был более коротким, и наблюдался в период первой декады декабря. Этому явлению способствовал ветровой нагон со средними скоростями 14–24 м/с. Ветер вызвал подъем уровня водной поверхности в Балтийске, с 0.3 до 0.9 м. Максимальная соленость на станции 26 составила 2.6‰ [2].

## **ВЫВОДЫ**

Основываясь на многолетних данных контактных измерений, следует вывод о том, что затоки солоноватых вод из Калининградского (Вислинского) залива происходят в осенне-зимний период года при свежем (более 15 м/с) ветре западных румбов. Продолжительность затока связана с продолжительностью ветрового нагона. За период нагона в 3 сут соленая вода может проникать вглубь устья реки на расстояние до 20 км. Тогда как при нагоне длительностью около 1 сут слабосоленые заливные воды не поднимаются выше 10 км и по окончании надува выносятся обратно в залив. Отклик затока солоноватых вод из лагуны в устье реки Преголи наблюдается спустя 1 сут с начала воздействия свежих ветров, а воды солёностью более 1‰ остаются в акватории устьевой части реки еще 2 сут после прекращения ветровой активности.

Кроме того, проникновение солоноватых вод вглубь устья р. Преголи под действием нагонных ветров западного направления подтверждается также результатами математического моделирования. Так, анализ показал, что повышенная ветровая активность в первую очередь влияет на подъем уровня водной поверхности в системе Балтийское море – Калининградский морской канал – р. Преголя. Уровень в канале достигает максимума спустя 1 сут после максимального ветрового нагона. А спустя еще 1 сут достигается максимальная солёность воды на станции 26 (8 км выше устья р. Преголи, на границе между Преголей и Калининградским морским каналом).

На самой верхней контрольной станции, расположенной в 37 км выше устья Преголи, в пиковые моменты затока 2013 г., солёность составила менее 1‰. Это свидетельствует о полном перемешивании солоноватых и пресных вод, а, сле-

довательно, отсутствия возможности дальнейшего их проникновения вверх по реке. Модельные расчеты для 2013 г. показывают отсутствие перетока солоноватых вод Вислинского залива по руслам рек Преголи и Деймы в Куршский залив.

В целом, следует отметить, что для исследования сложных гидродинамических процессов целесообразно использовать как анализ данных контактных измерений, так и последующее математическое моделирование. Оно, в свою очередь остается важным, наименее дорогостоящим, а зачастую и единственным при исследовании природных явлений и процессов. В плане предсказания поведения системы взаимосвязи река-залив-море, а также её отклика на климатическое воздействие, он является единственно возможным.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Домнин Д.А., Пилипчук В.А., Карманов К.В. Формирование затока солоноватых вод в лагунно-эстуарной системе водосборного бассейна Вислинского залива и реки Преголи в результате сгонно-нагонных явлений // Естественные и технические науки - 2013.- №6, С.206-211.
2. Домнин Д.А., Соколов А.Н. // Известия Калининградского государственного технического университета. – 2014. – №35. – С. 00-00
3. Маркова Л.Л. Реки // Калининградская область: Очерки природы / Сост. Д.Я. Беренбейм; Науч. ред. В.М. Литвин. – 2-е изд., доп. и расш. Калининград: Янтарный сказ, 1999. – С. 69-83.
4. Маркова Л.Л., Нечай И.Я. Гидрологический очерк устьевых областей рек Немана и Преголи. // Труды ГОИН, вып. 49. – М: 1960, с. 118-187.
5. Михайлов В.Н., Горин С.Л., Михайлова М.В. Новый подход к определению и типизации эстуариев // География. - Вестник Моск. Ун-та, 2009. - № 5. - С. 3-11.

6. Силич М.В. Водный баланс залива. // Гидрометеорологический режим Вислинского залива, под ред. Лазаренко Н., Маевского А, Л.: Гидрометеоздат, 1971, - С. 143-172
7. Donnelly, C., Dahné. J., Rosberg, J., Strömqvist, J., Yang, W. and Arheimer, B. (2010) High-resolution, large-scale hydrological modelling tools for Europe. Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340, 2010.
8. Gioia G., Bombardelli F. A. (2002) Scaling and Similarity in Rough Channel Flows, Physical Review Letters, 88, 014501-1 – 014501-4
9. MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM Hydrodynamic and Transport Module. (2005) Scientific Documentation, DHI Software, 48.
10. Smagorinsky J. (1963) General Circulation Experiment with the Primitive Equations, Monthly Weather Review, 91 (3), 99-164.

## **НАНОСЫ ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ**

**Е.А. Ильичева, М.В. Павлов**

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия*

*e-mail: lenail3663@mail.ru, maksimpavlov\_v@mail.ru*

Дельта Селенги расположена в пределах Усть-Селенгинской впадины Байкальской рифтовой зоны. С северо-востока впадина ограничена склонами Морского хребта, а с юга – хребтом Хамар-Дабан. Севернее самой дельты расположен залив Провал, а южнее ее – Посольский Сор. Возраст дельты оценивается в 500 тыс. лет. Устьевая область р. Селенги относится к открытому типу с устьевым взморьем и лопастной дельтой выдвигения. Дельта сформирована длительным взаимодействием системы «оз. Байкал – р. Селенга» и пред-

ставляет собой уникальную аккумулятивную равнину с рядом специфических природных характеристик. В экосистеме дельты Селенги фильтруется водный поток, поступающий со всего бассейна. Речной сток составляет около половины притока в озеро. Распределение стока по пространству дельты неравномерно, а также и резко различается по сезонам. Общее направление стока носит унаследованный характер. Процессы современного дельтообразования и динамики гидрографической сети происходят в условиях зарегулированности приемного водоема.

Основной фактор формирования тела дельты - поступление наносов из речного стока и их аккумуляция. Выделены три главных направления стока: Лобановское, Среднеустьевское и Селенгинское. Максимальный сток вещества в настоящее время перераспределяется из Селенгинского сектора к Лобановскому и составляет 35% и 45% соответственно; до 20% стока проходит по русловой сети проток Среднеустье и Колпинная. Распределение взвешенных наносов в процентном отношении коррелирует с водностью секторов и составляет 27, 21 и 52 %.

На основе анализа разновременного картографического материала мы получили данные об изменении положения проток в плане, а также мощности накопленного руслового аллювия в дельте (рис. 1, 2). В расчете учитывались абсолютные отметки карт масштаба 1: 100 000, изданных по съемкам 1956, 1986 и 1998 гг. Проводится сравнение картографических данных с современными крупномасштабными космическими снимками. В дополнении к камеральным данным с 2003-2014 гг. ежегодно ведутся комплексные полевые исследования. Экспериментальные работы на сети гидрологических створов и точек наблюдений включают привязку створов, русловые съемки, гидрометрические измерения, наблюдения за русловой эрозией.

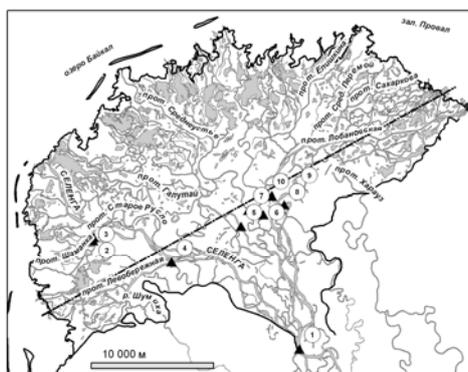


Рис. 1. Дельта реки Селенги. Пунктиром показан гипсометрический профиль; цифрами обозначены основные мониторинговые гидрометрические створы: 1 – вершина дельты – с. Малое Колесово; 2 – пр. Шаманка; 3 – пр. Харауз; 4 – пр. Левобережная; 5 – пр. Галутай; 6 – пр. Колтинная; 7 – пр. Среднеустье; 8 – пр. Манзар; 9 – пр. Дологан; 10 – пр. Лобановская

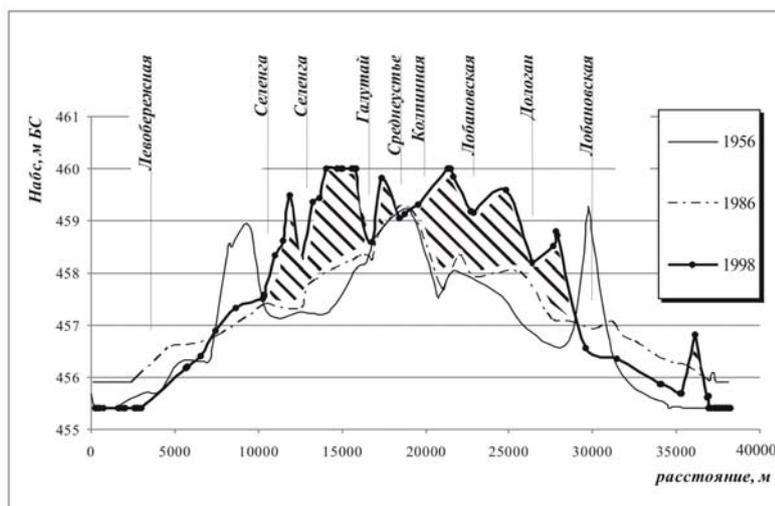


Рис. 2. Поперечный гипсометрический профиль. Штриховкой показана мощность накопленного аллювия в 1986–1998 гг.

Гипсометрический профиль проведен по наиболее широкой части дельты и охватывает все основные протоки ниже узла бифуркации. В результате расчетов стока наносов за рассматриваемый период и объемов рыхлого материала, полученных при сравнении абсолютных отметок поверхности дельты по гипсометрическим моделям на различные временные срезы в прошлом, мы получили близкие значения накопления аллювия:  $5.5 \text{ км}^3$  и  $5.1 \text{ км}^3$  в год соответственно. Накопление современного аллювия происходит в центральной части дельты. Основные объемы были созданы в период с 1986 по 1998 г. К 1998 г. Субаэральная поверхность дельты приобрела наибольшую расчлененность.

Перестройка русловой сети дельты и накопление толщ аллювиальных отложений происходит в периоды значительной водности. Одним из свидетельств тому служит сравнение поперечных профилей в вершины дельты (г/с Малое Колесово) за относительно небольшой промежуток времени (рис. 3). В паводочный период 2012 г. подъем уровня воды составил более 1.5 м в сравнении с измерениями 2011 г. За прошедшее время мощность накопленного аллювия составила 1.2 м. Береговая эрозия в паводок достигала 2.5 м/сут. Подобная интенсивность отмечена в период паводков 2013 г. За месяц в вершине дельты отмыто почти 10 м берега.

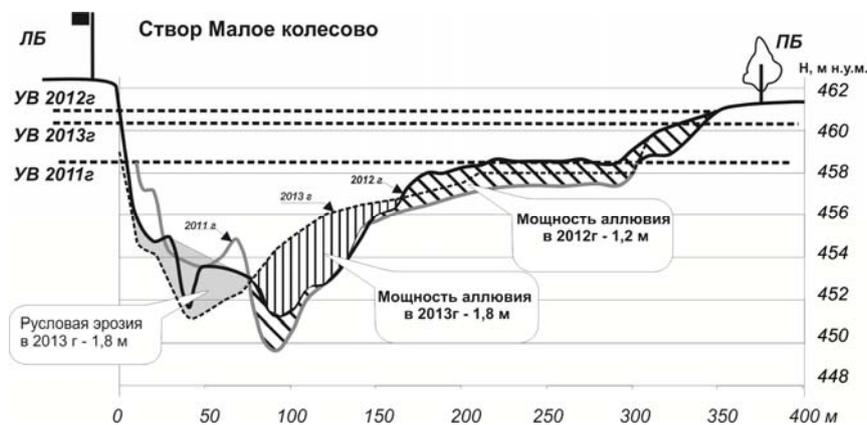


Рис. 3. Сравнение поперечных профилей на створе Малое Колесово

В центральной части дельты береговые разрезы представлены слоистыми песками, литологически определяемыми, как аллювиально-дельтовые. Эксклюзивная особенность этих отложений – это присутствие палеопочвенных горизонтов перекрытых 1.5 м слоем аллювиальных песков под современным почвенным горизонтом. Накопление аллювиального слоя мы привязываем к выходу вод проток дельты на пойму в периоды ее затопления в недавнем прошлом. Проведен спорово-пыльцевой анализ и датировки образцов из разреза, где отмечены современные спектры. Основание разреза датируется по костям лошади  $420 \pm 190$  лет.

Основные тенденции распределения руслового аллювия по протокам заключаются в переработке отложений дельтового конуса. Основным источником поступления терригенного материала являются песчаные отложения позднеплейстоценовых террас, и галечно-гравийные отложения более древних свит, размывающихся рекой в узле бифуркации и выше по течению, и, в меньшей степени, материал, принесенный с водосбора. Дельтовый конус аккумулирует продукты береговой эрозии, поступающие в водный поток. В зависимости от

гидравлической крупности они могут переноситься на расстояние 50–500 м и образуют новые аккумулятивные формы в руслах и по берегам водотоков. Таким образом, положение фарватера реки непостоянно даже в течение короткого временного промежутка. По результатам обработки материалов гранулометрической съемки составлена карта распределения руслового аллювия. Выявлена закономерность их распределения от «главного» разбоя в вершине дельты до устьев проток. В этих направлениях уменьшается крупность руслоформирующего аллювия в пределах от гравелистых и песчаных отложений до пылеватых частиц и илов. Образование илов в периферийной части связано с продуцированием биомассы.

## **СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ ЗАЛИВОВ ПРОВАЛ И ХУЖИР–НУГАЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ**

**Е.А. Ильичева, М.В. Павлов**

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск,  
Россия*

*e-mail: lenail3663@mail.ru, maksimpavlov\_v@mail.ru*

Заливы располагаются на противоположных берегах озера Байкал и приурочены к устьям рек Сарма и Селенга. Устье р. Сарма представляет собой делювиально-пролювиальный конус выноса, сложенный валунами и глыбами с гравийно-песчаным наполнителем. Конус прорезан тремя современными рукавами р. Сарма, впадающими в Хужир-Нугайский залив. Длина залива от м. Улирба на юге до галечных кос на севере 6.3 км, ширина – 2.4 км, максимальные глубины в районе о. Малый Тойник достигают 7–7.5 м, площадь залива – 6.7 км<sup>2</sup>. Залив отчленен от оз. Байкал галечными косами и коренными скальными островами Большой и Малый Тойники. Побережье залива разделено на участки, классифициро-

ванные на абразионные, аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные и биогенно-дельтовые типы берегов (рис. 1).

Донные осадки в основном представлены песками различной крупности, гальками и валунами. Исключение составляет прибрежная часть залива, где от береговой линии до глубин 4 м плавно сменяются пески к илам. Залив можно разделить на две области осадконакопления: озерный тип (илы), прибрежно-морской (гальки кос и пески). В районе островов Большой и Малый Тойники и мыса Улирба донные отложения представлены грубообломочным неокатанным материалом, вплоть до глыб, илистая и песчаная фракции отсутствуют, что вероятно связано с сильными подводными течениями.

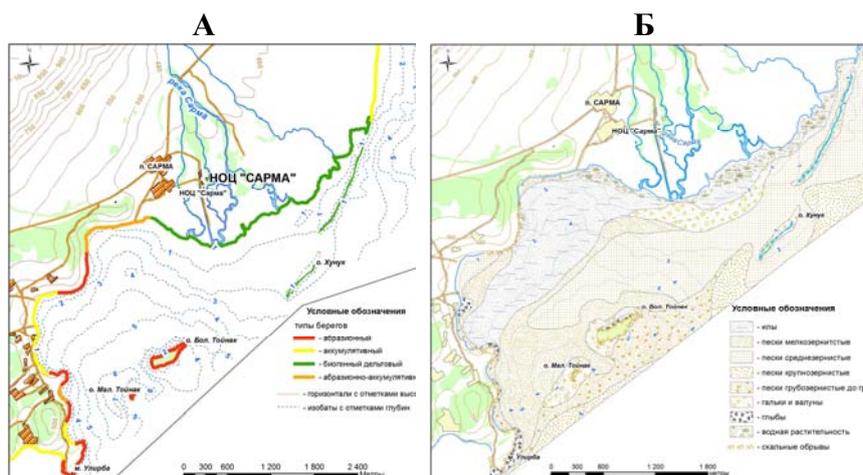


Рис. 1. Типы берегов (а) и донные отложения (б) Хужир-Нугайского залива

Зал. Провал уникален своим происхождением. Провальные явления известны в прибрежной зоне Байкала, однако, настолько масштабного погружения поверхности не наблюдалось. Зал. Провал посвящено большое количество научных и

прикладных работ [1–10]. В последние годы работы в заливе были возобновлены и, в основном, подтвердили выводы предшественников [6]. В результате геологической съемки были определены линии разломов, а также предполагаемые структурные деформации, выраженные линеаментами. Один из таких предполагаемых узлов деформаций выделен в периферийной части дельты реки Селенги, в устьевом участке протоки Лобановская [11]. Наиболее современная и обстоятельная точка зрения к провальным явлениям в исследуемом регионе представлена Г.Ф. Уфимцевым [12], утверждающим, что зал. Провал представляется сложным тектоническим образованием, которое включает в себя горсто-грабенные структуры, обусловившие погружение поверхности.

Исследования авторов проводятся как в акватории залива, так и в береговой зоне. В акватории залива проведена подробная батиметрическая съемка, произведен отбор поверхностных проб донных осадков, получены керны донных осадков, получены данные по седиментационным ловушкам. В береговой зоне проведена нивелировка местности с выделением геоморфологических объектов и процессов, описаны береговые разрезы.

Для возможности сравнения и анализа данные батиметрических съемок (1897, 1956, 2001 гг. и собственные данные эхолотирования) приведены к единой системе координат, увязаны с уровнем Байкала на момент съемок и приведены к Балтийской системе высот, глубины переведены в метры. Кроме того была проведена оценка изменений отметок дна по трем профилям. Произведено сравнение положения абсолютных отметок дна с лотиями 1908 и 2001 гг. В среднем отметки дна повысились по всей площади залива на 1–1.5 м. Максимальное повышение отметок приурочено к устьевой области протоки Лобановская и в районе мыса Облом.

Значительно уменьшилась площадь залива на 20% и сейчас оценивается в 164 км<sup>2</sup>. Подводные бары, окаймляющие акваторию, сместились на расстояние порядка 2 км вглубь залива, береговая линия дельты выдвинулась в залив более чем на 1.5 км. Изменилась и береговая линия залива за счет абразионно-аккумулятивной деятельности волн и повышения уровня Байкала в результате работы Иркутской ГЭС.

При сравнении батиметрических данных выявились амплитуды положений подводных форм рельефа. Косы и бары перемещаются на расстояние до 300 м в зависимости от сезонных и годовых изменений уровня оз. Байкал.

Неоднократное колебание уровня отражается в строении разрезов береговых валов. В разрезе берегового вала у села Дулан отмечен торфяной слой, видимой мощностью более 1 м, перекрытый песками до 1 м. Абсолютные отметки кровли торфяного слоя на 40 см превышают поверхность современной заболоченной долины р. Дулан, расположенной за береговым валом. Возраст этих отложений относятся к позднему голоцену и оцениваются по данным лаборатории СПбГУ в 200±40 лет (радиоуглеродный возраст). Таким образом, обнаруженный горизонт торфа является современником отложений ранее существовавшей Цаганской степи. По данным бурения в акватории (2012 г.) под 1–1.2 м слоем илов вскрываются уплотненный торф, предположительно того же возраста.

Неоднородность залегания донных осадков по дну залива (рис. 2) показало различные типы осадконакопления. Илы и мелкозернистые осадки формируются за счет стока проток дельты и отлагаются в придельтовой акватории. Разнозернистые пески и алевриты приурочены к центральной части залива и распространены вплоть до мыса Облом и подводных валов. В прибрежной материковой части отлагаются грубо-

зернистые осадки от песков разнозернистых до гальки. Мощность осадков по колонке составляет 1.3 м, что соответствует результатам сравнения данных батиметрии. Основной материал поставляют водные массы пр. Лобановской, так, по данным за период экспериментальных наблюдений, средний объем наносов составляет 1.7 млн т/год за период открытой воды.

По данным седиментационных ловушек летом 2012 г. скорость осадконакопления составила 0.02–0.04 см/сут, летом 2013 г. – 0.002–0.003 см/сут, в зимний период мутность речных вод в устье Лобановской и в заливе ничтожно мала. Полученные экспериментальные данные полностью коррелируют с результатами расчетов скорости осадконакопления по кернам донных отложений. Механизм осадконакопления осложняется волнениями и течениями по всей водной толще водоема, а также постоянными сейсмотектоническими проявлениями, что обуславливает уплотнение осадков.

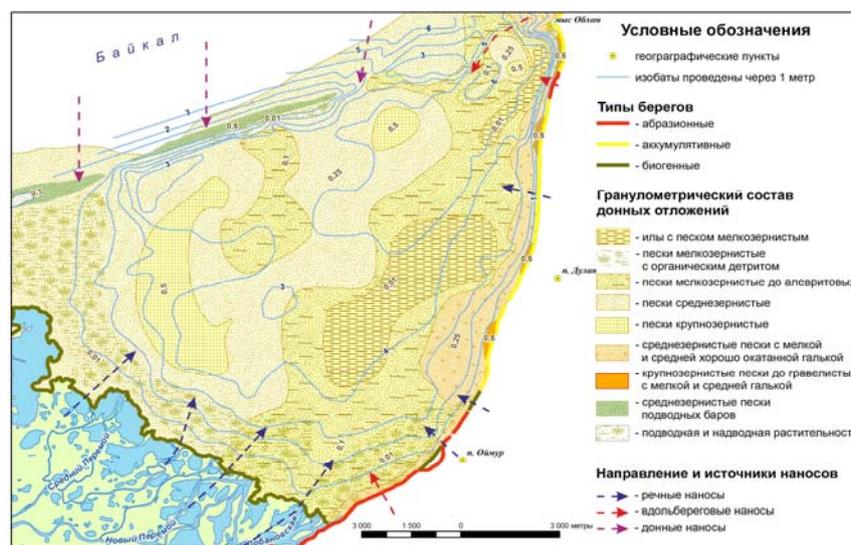


Рис. 2. Донные отложения залива Провал и типы берегов

Представленный материал создает предпосылки к рассуждениям о возможном будущем зал. Провал. При полученных скоростях осадконакопления водоем достигнет состояния современных мелководных соров через 200 лет, если исключить фактор новых катастрофических землетрясений.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лоция и физико-географический очерк озера Байкал / Под ред. Ф. К. Дриженко. - СПб.: Издание Главного гидрографического управления, 1898. – 443 с.
2. Атлас озера Байкал. Составлен Гидрографической экспедицией под начальством полковника Ф.К.Дриженко.- СПб.: Издание Главного гидрографического управления, 1902.
3. Атлас озера Байкал. Прибрежная часть. РСФСР Министерство Речного Флота Восточно-Сибирское бассейновое управление пути. Иркутск, 1959.
4. Зорин Л.В. Формирование дельты Селенги и образование залива Провал /Уч.зап. МГУ. Сер. Геоморфол.-М: 1956.-Вып.182.-С.193-196.
5. Ладохин Н.П. Современные тектонические движения в заливе Провал и методика их изучения. – Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1960, Т.9, № 1 – 2, С. 59-66.
6. Тулохонов А.К., Андреев С.Г. и др. Природная микротопопись новейших событий в бассейне оз. Байкал // Геология и геофизика, 2006. – Т.47, № 9. – С. 1043-1046.
7. Рогозин А.А. Береговая зона Байкала и Хубсугула. Морфология, динамика и история развития. – Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1993. – 168 с.
8. Динамика берегов озера Байкал при новом уровненом режиме. - М.: Наука, 1976. - 88 с.
9. Богоявленский Б.А. Моделирование природы озёрного края селенгинской дельты, её динамика и прогноз развития // История развития речных долин и проблемы мелиора-

ции земель. – Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1979. – С.105-128.

10. Байкальский ход (научная экскурсия по Байкалу). - Новосибирск, 2009. – 187 с.

11. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1981. - С.102-128.

12. Уфимцев Г.Ф. Загадка залива Провал //Наука в России. – 2004. - № 1. – С. 75–79.

## **СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ**

**М.В. Исупова**

*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: misupova@yandex.ru*

Распределение и перераспределение стока воды по водотокам дельты Волги – один из важнейших гидрологических процессов в этой устьевой области, без изучения которого не возможны ни анализ других элементов гидрологического режима устья, ни разработка мер по рациональному использованию и охране водных и других природных ресурсов устьевой области Волги.

Процессы перераспределения стока воды по водотокам дельты Волги принято подразделять на многолетние (необратимые), сезонные и кратковременные (обратимые) [4]. Многолетние изменения распределения стока по водотокам дельты Волги связаны либо с русловыми процессами в дельте, либо с многолетними изменениями внешних факторов устьевых процессов (стока реки и уровня моря). Сезонное перераспределение стока по водотокам дельты обусловлено изменением

водности реки в течение года, а кратковременное – влиянием попусков в нижний бьеф Волгоградского водохранилища и сгонно-нагонными явлениями. Распределение стока воды между смежными дельтовыми водотоками или их системами изменяется в результате изменения модулей гидравлического сопротивления этих водотоков и их систем [4], что возможно как в результате морфологических процессов, изменяющих морфометрические характеристики водотоков в ходе эрозионно-аккумулятивного процесса (необратимое), так и вследствие временного изменения наполнения русел при изменениях уровней воды (обратимое).

Сток воды Волги ( $250 \text{ км}^3/\text{год}$ ) составляет около 60% приходной части водного баланса Каспийского моря [4]. В многолетних колебаниях стока воды Волги выделяют периоды условно естественного стока (1881–1955 гг.), заполнения крупных водохранилищ (1956–1960 гг.) и зарегулированного режима (с 1961 г.). В пределах последнего периода выделяют фазы средней водности (1961–1970 гг.), маловодную (1971–1977 гг.) и многоводную (1978–2005 гг.). Обращает на себя внимание факт естественного увеличения водности Волги в последние десятилетия.

**Распределение стока воды в истоках основных рукавов дельты Волги в XIX–XX вв.** Первые достоверные данные о распределении и перераспределении стока воды Волги между основными рукавами были опубликованы в работе [1], где выявлено увеличение доли стока Бахтемира и уменьшение доли стока Старой Волги. Более убедительные сведения о перераспределении стока между всеми основными рукавами дельты Волги получены в ГОИНе до конца 1980-х гг. [3]. Данные о современном распределении стока воды в дельте Волги, представленные в данном докладе, отражены также в монографии [4], подготовленной при участии автора доклада. Необходимо отметить, что с начала 1990-х гг. детальные исследования распределения стока по рукавам дельты Волги

с массовыми измерениями расходов воды в водотоках были практически прекращены. Данные за 1999–2003 гг. и, особенно, за 2012 г. основаны лишь на ограниченном количестве результатов измерений расходов воды.

В распределении и перераспределении стока воды между основными рукавами дельты Волги и их системами в XX в. выявлена явная многолетняя тенденция, сохранившаяся и в начале XXI в., возрастания водоносности крайних рукавов дельты Бузан и Бахтемир и уменьшения водоносности рукавов Большая Болда, Рычан и Старая Волга (рис. 1). Тенденция к активизации рукава Кизань (Камызяк), видимо, постепенно сменяется тенденцией к уменьшению его водоносности. Активизация Бахтемира частично связана с его искусственным углублением, а Бузана – с подпором, создаваемым в вершине дельты Волжским вододелителем (даже неработающим). Отмеченные изменения водоносности рукавов дельты соответствуют результатам анализа морфологических изменений в дельте, подтверждающих процессы активизации и отмирания разных водотоков дельты [4].

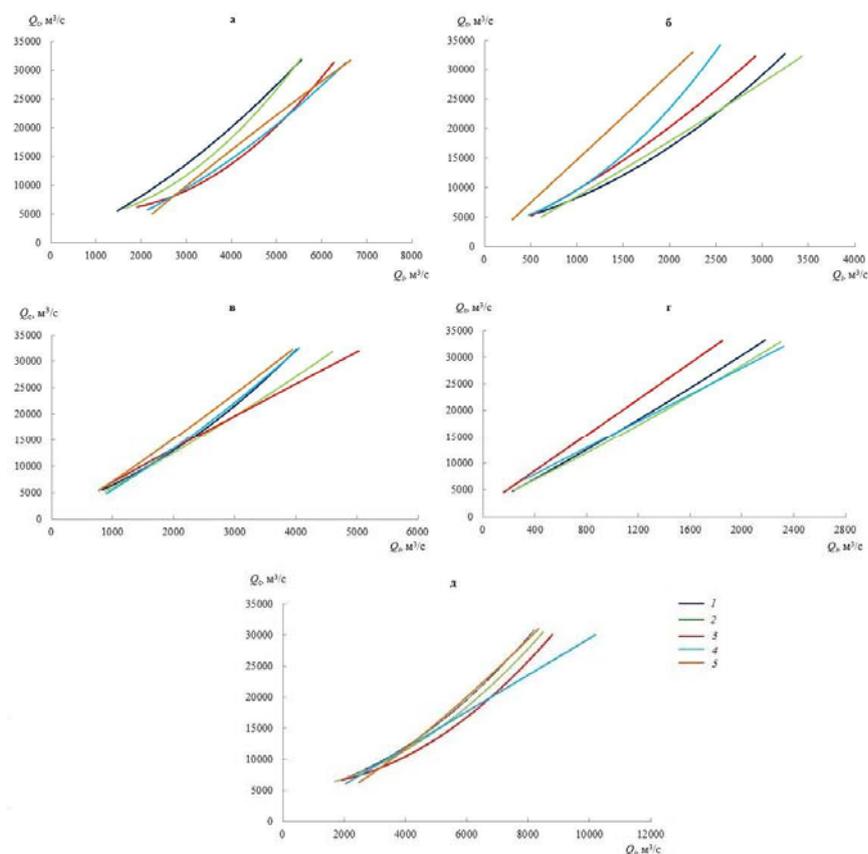


Рис. 1. Изменения распределения расходов воды по основным рукавам дельты Волги: а – Бахтемир, б – Старая Волга, в – Кизань, г – Большая Болда, д – Бузан в разные периоды: 1951–1955 (1), 1961–1965 (2), 1981–1989 (3), 1999–2003 (4), – 2012 гг. (5)

Произошедшее, начиная с 1951 г., перераспределение стока воды между основными рукавами дельты Волги с изменениями уровня Каспийского моря не связано. Оно обусловлено закономерными (свойственными всем крупным дельтам) процессами многолетнего сосредоточения стока в крупных

магистральных рукавах. Процесс активизации наиболее крупных рукавов (Бахтемира и Бузана в частности) и отмирания, заиления и уменьшения водоносности более мелких касается всей чрезвычайно разветвленной русловой сети дельты Волги. Число заиливающихся или отмирающих водотоков в дельте Волги значительно больше, чем размывающихся и активизирующихся.

Данные [4] и табл. 1 отображают растущую на протяжении второй половины XX в. и начала XXI в. сумму долей стока пяти основных рукавов дельты Волги. Так, при суммарном расходе воды реки в вершине дельты  $10\,000\text{ м}^3/\text{с}$  сумма долей стока основных рукавов увеличилась с 89.3% в 1951–1955 гг. до 98.3% в 1999–2003 гг., что служит подтверждением происходящего в настоящее время крупномасштабных процессов массового отмирания малых боковых водотоков в дельте Волги и сосредоточения стока в ограниченном количестве крупных магистральных рукавов.

В настоящее время сохраняется многолетняя тенденция возрастания водоносности рукавов Бузан и Бахтемир и уменьшения водоносности рукавов Большая Болда, Рычан и Старая Волга. Например, при суммарном расходе воды реки в вершине дельты Волги  $10\,000\text{ м}^3/\text{с}$  сумма долей стока основных рукавов увеличилась с 89.3% в 1951–1955 гг. до 98.3% в 1999–2003 гг. Это подтверждает выше изложенные положения.

Таблица 1. Распределение расходов воды по основным рукавам дельты Волги при разных суммарных расходах воды в вершине дельты и в разные периоды

Суммарный расход воды в вершине дельты $Q_{с. м^3/с}$	1951–1955 [2]		1981–1989 [3]		1999–2003		2012	
	м <sup>3</sup> /с	%						
Бузан, исток								
6000	1700	28.3	1950	32.5	2050	34.2	2500	41.7
10000	3150	31.5	3450	34.5	3400	34.0	3500	35.0
14000	4510	32.2	5000	35.7	4750	33.9	4500	32.1
18000	5750	31.9	6550	36.4	6150	34.2	5450	30.3
22000	6650	30.2	7450	33.9	7500	34.1	6400	29.1
26000	7350	28.3	8100	31.2	8850	34.0	7400	28.5
30000	8000	26.7	8600	28.7	10200	34.0	8350	27.8
Кизань, исток								
6000	930	15.5	880	14.7	1000	16.7	875	14.6
10000	1580	15.8	1480	14.8	1700	17.0	1350	13.5
14000	2130	15.2	2060	14.7	2100	15.0	1825	13.0
18000	2610	14.5	2660	14.8	2550	14.2	2300	12.8
22000	3040	13.8	3360	15.3	2900	13.2	2800	12.7
26000	3450	13.3	4100	15.8	3360	12.9	3250	12.5
30000	3810	12.7	4830	16.1	3860	12.9	3750	12.5
Бахтемир, исток								
6000	1570	26.2	2000	33.3	2250	37.5	2350	39.2
10000	2400	24.0	3100	31.0	3100	31.0	3050	30.5

14000	3050	21.8	4020	28.7	3900	27.9	3750	26.8
18000	3720	20.7	4760	26.4	4600	25.6	4400	24.4
22000	4280	19.5	5280	24.0	5250	23.9	5100	23.2
26000	4800	18.5	5750	22.1	5850	22.5	5300	20.4
30000	5350	17.8	6070	20.2	6350	21.2	6450	21.5
Старая Волга, исток								
6000	670	11.2	605	10.1	580	9.7	400	6.7
10000	1200	12.0	1050	10.5	1050	10.5	680	6.8
14000	1720	12.3	1440	10.3	1380	9.9	950	6.8
18000	2100	11.7	1760	9.8	1670	9.3	1230	6.8
22000	2480	11.3	2180	9.9	1920	8.7	1500	6.8
26000	2780	10.7	2500	9.6	2140	8.2	1770	6.8
30000	3050	10.2	2730	9.1	2350	7.8	2050	6.8
Большая Болда, Началово								
6000	330	5.5	260	4.3	420	7.0	-	-
10000	600	6.0	480	4.8	580	5.8	-	-
14000	910	6.5	700	5.0	780	5.6	-	-
18000	1190	6.6	950	5.3	1060	5.9	-	-
22000	1450	6.6	1220	5.5	1440	6.6	-	-
26000	1710	6.6	1440	5.5	1970	7.6	-	-
30000	1980	6.6	1650	5.5	-	-	-	-

Распределение стока воды между рукавами дельты Волги изменяется также по сезонам и зависит от колебаний стока самой Волги. В конце XX в. (табл. 1) со снижением расхода воды реки в вершине дельты от половодья к межени доля стока Бахтемира увеличивается (тенденция к активизации рукава), а рукавов Большая Болда и Рычан уменьшается (тенденция к отмиранию). Старая Волга уменьшает свою долю стока лишь при малой водности реки; а доля стока рукава Кизань (Камызяк) мало изменяется в течение года.

**Перераспределение стока воды по водотокам западной части дельты Волги в начале XXI в.** В настоящее время продолжается активизация рукава Бахтемир (рис. 1, табл. 1). Так, в 1999–2003 гг. в межень (при  $Q_c < 6000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) в рукава Старая Волга и Бахтемир поступало соответственно 14.1 и 36.1% стока Волги в вершине дельты. В половодье при  $Q_c > 22000 \text{ м}^3/\text{с}$  доля стока Бахтемира составляла 25.1% суммарного стока Волги, а доля стока Старой Волги – 8,8%. Полученное процентное соотношение распределения стока воды в 1999–2003 гг. в истоке рукава Бахтемир (25.1%) больше аналогичного, отмечавшегося в начале 1990-х гг. [3], что подтверждает предположение о продолжающейся слабой активизации рукава Бахтемир. Эти выводы также подтверждаются измерениями, проведенными в 2012 г., особенно при малых расходах воды Волги (табл. 1). При расходах же воды реки свыше  $10\,000 \text{ м}^3/\text{с}$  доля стока Бахтемира за последние 10 лет практически не изменилась. В самой системе Бахтемира распределение стока воды во второй половине XX – начале XXI вв. представлено в табл. 2.

Таблица 2. Приближенное распределение расходов воды ( $m^3/c$ ) в водотоках нижней части рукава Бахтемир по измерениям Астраханского комплексного проектно-изыскательского отдела ОАО «Союзморшиппроект» в 2002 и 2012 гг. (километраж указан согласно [4])

$Q_c$ , $m^3/c$	Бахтемир, исток		Бахтемир, 50,1 км		Бахтемир, 52 км		Талыча, исток		Бакланья, устье		ВКМСК, 79 км	
	2002	2012	2002	2012	2002	2012	2002	2012	2002	2012	2002	2012
6000	2250	2350	2200	2012	700	775	1500	1425	850	760	1950	2500
10000	3100	3050	2750	2575	800	850	1950	1725	1100	1030	2650	2950
14000	3900	3750	3300	2950	950	925	2350	2025	1400	1300	3400	3400
18000	4600	4400	3900	3350	1150	1050	2750	2300	1650	1580	4100	3824
22000	5250	5100	4500	3725	1300	1125	3200	2600	1900	1850	4800	4250

В настоящее время на участке рук. Бахтемир от его истока до отделения пр. Талыча расход воды уменьшается в результате оттока в боковые протоки; при этом степень уменьшения расхода воды возрастает с увеличением водности реки. Пр. Талыча забирает бóльшую долю стока рук. Бахтемир выше места отделения этого протока; при расходе воды рукава Бахтемир в истоке  $2250 \text{ м}^3/\text{с}$  (и соответствующем расходе Волги  $6000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) в пр. Талыча поступает 68% стока рукава Бахтемир выше истока Талычи, а в продолжении Бахтемира – всего 32%; при этом доля стока Талычи во второй половине XX – начале XXI вв. возрастала быстрее, чем доля стока самого Бахтемира. Ниже истока Талычи в рукав Бахтемир происходит дополнительное поступление стока воды – это протоки Подстепок и, в большей степени, проток Бакланья, через который в основное русло Бахтемира возвращается не только часть стока Талычи (более половины), но и, по видимому, часть стока рукава Старая Волга. В начало морской части Волго-Каспийского морского судоходного канала (ВКМСК) через Бахтемир, Бакланью и другие протоки поступает в среднем почти столько же воды, сколько несет Бахтемир выше истока Талычи.

В уменьшающей свою долю стока системе рукава Старая Волга во второй половине XX в. прослеживалась ярко выраженная тенденция сосредоточения стока в относительно стабильных магистральных рукавах, подводящих к Гандуринскому Банку (60% стока рукава Старая Волга), связанному с Гандуринским каналом в отмелой зоне устьевого взморья [3]. Измерения расходов воды, проведенные в истоке Старой Волги в начале XXI в., подтверждают продолжающуюся тенденцию рукава к отмиранию (рис. 1, табл. 1). Доля стока рукава неуклонно снижается при разных расходах воды Волги в вершине дельты.

В конце XX – начале XXI вв. сток рукава Кизань (Камызяк) и его доля в стоке Волги при малой водности реки увеличились, а при большой – немного уменьшились (рис. 1, табл. 1). При уменьшении суммарного расхода воды Волги от 24000 до 8000 м<sup>3</sup>/с доля стока воды Кизани возрастает с 13 до 17.5%. При более низком стоке Волги (менее 8000 м<sup>3</sup>/с) доля стока Кизани вновь немного уменьшается (до 15.0% при  $Q_c = 4000$  м<sup>3</sup>/с). Отмеченные особенности изменения доли стока рукава Кизань в 1999–2000 гг. свидетельствуют о слабой тенденции рукава к активизации. Это, в свою очередь, видимо, связано с прогрессирующим отмиранием многих боковых ответвлений в системе Кизани и сосредоточением стока в основном русле. При малом же стоке Волги сильное воздействие на отвлечение стока воды в рукав Бахтемир оказывает углубления его нижней части.

**Современное перераспределение стока воды по водотокам восточной части дельты Волги.** По данным измерений расходов воды, проведенных в начале XXI в. в истоке рукава Большая Болда, можно отметить незначительное увеличение доли стока рукава в 2000–2003 гг. и ее снижение к 2012 г., особенно при малых расходах воды Волги в ВД. Однако при этом отмечается некоторое увеличение доли стока Большой Болды при росте водности реки (рис. 1, табл. 1), что, возможно, связано с недостаточной достоверностью данных измеренных расходов воды.

В системе рукава Бузан – самой крупной системе водотоков в дельте Волги – в конце XX – начале XXI вв. отмечается некоторое увеличение водоносности рукава Бузан (рис. 1, табл. 1). К 2002 г. доля стока этого рукава составила от 33.9 до 34.2% суммарного стока Волги в вершине дельты. Это в некоторой степени подтверждают и измерения расходов воды, проведенные в 2012 г. в истоке Бузана (табл. 1). Отмечается увеличение водоносности рукава за последние десять

лет при малых суммарных расходах воды в вершине дельты (до 41.7% по сравнению с 34.2% в 1999–2003 г.), а при расходах Волги свыше 14000 м<sup>3</sup>/с – некоторое снижение. Связано это, возможно, с тенденцией перераспределения стока в вершине дельты в пользу главного рукава дельты – Волги – в период повышенной водности реки и усиления его активизации.

**Возможные дальнейшие изменения распределения стока воды в рукавах дельты Волги.** Построенные по данным табл. 1 графики многолетнего изменения распределения расходов воды между основными рукавами дельты Волги при суммарном расходе воды в ее вершине 10 000 м<sup>3</sup>/с, немного превышающем среднемноголетний расход Волги в вершине дельты (Верхнее Лебяжье) (рис. 2), наглядно отражают многолетнюю тенденцию увеличения водоносности рукавов Бахтемир и Бузан (несмотря на незначительное снижение доли стока Бахтемира в 2012 г., которое, можно объяснить приближенностью расчетов распределения стока в этом году). Подтверждается многолетнее уменьшение водоносности рукавов Старая Волга и Большая Болда. Водоносность рукава Кизань к 2012 г. по приближенной оценке немного снизилась.

В ближайшее десятилетие в целом должна сохраниться тенденция перераспределения стока воды в рукавах дельты Волги, проявившаяся в последнее время. По-видимому, продолжится медленное возрастание доли стока наиболее водоносных рукавов дельты Волги – Бузана и Бахтемира. Радикального изменения этой тенденции не предвидится (хотя в случае значительного углубления ВКМСК возможно некоторое увеличение доли стока рукава Бахтемир). Сток других рукавов (Старой Волги, Кизани, Большой Болды) будет медленно уменьшаться.

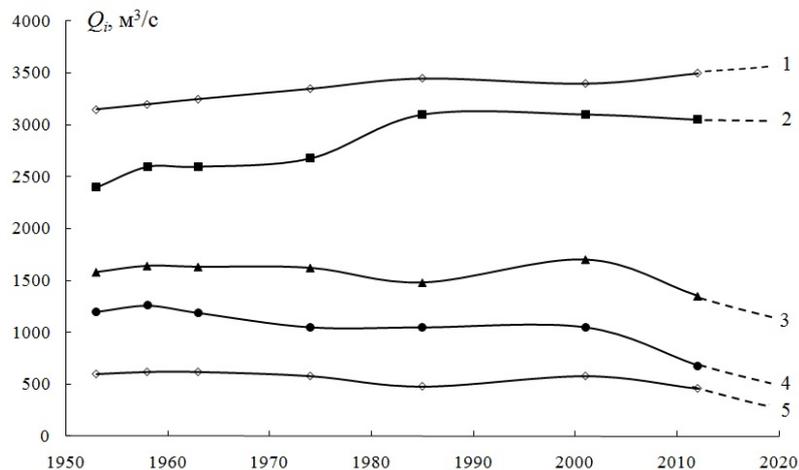


Рис. 2. Многолетние изменения распределения расходов воды в основных водотоках дельты Волги, соответствующих суммарному расходу воды реки в вершине дельты  $10\,000\text{ м}^3/\text{с}$ . Водотоки дельты: 1 – Бузан (исток), 2 – Бахтемир (исток), 3 – Кизань (Камызяк) (исток), 4 – Старая Волга (исток), 5 – Большая Болда (Началово). Штриховые линии – тенденция ожидаемых изменений

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валединский В.В., Аполлов Б.А. Дельта реки Волги (по данным изысканий 1919–1925 гг.) // Труды Отдела и управления внутренних водных путей. Тифлис, 1928. Том I. В. V. 661 с.
2. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997б. 413 с.
3. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря / Под ред. В.Ф. Полонского, В.Н. Михайлова, С.В. Кирьянова. М.: ГЕОС, 1998. 278 с.
4. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и

опасные гидрологические явления / Под ред. проф. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013. 703 с.

## **АТЛАС КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ «УСТЬЯ РЕК РОССИИ»**

**В.И. Кравцова, Н.С. Митькиных**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет  
Москва, Россия*

*e-mail: valentinamsu@yandex.ru*

Устья рек играют важную роль в социально-экономическом развитии береговых зон и представляют большой интерес в связи с задачами использования и охраны природных ресурсов. Устьевые области важнейших рек России и мира интенсивно изучаются специалистами Института водных проблем РАН и географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. В ряде монографий сделано обобщение результатов таких исследований по крупным регионам – арктическому побережью России, побережьям Дальневосточных морей, Азово-Черноморского региона, Каспийского моря, для России в целом. Значительную помощь в этих исследованиях оказывает анализ космических снимков. Неоднократно высказывались идеи о создании систематического собрания таких снимков в виде атласов.

В 2006–2010 гг. на географическом факультете МГУ совместными усилиями специалистов Лаборатории аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики и кафедры гидрологии суши были выполнены при участии студентов работы по составлению атласа космических снимков «Устья рек мира». Этот рукописный атлас в нескольких томах, охвативший все материки, характеризует около 100 устьев важнейших рек мира, представленных более чем на

450 космических снимках. Значительная часть созданного атласа посвящена устьям рек России – ее Европейской и Азиатской частей. В связи с созданием Научно-образовательного центра при Институте водных проблем РАН совместно с географическим факультетом МГУ, часть мирового атласа, относящаяся к устьям российских рек, выделена в особый блок и представлена в виде Атласа устьев рек России для первоочередного издания. Изданный в 2013 г. атлас «Устья рек России» [1] содержит изображения из космоса 28 устьевых областей важнейших рек России, представленные на 120 фрагментах космических снимков. Устья рек характеризуются на разных масштабнo-территориальных уровнях: от обзорного для устьевых областей, их основных частей – дельт и эстуариев в целом, до детального для типичных участков дельт и нижних частей рукавов.

Задача Атласа – с помощью космических снимков устьев основных рек России показать особенности морфологического строения, ландшафтов, хозяйственного использования устьевых областей рек и их частей – дельт и эстуариев, обратив внимание на отображение на снимках естественных изменений дельт и антропогенных преобразований в дельтах. Назначение этого собрания снимков – дать новую пространственную информацию для дальнейших исследований устьев рек и расширения хозяйственной деятельности в береговых зонах. Атлас предназначен также для использования в учебном процессе при подготовке специалистов – гидрологов, океанологов, геоморфологов, экологов, ландшафтоведов, физико-географов.

Основная часть Атласа включает два раздела, посвященных устьям рек Европейской и Азиатской частей России. Оба они начинаются с обзорных карт, на которых выделены характеризующие в Атласе устья рек. Далее для каждой реки дается карта устьевой области (эстуария, дельтово-эстуарной сис-

темы, дельты с устьевым взморьем). В зависимости от размера эстуария и дельты масштаб карт составляет от 1:250 000 до 1:3 500 000. Источником для их создания послужила цифровая международная карта мира DCW (Digital Chart of the World) с уточнением по российским обзорно-топографическим картам.

Обзорная карта устьевой области реки сопровождается ее краткой текстовой характеристикой. Вместе с картой и текстовой характеристикой на первом для данной реки развороте приводится обзорный космический снимок устьевой области реки в целом (эстуария, дельтово-эстуарной системы или дельты), а далее на более детальных снимках представлены отдельные участки дельты и ее наиболее интересные объекты, а также характеризуются особенности многолетней или сезонной изменчивости дельт на сериях разновременных снимков. Текстовые пояснения к этим снимкам преследуют цель облегчить восприятие изображения, обратить внимание читателя на наиболее важные и интересные детали, свидетельствующие о происходящих в устье реки процессах. Границы устьевых областей рек и их частей, а также их гидролого-морфологические типы определены в Атласе согласно принципам типизации устьевых областей рек, разработанным В.Н. Михайловым и С.Л. Гориным [2]. На основе космических снимков рассчитаны морфометрические характеристики устьевых областей рек и их частей.

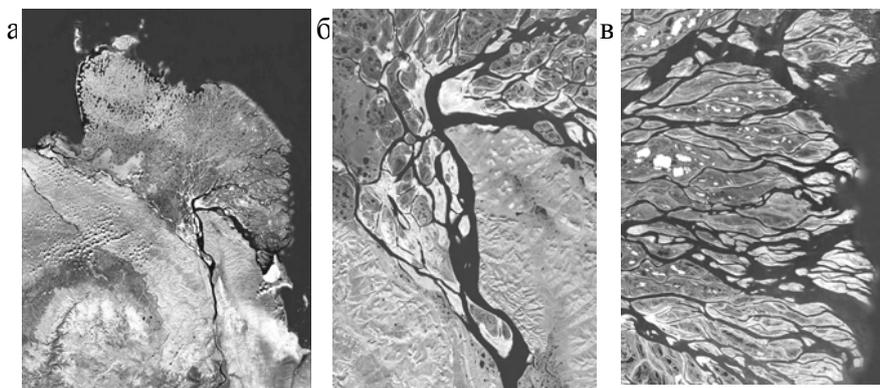
Космические снимки представляют собой основные материалы Атласа. Атлас создан на основе космических снимков преимущественно свободного доступа, имеющихся в интернет-галереях, интернет-каталогах (в основном снимки MODIS/Terra, ETM/Landsat) и в информационных системах Google Earth, «Космоснимки». Для характеристики изменчивости дельт рек Каспийского региона в период повышения уровня моря в 1978–1995-х годах использовались аэрофото-

снимки и космические снимки с российских спутников Ресурс-Ф и Ресурс-О, а в период относительной стабилизации уровня моря в 2000-х гг. – снимки со спутников SPOT, Ikonos, QuickBird.

Основная концепция Атласа предусматривает последовательную характеристику устьевых областей рек от общего к частному с использованием снимков разного разрешения для представления материалов на разных территориальных уровнях. *Первый территориальный уровень* включает отображение устьевых областей рек в целом и их частей – эстуариев, дельт, дельтово-эстуарных систем. Для крупных объектов – дельт площадью в десятки тысяч км<sup>2</sup> на этом уровне используются снимки, полученные системой MODIS со спутника Тетта, имеющие охват 2300 км и разрешение 250 м. Эти снимки представлены в Атласе в масштабах 1:1 000 000–1:5 000 000. На фрагментах таких снимков удастся на одной странице показать обширную дельту, например, дельты таких рек, как Волга, или крупные дельтово-эстуарные системы Оби, Енисея и других рек. Обзорные снимки MODIS, получаемые регулярно в течение всего года, привлекаются также для отображения сезонной изменчивости дельт. Для дельт меньших размеров, площадью в тысячи км<sup>2</sup>, используются снимки со спутника Landsat (система ЕТМ+), имеющие охват 180 км и разрешение 30 м. Такими снимками характеризуются дельты Невы, Северной Двины, Печоры, Камчатки, Большой. В ряде случаев, например, для дельты Индигирки, приходилось выполнять монтаж таких снимков, если они не охватывали дельту в целом. Для значительной части дельт удалось использовать фрагменты соединенных изображений в системе Google Earth. Обычно эти снимки приводятся в Атласе в масштабах 1:500 000 –1:1 000 000.

На следующем, втором территориальном уровне в более крупном масштабе и с большей детальностью показываю

различные участки дельты – ее вершина, отдельные рукава, их нижние части, участки нижнего края дельты, характер использования земель дельты. Поскольку разрешение снимков ETM+/Landsat 30 м позволяет использовать увеличение снимков до масштаба 1:100 000, этот уровень также представлен фрагментами снимков Landsat, обычно используемыми в масштабах 1:100 000–1:500 000. Так, для дельты Лены показана дельта в целом, а на увеличенных фрагментах – район вершины дельты и нижние участки ее западных, северных и восточных рукавов (рис. 1).



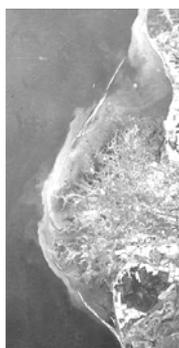
*Рис. 1. Дельта Лены: а – общий вид; б – вершина дельты; в – устья восточных рукавов*

Третий территориальный уровень предусматривает отображение особых природных объектов и явлений в дельтах и различных социально-экономических объектов – гидротехнических сооружений, транспортных коммуникаций, мостов, культурно-исторических памятников. На этом уровне используются снимки высокой детальности со спутника QuickBird с разрешением 2.4 м и охватом 16 км. Источником этих изображений послужила информационная система Google Earth. Фрагменты таких снимков, увеличенные до

масштабов 1:1000–1:2000, позволяют видеть такие детали, как особенности конструкции защитных стенок и молов, мостов, планировку и архитектуру городов, что наиболее широко показано в дельте Невы.

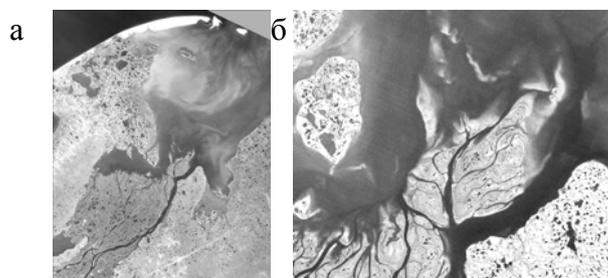
При достаточно простой структуре Атласа, снимки и относящиеся к ним пояснительные тексты охватывают довольно широкий спектр тем, характеризуя особенности устьевого взморья, происхождения и морфологии дельт, дают представление об их многолетней и сезонной изменчивости, ландшафтной ситуации и использовании земель дельт, показывают гидротехнические сооружения, порты, города, культурно-исторические памятники.

На устьевых взморьях особое внимание уделяется отображению перемещения наносов рек, шлейфы выноса которых хорошо видны на снимках. Это важнейший показатель для анализа динамики дельты, говорящий о тенденции ее нарастания, выдвигения в море. В Атласе показаны шлейфы выноса наносов в устьях Волги, Терека, Сулака, Лены, Индигирки, Анадыря, Амура, Селенги (рис. 2).



*Рис. 2. Шлейф выноса взвесей в дельте Селенги*

На мелководных участках устьевого взморья и эстуариев разного типа на снимках при отсутствии взвесей отображается рельеф дна, по которому можно судить о процессах в береговой зоне. Подводные продолжения русел прослеживаются на приведенных в Атласе снимках в устьях рек Онеги, Северной Двины, Кулоя, Печоры, Амура. На снимках Печорской губы в устье Большой Печоры хорошо выделяются обширные отмели, указывающие на выдвигание островов дельты в губу (рис. 3).



*Рис. 3. Дельта Печоры (а), нарастание островов в Печорской губе (б)*

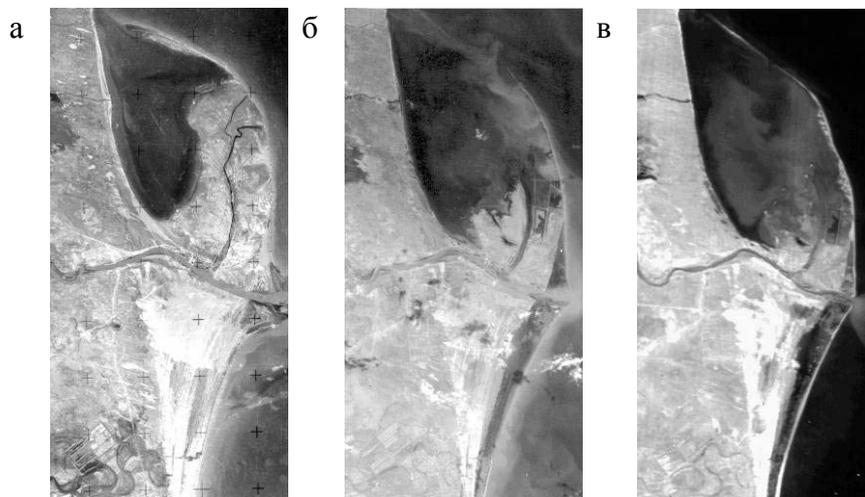
Особое внимание уделено показу морфологических особенностей дельт, отображающих историю их формирования. Это относится в первую очередь к сериям древних вдольбереговых баров, хорошо изображающихся на снимках. Такие бары нередко отделяли лагуну, а после заполнения лагуны и приращения ее к дельте река или рукав дельты прорывали их; русло вследствие аккумуляции наносов выдвигалось в море, формировались новые устьевые косы и береговые бары, отчленявшие новые лагуны. Такие циклы прослеживаются в Атласе, например, на космических снимках дельты Индигирки. В отдельных случаях на снимках находят отображение устьевые бары в виде цепочек подводных повышений рельефа и баровых островов, которые хорошо видны в устьях Пе-

чоры, Таза и Пура. В дельте Енисея показано нарастание устьевых кос и образование баровых осередков.

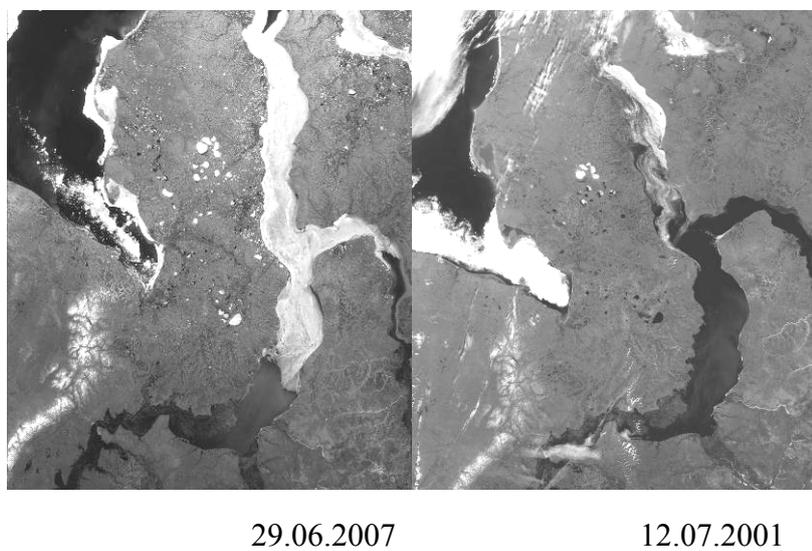
Для показа многолетних изменений дельт в отдельных случаях приводятся снимки за разные годы. Это сделано для дельт Терека, Сулака, испытавших воздействие значительно повышения уровня Каспия в 1978–1995 гг. в Атласе охарактеризованы изменения дельт на разных стадиях понижения или повышения уровня моря. Например, для устья Сулака на серии снимков показан сформировавшийся при снижении уровня моря дельтовый выступ с Сулакской косой, затопление и размыв дельты и косы при подъеме уровня моря и образование новой аккумулятивной косы после завершения повышения уровня (рис. 4). Подробно показано формирование Новой дельты Терека после вывода вод его рук. Каргалинский Прорыв на восток, в Каспий, по искусственной прорези через Аграханский полуостров; серия приведенных в Атласе одновременных снимков Новой дельты Терека показывает, как продолжалось ее нарастание и выдвижение в Каспий, несмотря на повышение уровня моря

В Атласе отражены сезонные изменения в устьях рек, их состояние во время половодья и в межень. Сезонные изменения проиллюстрированы на примерах устьев рек Оби и Амура. Приливная динамика нашла отображение на снимках в устьях рек Мезени и Онеги.

Для рек побережья Арктики значительное внимание в Атласе уделено процессам разрушения и схода льда, ледовому режиму эстуариев, их очищению ото льда, что иллюстрируется сериями весенних снимков. Эти процессы показаны в Обской губе и Енисейском заливе, в устьях Лены, Индигирки, Колымы (рис. 5).

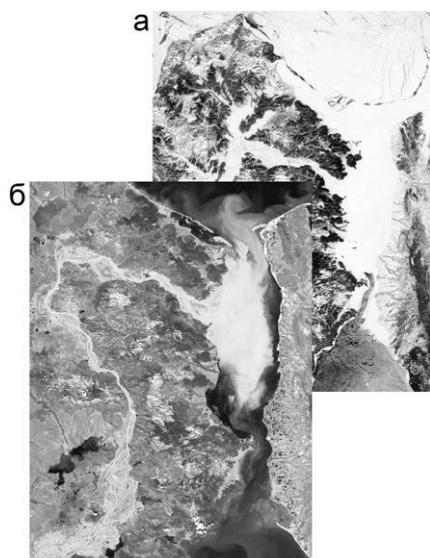


*Рис. 4. Изменение дельты р. Сулак при колебании уровня Каспия: а – 1978, б – 1991, в – 1997 гг.*



*Рис. 5. Разрушение льда в Обской губе*

Отражаются в Атласе и необычные сезонные явления, такие, как изменение направления стока реки в эстуарии по сезонам, например, в устье Амура (рис. 6). По снимкам удастся увидеть, что сток Амура в Амурском лимане летом направлен на север, в сторону Охотского моря, где он прослеживается благодаря шлейфам мутных вод, а зимой он направлен на юг, в сторону Японского моря, о чем свидетельствует протаивание морского льда.



*Рис. 6. Направление стока Амура в Амурском лимане зимой (а) и летом (б)*

На космических снимках находят яркое отображение ландшафтные особенности территории дельт в разных природных зонах. Криогенные ландшафты дельт рек арктического побережья ярко отображаются в цвете изображения на летних снимках благодаря характерным сменам травянистой и кустарниковой растительности низких пойм лишайниково-кустарничковыми тундрами повышенных участков дельто-

вых островов. Это хорошо видно на снимках дельты Енисея, где вдоль русел протягиваются зеленые полосы травянистой растительности и кустарниковой ивы, а на островах дельты выделяются коричневые пятна мохово-кустарничковой тундры на торфяниках с сохранившейся здесь мерзлотой, которую отражают группы термокарстовых озер.

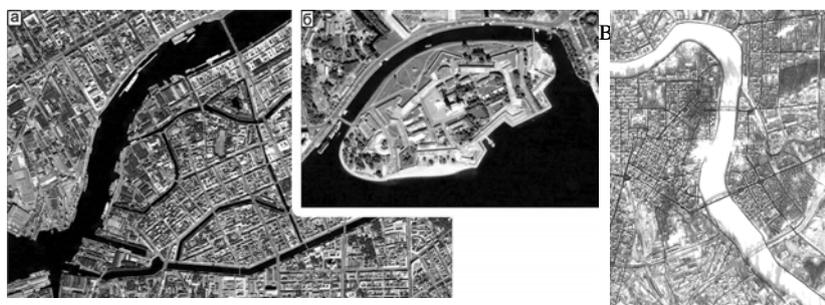
Дельты рек умеренного пояса характеризуются луговыми и плавневыми ландшафтами. Тростниковые плавни представлены в Атласе на участках их широкого развития в дельтах Волги, Кубани, Дона. В этих дельтах на снимках отражены различные стадии их хозяйственного освоения, мелиорация заболоченных земель, интенсивное земледельческое использование территории дельт.

На детальных снимках удастся увидеть важнейшие гидротехнические сооружения в дельтах: плотины, гидроузлы и водodelители (например, отображен водodelитель в дельте Волги). Показаны порты с молами, волнозащитными стенками, портовыми складами. Приведены снимки с изображением мостов через Неву.

В Атласе представлены и крупные города в дельтах. На детальных снимках проиллюстрированы особенности этих городов, связанные с их положением, например, сеть рукавов дельты Невы – протоков и каналов в Санкт-Петербурге; проиллюстрировано сооружение дамбы в Невской губе для защиты города от нагонных наводнений. Большой интерес для читателя могут представить и снимки культурно-исторических памятников в дельтах, таких как Петропавловская крепость в устье Невы (рис. 7).

Атлас завершается сводкой основных показателей по всем охарактеризованным в нем устьевым областям рек. В табличной форме приведены типологические и морфометриче-

ские показатели устьев рек: качественная характеристика устья каждой реки (гидролого-морфологический тип устьевой области реки) и количественные показатели (площадь дельты и/или эстуария, длина главного рукава дельты, протяженность нижнего края дельты, количество устьев основных рукавов). Кроме того, пространственное распределение устьевых областей рек разных гидролого-морфологических типов, распределение устьев рек по площади дельт и эстуариев показано на серии обзорных карт России.



*Рис. 7. Санкт-Петербург на островах дельты Невы (а), о. Заячий с Петропавловской крепостью (б), мосты через Неву (в)*

Работа выполнена по гранту РФФИ 13-05-00141 и Программе поддержки ведущих научных школ РФ НШ-22.48.2014.5

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Кравцова В.И., Митькиных Н.С. Устья рек России. Атлас космических снимков / Под ред. В.Н. Михайлова – М.: Научный мир – 2013 –124 с.
2. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Том 39. №3. С.243–257.

## **КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ СУЛАКА И КУРЫ В ПОСЛЕДНЕЕ ДЕСЯТИЛЕТИЕ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ**

**В.И. Кравцова, И.А. Проворова**

*МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет,  
Москва, Россия*

*e-mail: valentinamsu@yandex.ru*

### **ВВЕДЕНИЕ**

В 2014 г. вышла в свет фундаментальная коллективная монография «Устья рек Каспийского региона», подготовленная специалистами МГУ, ИВП РАН и ГОИН под редакцией проф. В.Н. Михайлова [7]. В ней охарактеризованы гидролого-морфологические процессы и динамика дельт рек, впадающих в Каспийское море, за все время их формирования, но особенно детально, с картографическим представлением результатов – в период повышения уровня моря. В числе других дельт в монографии были рассмотрены и дельты рек Сулака и Куры. Изменения этих дельт после повышения уровня моря, в последние десятилетия, были охарактеризованы по космическим снимкам без составления соответствующих карт их динамики. Представленный доклад восполняет этот пробел, в нем будут приведены 8 карт: состояния дельты Сулака в 1997 и 2009 гг, ее изменений за период 1997–2009 гг.; состояния дельты Куры в 1998, 2008, 2010 гг. и ее изменений за 1998–2008 гг. и 2008-2010 гг. В настоящем черно-белом полиграфическом издании эти картографические материалы упрощены до двух схем изменения дельт, демонстрирующих общие черты и особенности их динамики.

### **ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Выбор дельт Сулака и Куры для сравнения не случаен. В условиях их развития и истории формирования много общего. Обе дельты сформировались на западном побережье Каспий-

ского моря в условиях приглубого взморья. когда на развитие дельт оказывают существенное влияние волновые процессы, так как волновые течения переносят вдоль берега выносимый рекой материал, откладываемый в дельтах. В районе устья Сулака эти течения направлены на северо-запад, а в районе устья Куры – на юго-запад, что определило диаметрально различную ориентировку формирующихся дельтовых выступов.

Обе дельты начали формироваться 200 лет назад. Сулак в конце XVIII в. впадал в мелководный Аграханский зал., повышение уровней воды в его дельте способствовало прорыву вод реки через береговые бары в открытое море. Кура в это время впадала в зал. Кзылагадж. В последние годы XVIII в. либо в самом начале XIX в. произошел прорыв Куры через береговой ракушечный вал в восточном направлении по кратчайшему пути к морю.

Обе реки до их зарегулирования водохранилищами характеризовались значительным стоком наносов. На основе анализа процессов дельтообразования во многих устьях рек мира установлено [3], что при средней мутности воды в реке  $>1.0 \text{ кг/м}^3$  эволюционный процесс дельтообразования сменяется скачкообразным с прорывами и полной перестройкой гидрографической сети дельты, с образованием частных наложенных или причлененных дельт. Эти особенности дельтообразования проявились и у Сулака, где происходили прорывы в 1920, 1929 гг. с образованием частных причлененных дельт, и у Куры – наиболее активно в последнее десятилетие.

Понижение уровня Каспия в течение длительного периода с конца XIX в. по 1977 г. при значительном стоке наносов сопровождалось быстрым активным выдвиганием дельт Сулака и Куры в море. Сток Куры с 1952 г. был зарегулирован Мингечаурским гидроузлом, а сток Сулака с 1974 г. Чиркей-

ским гидроузлом. После антропогенного сокращения стока наносов этих рек возрос вклад пассивного выдвигания в суммарный прирост площади дельт.

Проявляется определенная общность и в отношении морфологического типа устьевых областей Сулака и Куры, классифицируемые как дельтово-эстуарные [4], главный элемент которых – дельты выдвигания, а эстуарные водоемы играют второстепенную роль. Далее рассмотрим особенности динамики каждой из этих дельт в последние десятилетия.

#### **ДЕЛЬТА СУЛАКА**

Современная дельта выдвигания Сулака начала формироваться на открытом побережье Каспийского моря в начале XIX в., после прорыва берегового вала одним из рукавов реки, впадавшей прежде в Аграханский залив. До 20-х годов XIX в. шло формирование пионерной клювовидной дельты. После прорыва реки в 1920 г. через левую устьевую косу сформировалась первая небольшая причлененная частная дельта. После следующего прорыва вод по искусственному прокопу в северном направлении в 1929 г. начала быстро выдвигаться на мелководье вторая причлененная частная дельта, которая росла в северном направлении и к 1957 г. достигла длины 13 км, отделив Сулакскую бухту (Старая дельта). Следующий этап развития дельты был связан с искусственным выводом вод Сулака по прорези на восток в августе 1957 г., после чего в восточном направлении начала формироваться третья причлененная дельта (Новая). Старая дельта заметно изменилась – быстро отмерла ее гидрографическая сеть. Восточный берег дельты начал размываться волнением, а из продуктов размыва формировались косы, перекрывшие вход в бухту Сулак. Клювовидная Новая дельта быстро выдвигалась в восточном направлении.

Старая и Новая дельты Сулака претерпели существенные изменения в период повышения уровня Каспийского моря на 2.4 м в 1978–1995 гг. Карты, составленные по разновременным аэроснимкам (1978) и космическим снимкам со спутников Ресурс-Ф (1991) и Ресурс-О (1997), отражающие состояние дельты в эти годы, позволили проследить ее изменения за соответствующие периоды [1], основные из которых: размыв Старой и Новой дельт выдвигения с их восточной стороны; размыв аккумулятивной Сулакской косы и образование косы барового типа, почти отчленившей бухту Сулак; затопление северо-восточной части Старой дельты; образование, а затем зарастание вдольбереговых лагун.

Мониторинг и картографирование состояния и динамики дельты в последующие годы, при некотором снижении, а затем и стабилизации уровня моря, был продолжен нами по снимкам со спутников Ресурс-О (система МСУ-Э) (1997) и SPOT-4 (2009), по которым были составлены карты состояния дельты в 1997 и 2009 гг. и ее изменений за эти годы [2]. В упрощенном виде основные результаты сопоставления снимков за этот период, отраженные на рис. 1, заключаются в следующем.

Небольшие по площади, но очень важные изменения произошли вблизи устьевого створа Сулака, где продолжался процесс размыва выступа Новой дельты – к 2009 г. он оказался окончательно срезанным, береговая линия в районе устьевого створа выровнялась.



Рис. 1. Динамика дельты Сулака 1997-2009 гг.

Существенным изменениям подвергся дельтовый бар к северу от устьевового створа, на восточном берегу Старой дельты, и продолжающая его в море Сулакская коса (аккумулятивная форма барового типа), отчленяющая бухту Сулак. На карте состояния дельты Сулака в 1997 г. коса уже примкнула к Аграханскому полуострову, только несколько разрывов в ней обеспечивали проникновение морских вод в Сулакскую бухту, оказавшуюся почти полностью отчлененной от моря. Материал для формирования Сулакской косы, очевидно, поступал в результате волнового перераспределения наносов от размыва Новой дельты р. Сулак. За 1997–2009 гг. изменения Сулакской косы не столь существенны, как зафиксированные разновременными цветными синтезированными снимками изменения в 1978–1991–1997 гг. Коса в восточной части переместилась в западном направлении на 300–400 м. Места разрывов, обеспечивающих проникновение морской воды в

Сулакскую бухту, тоже переместились. На севере в месте примыкания косы к Аграханскому полуострову видно увеличение участка сочленения косы с берегом и его сложная структура. В зоне примыкания с внутренней стороны бухты сохранилась часть косы, образовавшаяся к 1997 г, выступающая от коренного берега в виде аппендикса.

Изменения за последний период отмечены также внутри бухты Сулака, на отмели в ее восточной части, примыкающей к Старой дельте и интенсивно зарастающей тростником, увеличивая площадь дельты. В правобережной части дельты на месте открытых и частично заросших лагун южнее устья Сулака к 2009 г. появляются обширные заросли тростника. Это, очевидно, объясняется тем, что из-за снижения уровня Каспия уровень грунтовых вод понижается, и лагуны с открытой водной поверхностью и заболоченные участки покрываются растительностью. Другие последствия понижения уровня грунтовых вод – появление в правобережной части дельты новых территорий с перевеваемыми песками на месте лугово-солончаковой растительности, а также замещение лугово-солончаковой растительностью участков зарослей тростника.

Таким образом, в целом дельта Сулака в период снижения и стабилизации уровня моря испытала сравнительно небольшие изменения – продолжение размыва (начавшегося при подъеме уровня) Новой дельты, небольшое перемещение к западу Сулакской косы, зарастание тростником мелководной южной части Сулакской бухты, смена процессов гидрофитизации ландшафтов, проявившихся при подъеме уровня моря, некоторой ксерофитизацией: зарастание и обсыхание лагун, увеличение площадей перевеваемых песков, замещение зарослей тростника лугово-солончаковой растительностью.

## ДЕЛЬТА КУРЫ

Современная дельта Куры начала формироваться после прорыва ракушечного вала на берегу моря примерно в конце XVIII в. – начале XIX в. В условиях понижения уровня моря и большого стока наносов дельта активно выдвигалась в море. Выдвижение, но уже в значительной мере пассивное, продолжалось и после зарегулирования стока в 1953 г. Мингечаурским водохранилищем. Развитие дельты в 1978–1995 гг. происходило на фоне значительного повышения уровня моря и пониженного стока наносов реки. Главным следствием повышения уровня моря стало затопление низменных периферийных частей дельты и уменьшение ее площади. Существенные изменения в дельте произошли к 1993 г., когда уровень моря достиг отметки –26.96 м БС. В результате подъема уровня моря и экстремального наводнения в этом году оказалась затопленной большая часть дельтового выступа, который, однако, при снижении уровня моря с 1995 г. быстро восстановился [5]. Но перелив куринских вод через разрывы в береговых валах Юго-Восточного рукава привел к образованию эрозионного прорыва на правом берегу рукава в месте его изгиба [6]. В этой части дельты р. Куры начала формироваться новая лопасть, ориентированная на юго-запад, однако ее активное формирование осложнилось в связи с сооружением в 2004 г. канала в направлении на восток для кратчайшего выхода реки к морю.

Изменения дельты в 2000-е гг. прослежены по космическим снимкам со спутников Landsat (1998), ASTER (2000), SPOT (2008, 2010), по которым составлены карты состояния дельты в 1998, 2008, 2010 гг. и динамики дельты за соответствующие временные интервалы. Наиболее существенные изменения за 1998–2008 гг. показаны в упрощенном виде на рис. 2.



Рис. 2. Динамика дельты Куры 1997-2009 гг.

В этот период, характеризующийся некоторым снижением уровня моря после интенсивного подъема и его дальнейшей стабилизацией, продолжали происходить существенные изменения в гидрографической сети дельты. По Юго-Восточному рукаву, бывшему в предшествующий период главным рукавом дельты, сток перестал поступать, русло стало заиливаться и зарастать тростником. В конусообразном веере водотоков на месте эрозионного прорыва на правом берегу рукава начался процесс формирования главного русла, а часть рукавов веера прекратили функционировать. От места поворота русла прямо на восток сооружен искусственный канал для реализации более короткого выхода к морю.

В юго-западной части дельты на месте отмелей и русел веерообразного конуса появились песчано-илистые отложения, выносимые рекой. Эти обмелевшие участки, освобожденные от воды вдоль берега и на мелководьях, зарастают тростни-

ком, формируя новую лопасть дельты, ориентированную на юго-запад, и увеличивая площадь дельты.

Небольшие по площади, но очень важные изменения произошли на самом окончании юго-восточного дельтового выступа, где происходил процесс его размыва волнением открытого Каспия. Формирующаяся из материалов размыва, переносимых вдольбереговым течением, морская коса изменила свое положение в соответствии с новым положением окончания дельтового выступа. В северной части она веерообразно переместилась за 10 лет на 700 м в западном направлении и увеличилась по длине с 1.5 км до 4.1 км.

Другую динамичную зону представляют собой береговые бары на северо-западном морском крае дельты, которые расширяются, увеличиваются по длине, их островные участки соединяются. Бывшие прежде фрагментарными, они в 2008 г. окаймляют северо-восточный берег дельты сплошной полосой шириной до 0.5 км.

Изменения на внутренних территориях дельты связаны с тем, что снижение уровня моря вызвало понижение верхней границы грунтовых вод и некоторое осушение поверхности и аридизацию ландшафтов – противоположно гидрофитизации, которая последовала за поднятием уровня моря. Вокруг внутрдельтовых лагун с открытой водной поверхностью, в результате их обмеления, образовались тростниковые заросли и заболоченные участки, а ранее заболоченные края лагун высохли, превратились в солончаки и стали зарастать полупустынной растительностью.

В 2008–2010 гг., в отличие от предыдущего 10-летнего временного интервала, прослежены относительно кратковременные изменения за 2 года, когда происходило небольшое снижение уровня моря. Эти изменения охватывают небольшие участки, но хорошо подчеркивают тенденцию дальней-

шего роста площади дельты, расширения полосы береговых баров, зарастания тростником мелководных лагун, и, что особенно важно, дальнейшего размыва концевого выступа дельты, а также отложения материалов размыва южнее выступа с образованием небольших островов и дальнейшим ростом Ново-Куринской косы.

### **ВЫВОДЫ**

Кардинальные изменения в дельте Куры, произошедшие после повышения уровня Каспия – прорыв вод реки в юго-западном направлении, отмирание бывшего главным Юго-Восточного рукава, сооружение канала для кратчайшего выхода к морю на восток – сходны с процессами в дельте Сулака после прорыва вод реки в северном направлении в 1929 г. и сооружения искусственного канала в 1957 г. И хотя в последние годы дельта Сулака находилась в относительно стабильном состоянии, в то время как дельта Куры испытала существенные изменения гидрографической сети – естественные, в связи с прорывом русла на юго-запад, и искусственные, с прорытием канала на восток – в их динамике, как свидетельствуют составленные карты, много общих черт, главные из которых:

1. Размыв дельтовых выступов, образовавшихся при пассивном выдвигении дельт еще в период снижения уровня моря: произошло окончательное срезание выступов Новой дельты Сулака и размыв конца юго-восточного выступа дельты Куры. В условиях приглубого взморья и сильных волновых процессов материал размыва перемещался волновыми течениями в районе дельты Сулака на северо-запад, а в районе дельты Куры на юго-запад.
2. Рост аккумулятивных кос из продуктов размыва старых дельтовых выступов. В дельте Сулака он начался раньше, но продолжался и в последний период. Сулакская коса переместилась в западном направлении и удлинилась. В дельте Куры

начался рост Новой Куринской косы, которая в последние годы удлинилась и перемещалась на юго-запад.

3. Нарастание площади дельт за счет появления тростниковых зарослей на мелководьях. В дельте Сулака эти процессы происходили в Сулакской бухте при обмелении ее восточной части в связи с некоторым снижением уровня моря; в дельте Куры они активизировались в юго-западной части дельты, на участках конуса выноса повернувшей реки, песчано-илистых отложений и зарастающих тростником мелководий.

4. Ксерофитизация ландшафтов дельтовых равнин и прилегающих территорий. После гидрофитизации, наблюдавшейся при повышении уровня моря, его некоторое снижение и соответственно понижение уровня грунтовых вод вызвали обмеление лагун и внутренних водоемов, их зарастание тростником, обсыхание тростниковых плавней и заболоченных территорий, появление на их месте солончаково-луговой растительности.

Работа выполнена по гранту РФФИ 13-05-00141 и Программе поддержки ведущих научных школ РФ НШ-22.48.2014.5

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Кравцова В.И., Лурье И.К., Илюхина Ю.А. Динамика дельты р.Сулак в условиях подъема уровня Каспия по аэрокосмическим снимкам (1978–1997) // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2000. №5. С.53–59.
2. Кравцова В.И., Проворова И.А. Исследование и картографирование динамики дельты р. Сулак по космическим снимкам // Геодезия и картография. 2014. №1. С.21–27.
3. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 176 с.
4. Михайлов В.Н., Горин Л.С. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Том 39. №3. С.243–257.

5. Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Магрицкий Д.В. Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Куры // Водные ресурсы. 2003. Том 30. №5. С.541–554.
6. Султанов Э.Т., Халилов С.Г. Наводнение 2003 года в устье реки Куры // Доклады VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 2. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2008. С.213–217.
7. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления (под. ред. В.Н.Михайлова). М.: ГЕОС, 2013. 703 с.

## **РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЧНЫХ ВОД В ПРИЛИВНОМ ЭСТУАРИИ Р. КЕРЕТЬ**

**С.С. Крылов, Г.В. Пряхина, Е.Р. Тараховская**

*Санкт-Петербургский государственный университет,*

*Санкт-Петербург, Россия*

*e-mail: sskrylov@rambler.ru*

### **ВВЕДЕНИЕ**

В устьевых областях рек, впадающих в море, распространение пресной речной воды происходит в поверхностном слое на значительные расстояния. Изучение динамики этого слоя и взаимодействия морских и речных вод является одной из важных научных задач при исследовании устьевых областей. Постоянный приток пресной воды в море влияет на формирование своеобразия гидрологического, солевого, гидротермического, гидробиологического режимов в прибрежной зоне морей. Особенно сложно процессы взаимодействия вод протекают в приливных эстуариях. Во многих устьевых областях крупных рек существует относительно устойчивая поверхность раздела пресной и солёной воды, называемая галоклином, положение которой активно исследуется уже

много лет [1,2]. Однако мелкомасштабные процессы смешения вод в эстуариях малых рек изучены гораздо меньше. Такие исследования требуют наблюдений с высоким пространственно-временным разрешением.

Определенные возможности эффективно исследовать взаимодействие соленых морских и пресных речных вод дает нам метод подповерхностной радиолокации или георадиолокации [2, 4]. Метод основан на изучении отражения коротких электромагнитных импульсов, посылаемых в нижнее полупространство, от границ внутри среды, разделяющих области с разными электрическими свойствами. Поскольку морская и речная вода резко отличаются электропроводностью, существуют хорошие предпосылки для отслеживания границы между ними при помощи георадиолокационного исследования. В пределах эстуария пресные речные воды, хорошо пропускающие электромагнитное излучение, распространяются, как правило, в приповерхностной слое, взаимодействуя и частично смешиваясь с морской водой. Применение этого метода позволяет получать большое количество детальной информации, которую, однако, сложно интерпретировать без стандартных гидрологических и океанографических методов наблюдений. В то же время, проведение полного комплекса измерений открывает возможности изучать влияние динамики смешивания пресных и соленых вод на ход биотических процессов в устьевых областях рек. В настоящей статье приводятся результаты изучения с помощью георадара эстуария р. Кереть, впадающей в Белое море на севере Карелии.

#### **МЕТОДИКА РАБОТ**

Эксперименты по исследованию процессов взаимодействия пресных и соленых вод методом георадиолокации проводились, как правило, в меженный период в августе. Р. Кереть, в устье которой выполнялись исследования, при впадении в Белое море образует однорукавную устьевую область. Сред-

негодовой расход реки составляет  $22.6 \text{ м}^3/\text{с}$ . По морфологическим признакам устье является бездельтовым однорукавным, что характерно для малых рек с небольшим стоком наносов и мощным воздействием приливов. Для выполнения работ была разработана специальная методика съемки с борта маломерного плавсредства, включающая также одновременное измерение глубины эхолотом и привязку радиолокационных профилей при помощи GPS [5, 6]. В некоторых экспериментах синхронно с радиолокационной съемкой на нескольких станциях проводились измерения общей минерализации воды по глубине, выполнялись определения электропроводности, скорости и направления течения на разных глубинах. Это позволило получить достаточно детальную картину распределения пресных и соленых вод устьевой области и их взаимодействия в течение приливо-отливного цикла.

Эксперименты показали, что отражения от границы пресной и солёной воды достаточно четко фиксируются на радарограммах, при этом выявляется сложная структура этой границы. В процессе исследований была выполнена георадиолокационная съемка устьевой области на разных фазах приливо-отливного цикла для прослеживания динамики структуры галоклина, а также проводились непрерывные наблюдения за глубиной границы в отдельных точках (станциях) в течение приливо-отливного цикла с помощью двух одновременно работающих радаров.

Как показала радарная съемка, пресная вода фактически образует «русло» длиной около 1000 м и шириной около 20 м и в устьевой области. Глубина русла меняется от первых метров на фазе отлива до десятка сантиметров на фазе прилива.

Задача прослеживания границы пресной и соленой воды в зоне смешения решалась с помощью георадаров «Око-2»

(производство – Россия, ООО «Логис»). Глубина проникновения радиолокационных импульсов в среду и разрешающая способность зондирований зависит от центральной частоты антенного блока и от электропроводности среды. Чем ниже частота, тем больше глубина зондирований, но меньше разрешающая способность. В пресной воде радарный сигнал распространяется почти без затухания, а соленая вода, обладая повышенной электропроводностью, отражает электромагнитное поле. В толщу соленой воды радиолокационный сигнал практически не проходит. Скорость распространения электромагнитного импульса в пресной воде практически постоянна и известна. По времени прихода отраженных от границы соленой воды сигналов рассчитывается ее глубина. График зависимости принятых сигналов от времени называется обычно радарной трассой. Совокупность последовательных радарных трасс образует радарограмму, на которой по горизонтальной оси откладывается расстояние, если радар перемещается, или время, если он работает непрерывно в одной точке. По вертикальной оси откладывается время после излучения импульса в наносекундах и глубина, которая рассчитывается при заданной скорости распространения электромагнитного сигнала в среде.

В работе использовались антенные блоки, работающие на частотах 150, 250, 400 и 700 МГц. При непрерывном режиме измерений антенные блоки георадаров размещались на дне маленьких надувных лодок, закрепленных у борта стоящих на якорях моторных или гребных лодок, в которых находились блоки управления, питания и компьютеры, на которые велась запись, а также океанологическое оборудование. Регистрация радарных данных происходила в течение заданного временного отрезка (весь приливо-отливной цикл, либо одна из его фаз). Радары работали в непрерывном режиме, разрешение по времени составляло, в зависимости от используемой антенны и режима записи 0.2–1 с. Синхронизация

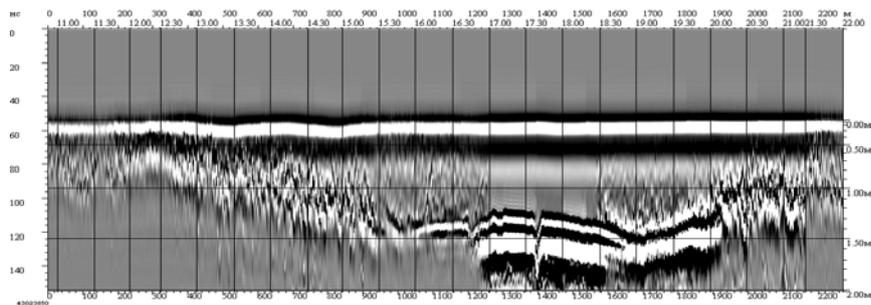
измерений осуществлялась по внутренним часам радаров с точностью до 1 с. Для контроля каждые полчаса на радарограммах по хронометрам ставились метки.

Другой рабочий режим предусматривал буксировку радарной антенны по продольным и поперечным профилям в пределах зоны смешения вод лодкой с подвесным мотором малым ходом. В этом случае лодка с антенным блоком вплотную пришвартовывалась к борту моторной лодки. Выбранный способ крепления позволил наблюдать невозмущенную винтом мотора границу пресной и соленой воды. Направление профиля при буксировке контролировалось визуально по створу буйков. При прохождении профиля на радарограмме ставились метки, которые привязывались по GPS. Это позволило в дальнейшем, при визуализации радарограмм, учесть непостоянство скорости перемещения по профилям, связанное с влиянием течения реки и ветрового сноса. Георадар, буксируемый у борта мотолодки, позволяет фиксировать границу пресной и соленой воды с высоким пространственным разрешением, однако точность топографической привязки измерительного комплекса не велика. Кроме того, измерения занимают определенное время – 5–10 мин на проход по профилю. Таким образом, полученную картину следует рассматривать как усредненную, дающую качественное представление о распределении солёных вод.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ**

В 2009–2012 гг. в меженные периоды в устьевой области р. Кереть были проведены эксперименты по непрерывной фиксации границы пресной и соленой воды в одной или двух точках. Использовались антенные блоки с центральными частотами 150 и 400 МГц. На рис. 1 приведена радарограмма, полученная с блоком АБ-150 (центральная частота 150 МГц) в августе 2009 г. в безветренную погоду. Измерения проводились с шагом по времени примерно 1 с в течение 11 час от

максимума до максимума уровня воды. На радарограмме по горизонтальной оси отложено время в условных единицах (мин/10), по вертикальной оси слева – время прихода радарного сигнала в наносекундах, справа – глубина в м. Вертикальными линиями отмечаются получасовые интервалы (у каждой линии указано время). На радарограмме просматривается изменение глубины границы пресной и соленой воды в период приливно-отливного цикла, однако сама граница не является четкой линией. Ее следует рассматривать как некую область, в которой происходит сложный динамический процесс взаимодействия речной и морской воды. Между временными отметками 17:00 и 18:30 радар фиксирует дно водоема, т.к. вся вода практически пресная.

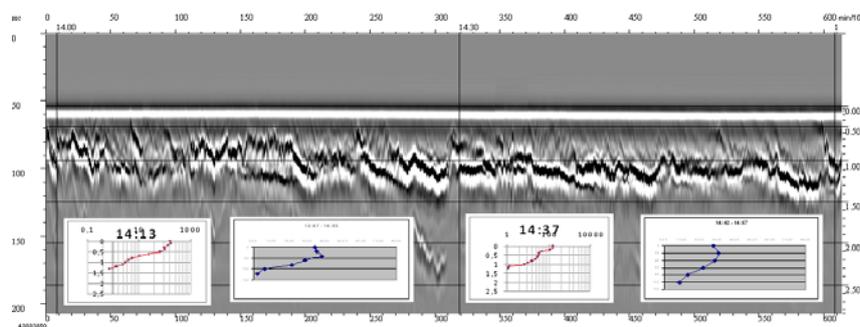


*Рис. 1. Радарограмма, полученная при измерении в течение приливно-отливного цикла*

На рис. 2 приведен растянутый фрагмент записи, соответствующий интервалу времен 14–15 час (фаза спада уровня воды).

На рис. 2 даны графики изменения с глубиной скоростей течения, полученные по записи океанографического зонда и удельного электрического сопротивления, измеренного кондуктометрическим зондом. Из рисунка видно, что изменение границы представляет собой хаотический процесс, в котором

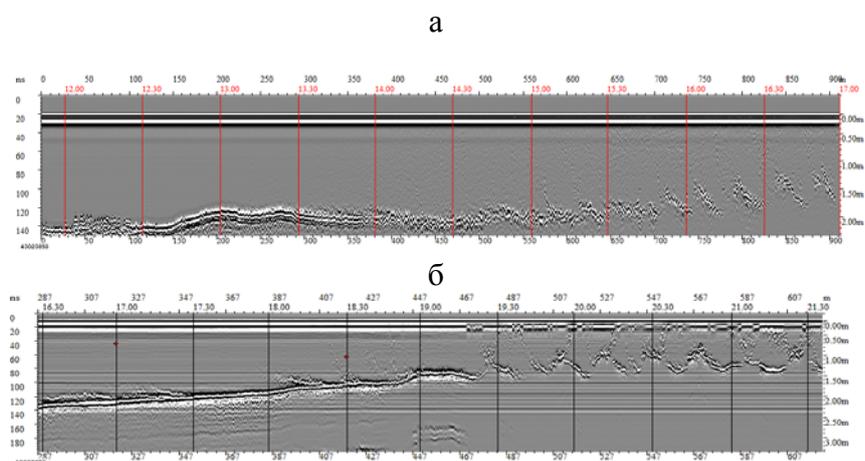
присутствуют характерные колебания, имеющие форму «зубьев пилы», затянутах в сторону больших времен. Такой вид «всплесков» соленой воды легко объясняется разностью в скоростях течения на разных глубинах. Специальные эксперименты, выполненные с двумя радарами, один из которых был установлен стационарно, а другой перемещался по течению и против течения, позволили установить, что «зубья» перемещаются со стороны устьевого створа к открытому морю со скоростью течения в створе



*Рис. 2. Фрагмент записи, соответствующий интервалу 14–15 час. На вставках по горизонтальным осям отложены значения удельного электрического сопротивления воды в Ом·м и значения скорости течения в см/сек, по вертикальным – глубины*

Наиболее интересные результаты получаются на фазе повышения уровня воды. На радарограммах видны как пилообразные колебания, распространяющиеся от устья к морю, так и квазигармонические колебания с периодами 15–20 мин, идущие, предположительно, со стороны моря. На рис. 3 а, б приведены радарограммы, полученные радаром, работающем на частоте 400 МГц, стационарно установленным в одной точке при возрастании уровня воды в 2011 и в 2012 гг, синхронизированные по фазе приливного цикла. Следует отметить, что в 2012 г сток реки из-за дождливого лета был при-

мерно в полтора раза больше стока в 2011 г., а амплитуда приливной волны – меньше (147 см и 120 см, соответственно). Как видно, примерно через 4 ч после начала подъема уровня на радарограммах уверенно фиксируются квазигармонические колебания с периодом 13–18 мин. Такие колебания наблюдались на фазе прилива в течение нескольких лет, при разных величинах стока реки, и различных погодных условиях. Все это позволяет считать, что возникновение подобных колебаний – типичное явление в устье Керети, по крайней мере, при квадратурных приливах.



*Рис. 3 Радарограммы, полученные на фазе повышения уровня в 2011(а) и 2012 гг. (б)*

Для изучения этих колебаний была выполнена серия экспериментов с синхронной записью отраженных сигналов двумя одинаковыми радарными антеннами 400 МГц, установленными в разных точках устьевой области. В первом эксперименте радары устанавливались поперёк стрежня течения реки. Расстояние между радарными антеннами равнялось 17 м. На радарограммах, полученных обоими радарными антеннами наблюдались квазигармонические колебания, однако корреляционный анализ не

выявил сколько-нибудь существенного сдвига фаз между ними. Можно утверждать, что в пределах стрежня на одинаковых расстояниях от устья колебания синхронны.

В другом эксперименте радары устанавливались по стрежню на расстоянии 62 м. Корреляционный анализ рядов глубин соленой воды, определенным по этим радарограммам, показал, что максимумы функции взаимной корреляции, соответствуют периодам 13–18 мин при опережении ряда, полученного на станции стоящей со стороны моря. При отставании ряда на этой станции (распространения колебаний со стороны реки) максимумы соответствуют периодам примерно 8–10 мин.

## **ВЫВОДЫ**

Выполненный в устьевой области р. Кереть комплекс радарных измерений показал эффективность георадара при изучении взаимодействия пресных и соленых вод в устьевой области реки, при относительно небольших (первые метры) глубинах. Можно выделить основные особенности этого процесса.

На фазе приливного минимума уровня воды пресные воды реки «промыывают русло» в соленых морских. Фронт соленых вод отодвигается (в зависимости от величины стока реки и амплитуды прилива) на расстояния до 500 м от замыкающего створа реки, при этом граница между водами достаточно устойчива.

При повышении уровня, примерно через 4 ч после начала прилива, возникают относительно долгопериодные колебания границы (периоды 13–18 мин). Волна при этом, по всей видимости, распространяется со стороны моря, длина волны составляет примерно 200 м. Период колебаний увеличивается по мере повышения уровня воды. Причины появления та-

кой волны неизвестны, возможно, она связана с неоднородностями дна в мористой части эстуария, где георадарные и океанографические исследования не проводились. Длиннопериодные колебания синхронизируют появляющиеся на неоднородностях вблизи устья «всплески» соленых вод, имеющие на радарограммах характерную пилообразную форму, распространяющиеся по русловой части устьевой области со скоростью течения в приповерхностном слое (30–50 см/с).

На максимуме прилива пресноводный слой утончается до десятков сантиметров (в зависимости от амплитуды прилива, стока реки и ветра), а фронт соленой доходит практически до замыкающего створа реки.

На фазе понижения уровня наблюдаются характерные пилообразные колебания, распространяющиеся со скоростью течения. Максимальная интенсивность этих колебаний приходится на период максимальной скорости понижения уровня воды. Периоды колебаний составляют единицы минут.

Работы подобного характера пока не проведены в других устьевых областях эстуарного типа, что не позволяет утверждать, что наблюдаемые явления могут быть универсальными. Тем не менее, отмеченные особенности взаимодействия пресных и солёных вод могут учитываться при построении гидродинамических моделей процессов в эстуариях малых, а с учетом критериев подобия, возможно и больших рек.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Мак-Доуэлл Д.М., О'Коннор Б.А. Гидравлика приливных устьев рек. // Перев. с англ. – М.: Энергоатомиздат. 1983. 312 с.
2. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. - М.: Изд-во МГУ. 1998 .176 с.

3. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. - М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
4. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. - М.: Недра, 1986. 128 с.
5. Бобров Н.Ю., Крылов С.С., Киселев Е.Ю., Пряхина Г.В., Федорова И.В. Применение георадиолокации в гидрологии // Записки Горного института. Т.183, 2009 г. С. 219–223.
6. Крылов С.С., Бобров Н.Ю., Киселев Е.Ю., Петлеваный Д.И. Георадарные технологии при изучении динамических процессов в устьевых областях // «Исследования океанов и морей», Труды ГОИН, Вып. 213. М.: Изд. «Атифлекс», 2011. С. 356–368

### **ИЗМЕНЕНИЕ РЕЖИМА И СТРОЕНИЯ ДЕЛЬТ РЕК АЗОВСКОГО МОРЯ<sup>3</sup>**

**Д.В. Магрицкий**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, Россия  
e-mail: magdima@yandex.ru*

#### **КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕЛЬТ ОСНОВНЫХ РЕК РЕГИОНА**

Основные реки водосбора Азовского моря – Дон (422 тыс. км<sup>2</sup>) и Кубань (57.9 тыс. км<sup>2</sup>) – имеют в своих устьях довольно крупные дельты. Дельта р. Дона – многорукавная, выполнения полузакрытого отмелого устьевого взморья – Таганрогского зал. [5]. Дельта р. Кубани – малорукавная, выполнения древней лагуны с выдвиганием за генеральную

---

<sup>3</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00949)

береговую линию устьевых баров и дельт главных рукавов. Длина и площадь дельт Дона и Кубани – соответственно 38 км и 540 км<sup>2</sup>; 70 км и 4870 км<sup>2</sup>. Морской край дельты Дона сильно расчлененный, протяженностью около 30 км, дельты Кубани – слабо расчлененный, длиной 171 км, включая его черноморскую часть.

Дельты Дона и Кубани расположены в степной зоне, но их ландшафты существенно отличаются от степных равнин. Характерной особенностью дельты Дона является малая высота и большая выровненность ее поверхности; ее значительная обводненность (водотоки занимают 76 км<sup>2</sup>, водоемы – 49, рыбоводные пруды – 61.6, плавни – 214 км<sup>2</sup> [7]); доминирование гидроморфных почв и влаголюбивой растительности. По морфологическому строению дельту можно разделить на верхнюю и нижнюю (приморскую) части. В границах современной дельты Кубани можно выделить четыре крупных района: Старая дельта, Темрюкско-Курчано-Анастасиевская гряда, Приазовский и Кубано-Таманский районы [3]. Они различаются плотностью и структурой гидрографической сети, степенью удаленности и связанности с рекой и морем, почвами, растительностью, ландшафтным строением, степенью и характером освоения. На водоемы в дельте Кубани приходится около 1100–1300 км<sup>2</sup> ее поверхности, на плавни – 1240 км<sup>2</sup>, сельскохозяйственные угодья – 2100 км<sup>2</sup>, остальное – на луга, леса, населенные пункты, пляжи и т.п.

Удобное географическое положение и благоприятные природные условия, разнообразные природные ресурсы определили высокий уровень освоения и заселения азовских дельт. В дельте Дона развито рыбное и сельское хозяйство, важное место занимают машиностроение, пищевая промышленность, речной и морской транспорт и обслуживающие его предприятия. В экономике дельты Кубани основную роль играют сельское и рыбное хозяйство. Для их развития в

дельте создана сложная мелиоративная система. В последнее время в дельте особое внимание уделяется развитию морского портового и курортного хозяйства, трубопроводного транспорта, разведке и освоению месторождений нефти и газа.

### **ХАРАКТЕР ПРОИСШЕДШИХ ИЗМЕНЕНИЙ ФАКТОРОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И МОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДЕЛЬТ**

Среднегодовое количество стока воды Дона и Кубани в их устьях (на морском крае дельты – МКД) равно за 1930–2011 гг. соответственно 22.6 и 12.3 км<sup>3</sup> воды в год. Это около 94% суммарного притока речных вод в Азовское море. Объем стока на МКД Дона и Кубани складывается из объемов воды в вершинах и на боковых границах этих дельт за вычетом потерь, возникающих из-за превышения в дельтах испарения над осадками. О стоке воды в устьях Дона и Кубани можно судить по данным наблюдений на замыкающих створах – гидрологических постах ст. Раздорская (в 110 км выше вершины дельты (ВД) р. Дона) и Тиховский гидроузел (ВД р. Кубани) (табл. 1), – сток в створах которых составляет около 99 и 96% величины суммарного стока на МКД соответственно Дона и Кубани.

Водный режим и сток низовьев Дона и Кубани существенно изменились после осуществления в середине и второй половине XX в. ряда крупномасштабных водохозяйственных мероприятий. Режим Нижнего Дона изменился после сооружения в 1952 г. Цимлянского водохранилища (в 285 км выше ВД; с  $V_{\text{плн}}=23.86$  и  $V_{\text{плз}}=11.54$  км<sup>3</sup>), а также из-за безвозвратного забора воды на орошение и водоснабжение. Наибольшее антропогенное снижение стока в бассейне Дона имело место во время наполнения Цимлянского водохранилища и в 1970–1980-х гг. В 1980-х гг. оно составило 7.5 км<sup>3</sup>/год, или 28% водных ресурсов бассейна. В современных условиях оно

составляет  $\sim 4 \text{ км}^3/\text{год}$ . На величину и режим стока воды Кубани в вершине ее дельты заметное влияние оказывают межбассейновая переброска части стока Невинномысским и Большим Ставропольским каналами, регулирование стока Краснодарским водохранилищем (с  $V_{\text{плн}} = 3.05$  и  $V_{\text{плз}} = 2.16 \text{ км}^3$ ), забор воды на орошение Прикубанским и Федоровским каналами. На величину сброса кубанских вод в море дополнительно влияют заборы и сбросы воды мелиоративными системами в дельте и на ее границах. В бассейне Кубани за период с 1981 по 2009 г. снижение стока за счет антропогенных факторов изменялось в диапазоне  $3.2\text{--}7.0 \text{ км}^3/\text{год}$  (22–49% водных ресурсов бассейна). В 2001–2010 гг. это снижение составило  $\sim 5.2 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Несмотря на столь масштабное воздействие хозяйственной деятельности на водные ресурсы бассейнов Дона и Кубани, определяющими факторами внутривековой и многолетней годового стока воды по-прежнему остаются климатические. Именно с изменениями климатических условий над водосборами этих рек связывают появление в колебаниях годового стока р. Дона возрастающего тренда (с 1977 г.) и заметное увеличение общего стока р. Кубани, начиная с 1987 г. С 2007 и по 2014 г. годовой сток Дона заметно уменьшился.

Таблица 1. Основные характеристики стока воды Дона и Кубани (на замыкающих створах и с выделением условно-естественного периода и с устойчивейшей антропогенной нагрузкой)

Реки	Период	Годовой сток (в знамен. – для МКЦ)		Максим. расход, м <sup>3</sup> /с		Миним. расход, м <sup>3</sup> /с	
		расход, м <sup>3</sup> /с	объем стока, км <sup>3</sup> /год	средний	наиб. (год)	средний	наим. (год)
Дон	1930–1951	792	25.0/25.6	4750	13100 (1942)	112	44.1 (1944)
	1982–2011	658	20.8/21.7	1290	3420 (1994)	398	244 (1984)
	<b>1930–2011</b>	<b>707</b>	<b>22.3/22.6</b>	<b>2440</b>	<b>13100 (1942)</b>	<b>246</b>	<b>44.1 (1944)</b>
Кубань	1930–1948	412	13.0/13.3	1120	1425 (1931)	77.4	23.4 1939)
	1973–2011	363	11.5/12.5	900	1220 (1980)	91.0	13.3 (1979)
	<b>1930–2011</b>	<b>375</b>	<b>11.8/12.3</b>	<b>1025</b>	<b>1480 (1966)</b>	<b>81.0</b>	<b>13.3 (1979)</b>

Дон относится к рекам с восточно-европейским типом водного режима с хорошо выраженным половодьем в марте–июне, с относительно устойчивой и низкой летне-осенней и зимней меженью. За период условно-естественного режима стока (1881–1951 гг.) во время весеннего половодья проходило 78% годового стока реки, а водность межени составляла 22% (лето–осень – 13.4, зима – 8.6%). С созданием Цимлянского водохранилища произошло внутригодовое выравнивание стока Нижнего Дона. После сооружения всех ныне действующих в низовьях Дона гидроузлов на март–июнь приходится 40.2% годового стока (1982–2011 гг.), на летне-осеннюю и зимнюю межень 36.8 и 23%. Средний из максимальных годовых расходов воды уменьшился с 5610 до 1290 м<sup>3</sup>/с, а средний из минимальных  $Q$  вырос с 121 до 400 м<sup>3</sup>/с. В ВД Кубани с начала марта по конец сентября наблюдается длительное весенне-летнее половодье смешанного происхождения и дождевые паводки значительной высоты в течение всего года и особенно значительные в холодный период. В период условно-естественного режима (1911–1948 гг.) весной, летом, осенью и зимой проходило соответственно 29.9, 36.6, 16.6 и 16.9% годового стока реки. В условиях зарегулированного стока (1973–2010 гг.) доля весны и лета уменьшилась до 28.7 и 31.4%, а осени и зимы увеличилась до 20 и 19.9%. Средний многолетний максимальный годовой расход воды уменьшился с 1160 до 900 м<sup>3</sup>/с, а минимальный расход воды увеличился незначительно – с 77 до 91 м<sup>3</sup>/с. Изменения водных ресурсов и водного режима Дона и Кубани в XXI в. продолжатся. Они будут обусловлены как нарастанием масштабов хозяйственной деятельности на речных водосборах, так и изменением региональных климатических характеристик.

Сток наносов реки и его характеристики – один из наиболее важных факторов дельтообразования. Несмотря на меньшую

водоносность, больше всего наносов в свою дельту выносила в условно-естественный период (1931–1941 гг.) р. Кубань – примерно 9.25 млн т/год (из них 8.81 млн т/год – взвешенных). Еще ~130 тыс. т/год поступало к боковым границам дельты. В дельте оставалось около 4.53–3.51 млн т, остальное выносилось в море, в том числе ~4–5 млн т – по основным рукавам. Средняя мутность кубанских вод достигала 675 г/м<sup>3</sup>. В вершине устьевой области Дона величина стока взвешенных наносов в 1932–1951 гг. достигала 4.77 млн т/год, а средняя мутность – 197 г/м<sup>3</sup>. К МКД масса наносов, по [2], уменьшалась примерно на 10%.

В зарегулированных условиях (1973–2004 гг.) в дельту Кубани с речными водами поступало уже 1.64 млн т/год (из них: 1.42 млн т/год – взвешенных). Еще ~70 тыс. т/год поступало к боковым границам дельты. В дельте оставалось около 660 тыс. т, остальное выносилось в море, в том числе 880 тыс. т по основным рукавам. В то же время, с 1987 г., в связи с увеличением общей водности реки и максимальных расходов воды, прекращением добычи руслового аллювия, мутность воды и расходы взвешенных наносов увеличились в 1.5–2 раза, по сравнению с 1973–1986 гг. Но в естественных условиях величина стока взвешенных наносов в 1987–2004 гг. была бы больше приблизительно в 8 раз. Не менее масштабным было уменьшение стока наносов в низовьях Дона. Оно происходило поэтапно, с формированием новой зависимости  $R_r = f(Q_r)$  в 1952–1971, 1972–1981(1982), 1983–1995 и 1996–2007 гг. В 1982–2007 гг. средняя мутность воды и годовой сток взвешенных наносов составили на посту Раздорская соответственно 18 г/м<sup>3</sup> и 388 тыс. т. При отсутствии антропогенного воздействия количество взвесей была бы больше примерно в 10 раз. От поста Раздорская до средней части дельты Дона осаждается ~40% массы взвешенных наносов (для условий периода 1954–1976 гг.) [2], а к Тагарог-

скому заливу – еще 13%. Претерпел заметное изменение и внутригодовой режим стока наносов.

У приемного водоема также зафиксированы важные изменения: в течение XX в. и начале XXI в. отмечен существенный рост средних уровней воды в прибрежных районах моря с ускорением этого роста в последние десятилетия. Интенсивность повышения уровней воды на постах Темрюк–порт, Приморско-Ахтарск, Таганрог и Ейск составила соответственно около 4.2 мм/год (1916–2006 гг.), 2.4 мм/год (1916–2005 гг.), 1 мм/год (1882–1998 гг.) и 1.9 мм/год (1915–1998 гг.) [3, 6].

#### **ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОИСШЕДШИХ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЖИМА И СТРОЕНИЯ ДЕЛЬТ ДОНА И КУБАНИ В XX – НАЧАЛЕ XXI ВЕКОВ**

Изменения морфологического строения и режима дельт Дона и Кубани включают, помимо ранее упомянутых изменений режима реки и моря, изменения строения гидрографической сети, характера уровня режима и затопления дельтовой суши речными и морскими водами, изменение структуры ландшафтов и водного баланса дельт, перераспределение стока между рукавами, русловые процессы и динамику МКД. До 2005 г. р. Кубань в вершине дельты – в Раздерском узле разветвления – естественным образом делилась на два крупных рукава – Кубань и Протоку. В настоящее время ВД является Тиховский гидроузел, который искусственно распределяет сток реки между этими рукавами и магистральным каналом Петровско-Анастасиевской оросительной системы. С 1930 по 1969 г. 55.5% стока реки поступало в рук. Кубань, как более короткий. В 1970–2002 гг. произошло снижение доли рук. Кубань до 49.8% и увеличение роли Протоки в связи с увеличением забора воды из нее. В 2003–2005 гг. отмечено новое сокращение водоносности Кубани (до 43.1%). После ввода в строй Тиховского ГУ в рукава Кубань и Про-

тока в 2008–2010 гг. в среднем распределяется соответственно 46,6 и 49,8% стока реки, а в МК ПАОС – 3,6% (только в оросительный сезон). В следующем по значимости узле разветвления – Переволокском – давно превалирует тенденция отмирания Казачьего Ерика. Если в 1933–1937 гг. его доля достигала ~45% стока рук. Кубань, то в 2001–2005 гг. она составила ~3,1%. Причины отмирания Казачьего Ерика – это бóльшая, чем у рук. Петрушин, протяженность пути следования речных вод от вершины узла до моря, снижение водоносности рук. Кубань, морфометрические и морфологические особенности узла разветвления и самих водотоков. В 2006–2008 гг. в Казачьем Ерике было выполнено углубление и расчистка русла, приведшее к некоторому увеличению относительной водоносности Казачьего Ерика. Важные изменения произошли в Вербинском узле разветвления: в конце 2010 г. устье рук. Средний заблокировано песчаной отмелью, в дальнейшем закреплённой незаконными сооружениями, и сейчас сток рук. Кубань распределяется между рукавами Голинский и Чайкинский. В Ачуевском узле разветвления водоносность рук. Правый выше рук. Левый в 3–4 раза.

В дельте Дона с 1924–1931 по 2003–2008 гг. произошло снижение относительной водоносности рукавов Мертвый Донец (с 1–2% до менее 1% стока Дона), Каланча (с 67 до 62%), Егурча (с 10 до 2% стока Мокрой Каланчи), Сухая Каланча (с 22 до 7–12% стока Мокрой Каланчи), суммарной доли стока рукавов Кривого, Свиного и Меринова (на 16%) и «зеркальное» увеличение стока в смежных рукавах. При этом активизации рукавов Старый Дон и Песчаный способствовали периодически проводимые в них и на устьевом баре дноуглубительные работы. Между рукавами Переволока, Средняя Кутерьма и Старый, на которые разделяется рук. Большая Кутерьма, распределение стока носит относительно устойчивый характер. В разные гидрологические сезоны, во время нагонов и сгонов распределение стока между рукавами в

дельте Дона существенно изменяется. Распределение взвесей по водотокам дельт Дона и Кубани примерно пропорционально распределению стока воды (в пределах точности измерений и расчетов).

Изменились русловые водные балансы основных рукавов в дельте Кубани. Их современная отличительная особенность – заметное уменьшение расходов воды в верхнем и среднем течении рукавов (вследствие забора воды оросительными и обводнительными каналами – 2.3–2.6 км<sup>3</sup>/год), затем последующее увеличение на нижних участках (из-за сброса в рукава коллекторно-дренажных вод – 2.07 км<sup>3</sup>/год) и общее снижение естественных вдольрусловых потерь воды. В XX в. и начале XXI в. также изменилась структура водных балансов дельтовых озер и дельты в целом [3], уменьшились потери воды в дельте и увеличился приток речных вод в море.

Дефицит наносов в речном потоке в условиях зарегулированного стока привел к усилению эрозионных процессов в нижнем течении Дона и Кубани. Они охватили низовья Кубани и ее дельтовые рукава (на значительном протяжении). В 1957–1997 гг. величина размыва русел рукавов в верхней части дельты Кубани составила 95–115 см, в средней и приморской части рук. Протока – соответственно 60 и 17 см, в рук. Петрушин – 14 см. Аккумуляция речных наносов обнаружена на отдельных участках рук. Кубань и в рук. Казачий Ерик (+96 см). Причем интенсификация эрозии и обвалование водотоков ослабили плановые деформации их русел. Они происходят в основном на незащищенных участках русел и на вогнутых берегах излучин [8]. Их темпы относительно невелики: в последние 20 лет максимальная интенсивность размыва не превышала 3–5 м/год. Следствием размыва русел и уменьшения стока воды в 1970–1980-х гг. явилось падение уровней воды. Его величина возрастала с расстоянием от моря – от ~0 в устьевых створах до 80–95 см (1968–1986 гг.) в

верхней части дельты р. Кубани. С наступлением многоводного периода (с 1987 г.) и ослаблением эрозионных процессов (при достижении потоком устойчивых к размыву пород) понижение средних годовых уровней воды сменилось в 1987–2005 гг. их повышением на всем протяжении рукавов – в диапазоне от 2 до 47 см (за период). На взморье и в приморской части рук. Протока для всех периодов отмечено повышение уровней воды. В 1957–1997 гг. его средняя интенсивность составила 3.4 мм/год.

В низовьях Дона размыв русла и снижение среднего уровня обнаружено на не находящихся в зоне подпора (от ниже расположенных судоходных гидроузлов) участках русла между Цимлянским гидроузлом и ст. Старочеркасской – г. Аксаем. В дельте при всех вариантах расчета обнаружен рост уровней воды (+8 см на г/п Ростове-на-Дону и +14 см на г/п Азов в 1958–1998 гг. [6]), причем с заметным ускорением в последние десятилетия. Причина – подпор от поднимающегося уровня Азовского моря, аккумуляция наносов, принесенных с верхнего, размываемого участка, и тектоническое опускание земной поверхности в районе постов. Средняя скорость плановых деформаций русел рукавов, по-видимому, не превышает в современный период 1–1.5 м/год.

Одним из гидрологических последствий эрозии русел и падения уровня в реке и рукавах, а также вследствие регулирования максимального стока водохранилищами, ослабления роли факторов, вызывающих интенсивный и критический подъем уровня воды, стало уменьшение повторяемости, продолжительности и глубины затопления поймы на многих участках в дельтах Дона и Кубани. Например, в ВД Кубани их величина уменьшилась соответственно на 69%, 13 дней и 45 см; в средней части рук. Протока – на 30%, 13 дней и 10 см. В целом, благодаря этим и другим факторам проблема предотвращения стоковых и уменьшения повторяемости сто-

ково-заторных наводнений в настоящее время успешно решена.

Повышение уровня Азовского моря и уменьшение величины выноса на устьевое взморье речных наносов вызвали изменение характера динамики МКД Дона и Кубани, но по-разному. Отличия связаны с различиями в морфологии и режиме устьевого взморья, в рассредоточении устьев дельтовых водотоков по длине МКД, в структуре баланса наносов в прибрежной зоне, в скорости и направленности относительного повышения уровня моря, в гранулометрическом составе речных наносов и др. В настоящее время на МКД Кубани доминируют процессы размыва, хотя в первой половине XX в. морской край на значительном протяжении либо выдвигался, либо был стабилен. Суммарная протяженность зоны размыва составляет (1974–2004 гг.): 61.6% общей длины азовоморских берегов дельты, намыва – 34%, стабильных берегов – 4.4% [3]. Величина отступления берегов достигает 1–4 м/год. Выдвижение со средней скоростью 1–9 м/год (в 1930–1951 гг. оно составляло 45–72 м/год) наблюдается лишь в устьях рукавов Протока и Кубань и еще на ряде участков МКД.

Динамику МКД Дона в современных условиях определяет миграция морских наносов на устьевом взморье. Поэтому даже в устьях небольших водотоков могли наблюдаться относительно быстрое вертикальное наращивание бара и прирост дельтовой суши, образование островов [2]. Районы с эродирующим действием морских факторов не имеют широкого распространения и в основном приурочены к выдвинутым устьям крупных дельтовых водотоков. Это способствует занесению устьев малых дельтовых водотоков и выравниванию береговой линии дельты. В настоящее время МКД Дона находится в стадии относительной стабилизации, но с небольшим по величине и поступательным линейным прира-

щением суши. В 1927–1964 гг. этот прирост составлял ~5 м/год, а за 1945–1997 гг. – около 3–4 м/год, т.е. не остановился, несмотря на многократное уменьшение выноса речного аллювия на взморье. При этом средняя скорость выдвигания намывных берегов может достигать 10–20 м/год и даже более, а отступления эродируемых и затопляемых берегов, которых пока немного – несколько метров менее. Есть и стабильные участки МКД.

Естественная эволюция гидрографической сети, изменение режима стока воды и наносов Кубани, водохозяйственная деятельность – основные факторы изменения числа и размеров дельтовых водоемов, площади заболоченных земель. В 1925–1927 гг. в дельте насчитывалось около 330 средних и больших водоемов общей площадью 1420 км<sup>2</sup>; площадь плавней составляла 1670 км<sup>2</sup> [1]. По состоянию на 1985–1994 гг., общее число водоемов в дельте Кубани, включая нерестово-выростные пруды, составило 665 при суммарной площади ~1060 км<sup>2</sup>. Причем, на открытую водную поверхность приходится ~900 км<sup>2</sup>. Из других изменений в строении гидрографической сети необходимо выделить: уменьшение числа морских гирл (с 22 до 10), уменьшение протяженности естественной русловой сети, появление сложной и протяженной искусственной русловой сети. В дельте Дона изменения гидрографической сети не столь масштабны, а строение рукавной сети оставалось почти неизменным последние 300 лет. К числу основных изменений следует отнести появление нерестово-выростных прудов и регулируемых нерестилиц; уменьшение площади заболоченных земель (за счет изъятия их под пруды и пашню в верхней части дельты); уменьшение числа водотоков в приморской зоне дельты; активизация и укрупнение рукавов; появление искусственных каналов (с 1928 по 1976 г. в дельте были прорыты 125 км каналов, на них сооружено 9 шлюзов [4]).

Перестройка климатических условий и хозяйственная деятельность вызовут вполне определенные изменения строения и гидрологического режима дельт Дона и Кубани.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Александров А.И. Естественно-историческое описание дельты р. Кубани // Тр. Азово-Черноморск. научн. рыбохоз. станции. 1930. Вып. 7. Ростов-на-Дону. С.7–37.
2. Бронфман А.М., Хлебников Е.П. Азовское море. Основы реконструкции. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 270 с.
3. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / Под ред. В.Н. Михайлова, Д.В. Магрицкого, А.А. Иванова. – М.: ГЕОС, 2010. – 728 с. – ISBN 978-5-89118-505-7
4. Дельта Дона: эволюция в условиях антропогенной трансформации стока. – Ростов-на-Дону: ФГУП «АзНИИРХ», 2009. – 184 с. – ISBN 978-5-904063-09-2
5. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. – М.: ГЕОС, 1997. – 413 с. – ISBN 5-89118-006-5
6. Михайлов В.Н., Повалишникова Е.С., Зудилина С.В., Тигунцев Л.А. Многолетние изменения уровней воды в восточной части Азовского моря и на устьевом участке Дона // Водные ресурсы. 2001. Том 28. №6. С.645–654.
7. Палеева С.В., Симов В.Г. Водные балансы дельт рек Днепра, Дона и Кубани и их изменения под влиянием антропогенных факторов // Тр. ГОИН. 1981. Вып. 153. С.40–48.
8. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. – М.: ГЕОС, 2007. – 445 с. – ISBN 5-89118-398-8

## **МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ГАЛЕЧНЫХ ПЛЯЖЕЙ В ОГРАЖДЕННЫХ АКВАТОРИЯХ**

**К.Н. Макаров, Н.К. Макаров**

*Сочинский государственный университет, Сочи, Россия*

*e-mail: ktk99@mail.ru*

К галечным (гравийно-галечным) относятся пляжи, содержащие в поверхностном подвижном слое не менее 65-70% не взвешиваемых фракций наносов со средней крупностью пляжеобразующего материала 2 мм и более [5]. Общая длина галечных берегов составляет около 5% от всей береговой линии Мирового океана или порядка 40 тыс. км.

Галечные пляжи распространены, в частности, на Черноморском побережье Кавказа и на Южном берегу Крыма. Только в г. Сочи длина галечного берега составляет около 145 км. При этом необходимо учитывать то обстоятельство, что эти берега, по сути, являются единственной в России территорией с климатом, приближающимся к субтропическому. Это обуславливает их исключительно высокую значимость для рекреационных целей.

В береговой науке уже давно не вызывает сомнения тезис о том, что наилучшей формой защиты берега от разрушения штормовым волнением и течениями является пляж. В курортных регионах, пляжи кроме берегозащитных имеют также важнейшие рекреационные функции, которые фактически обеспечивают экономические потребности этих регионов. Поэтому везде, где это приемлемо по технико-экономическим показателям стремятся уширять существующие или создавать новые искусственные пляжи.

Однако создание искусственных пляжей сопровождается массовыми отсыпками в береговую зону и без того дефицитного инертного пляжеобразующего материала. Поэтому создание так называемых свободных пляжей (без пляжеудерживающих сооружений) с постоянными их эксплуатационными пополнениями, часто является весьма затратным и экономически не целесообразным мероприятием.

В этой связи, в мировой практике проведения берегозащитных мероприятий используются различные типы пляжеудерживающих гидротехнических сооружений. К ним относятся поперечные сооружения типа бун, продольные сооружения типа волноломов различных конструкций, искусственные мысы и острова, подводные рифы, сквозные стены, свайные поля и другие сооружения. Поскольку морские гидротехнические сооружения являются очень капиталоемкими, оптимизация их параметров представляется весьма важной.

Таким образом, актуальной является задача моделирования динамики галечных пляжей под защитой пляжеудерживающих сооружений различных типов, а также пляжей, создаваемых на искусственных островных комплексах. На основе такого моделирования определяются оптимальные параметры пляжеудерживающих гидротехнических сооружений.

Перемещение наносов в береговой зоне обычно рассматривают в поперечном к берегу и продольном направлении. Поперечные перемещения наносов формируют штормовой и среднесезонный профиль динамического равновесия берега (пляжа).

Для расчета осредненного уклона профиля динамического равновесия пляжа существует целый ряд зависимостей. Все они имеют определенные достоинства и недостатки. Черноморским отделением морских берегозащитных сооружений

ВНИИ Транспортного строительства (ЦНИИС) для расчета среднего уклона профиля динамического равновесия пляжа предложена зависимость [4]:

$$tg\varphi_0 = \frac{tg\varphi_e}{1 + \left( \ln \left( \frac{h_{30}}{d_3} \cos Q_{kp} \right) \lg \left( 10^5 \frac{h_{30}}{gT^2} \cos Q_{kp} \right) \right)}, \quad (1)$$

$$tg\varphi_e = 1 - \left( 0.8 \ln \left( 1/d_3 (\rho_n / \rho_e - 1) \right) \right), \quad (2)$$

где  $tg\varphi_e$  - средний уклон естественного откоса материала наносов в спокойной воде;  $d_3$  - эквивалентный (средневзвешенный) диаметр наносов в м;  $h_{30}$  - высота волн 30% обеспеченности в системе при обрушении;  $Q_{kp}$  - угол между лучом волны и нормалью к линии берега на линии обрушения волн;  $g$  - гравитационное ускорение;  $T$  - средний период расчетных волн;  $\rho_n$  - плотность наносов;  $\rho_e$  - плотность воды.

В своде правил по берегозащитным сооружениям [5] приводится более сложная методика определения профиля равновесия галечного пляжа по нескольким характерным его точкам.

Вдольбереговые перемещения формируют вдольбереговые потоки наносов. Перенос галечных наносов во вдольбереговом потоке происходит главным образом между линией обрушения расчетных волн и границей их наката на берег. Это расстояние в поперечном к берегу направлении называется фронтом переноса наносов  $L_z$ . В первом приближении его можно рассчитать по формуле:  $L_z = d_{cr}/i_{nod} + h_n/i_{над}$ , где  $d_{cr}$  - глубина обрушения расчетных волн,  $i_{nod}$  - уклон подводной части берегового склона,  $h_n$  - высота наката волн на пляж,  $i_{над}$  - уклон надводной части пляжа.

При этом в конкретных природных условиях расход твердой фазы не может превышать определенного предела, называемого емкостью или транспортирующей способностью вдольберегового потока наносов  $Q_e$ . Фактически - это способность гидродинамических факторов перемещать наносы данной крупности. Мощность (расход) вдольберегового потока наносов  $Q_m$  - это количество наносов, фактически транспортируемое в единицу времени через данное сечение. Отношение мощности к емкости  $Q_m/Q_e$  является показателем устойчивости берега (пляжа).

Для практических расчетов величины емкости вдольберегового транспорта наносов имеется большое количество зависимостей, предложенных различными авторами. Все они в той или иной степени теоретико-эмпирические.

В данной работе для расчета емкости вдольберегового потока галечных наносов используется методика согласно [5]:

$$Q_e = 0,087 \frac{\rho}{\rho_n} g \frac{h_{\text{sur.1\%}}^3 \bar{T} \Delta t}{k_{\text{ок}} d_{50\%}} \sin 2\alpha_{\text{cr.u.}}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (3)$$

где  $h_{\text{sur.1\%}}$  - высота волны 1 % обеспеченности в системе по линии последнего обрушения, м;  $\bar{T}$  - средний период волн, с;  $d_{50\%}$  - медианный диаметр пляжеобразующего материала, м;  $\rho_n$  - объемный вес наносов;  $\rho$  - объемный вес воды;  $\alpha_{\text{cr. u}}$  - угол подхода волн к линии последнего обрушения;  $\Delta t$  - время действия данного волнения, сут.;  $k_{\text{ок}}$  - коэффициент, учитывающий влияние степени окатанности пляжевого материала на интенсивность его перемещения.

Мощность (реальный расход) вдольберегового потока наносов определяется выражением вида:  $Q_m = Q_e K_{\text{red}}$ , где  $K_{\text{red}}$  - редуцирующий (понижающий) коэффициент, зависящий от

дефицита наносов на подводном береговом склоне и наличия сооружений.

К пляжеудерживающим сооружениям традиционно относятся поперечные сооружения в виде бун и продольные сооружения в виде берегоукрепительных волноломов. Кроме того, следует упомянуть, что в последние десятилетия в практике проведения берегозащитных мероприятий активно применяются сооружения, усложняющие контур береговой линии. Это искусственные мысы, между которыми создаются искусственные бухты, искусственные рифы, искусственные острова и другие сооружения.

В общей постановке, расчет деформаций дна и берега, в том числе и галечных пляжей, выполняется по уравнению сохранения массы:

$$\frac{\partial d}{\partial t} + (1-n) \left( \frac{\partial Q_m}{\partial x} + \frac{\partial Q_{m'}}{\partial y} \right) = 0, \quad (4)$$

где  $d$  – глубина;  $t$  – время;  $n$  – коэффициент пористости грунта;  $x, y$  – оси координат;  $Q_m$  – расход наносов.

Как следует из формулы (4) для моделирования динамики галечного пляжа необходимо знать не только продольную, но и поперечную составляющую расхода наносов. Однако, если предположить, что в процессе шторма пляж быстро адаптируется к волнению и его поперечный профиль принимает равновесную форму, то поперечным транспортом наносов можно пренебречь и решать уравнение (4) в одномерной постановке.

В одномерной постановке и конечно-разностной форме, уравнение (4) можно представить в виде:

$$\frac{\Delta d}{\Delta t} = \frac{\Delta Q_m}{\Delta X}, \quad (5)$$

где  $A$  – площадь поперечного сечения берегового склона,  $X$  – расстояние вдоль берега.

Для расчетов динамики береговой линии ( $\Delta Y$ ) уравнение (5) преобразуется к виду:

$$\Delta Y = K_2 \frac{\Delta Q_m \Delta t}{\Delta X (d_{cr} + h_n)}, \quad (6)$$

где  $K_2$  – калибровочный коэффициент, учитывающий изменение профиля пляжа в процессе шторма, неточности в определении величины расхода наносов, редуцирование расхода наносов за счет не полной величины фронта их переноса и другие погрешности математической модели. Этот коэффициент подлежит определению по лабораторным или натурным измерениям. В случае отсутствия таких данных, коэффициент  $K_2$  принимается равным  $K_2 = 1$ .

При наличии поперечных сооружений типа бун с теневой (подветренной) их стороны возникает волновая тень. Соответственно уменьшается и вдольбереговой расход наносов. Транспорт наносов через наветренную буну (в обход сооружения) определяется по формуле:

$$Q_b = Q_m \frac{L_z - L_b}{L_z}, \quad (7)$$

где  $L_b$  – длина буны. Ясно, что если  $L_b \geq L_z$ , то имеет место не пропуск наносов и  $Q_b = 0$ .

При блокировке берега продольным сооружением (остров, волнолом и т.п.), между ним и берегом возникает волновая тень. Фактически это означает, что линия обрушения волн придвигается к берегу и снижается транспортирующая способность волнового потока. В результате меняется естественный режим транспорта наносов, и за волноломом возникают аккумулятивные формы (косы, томболо).

В ряде случаев может оказаться экономически целесообразным создание искусственных пляжей и рекреационных территорий непосредственно в море на определенном удалении от берега в виде искусственных островных комплексов (ИОК). Так, например, для базы отдыха «Каравелла», расположенной на Южном берегу Крыма в районе м. Фиолент был запроектирован вариант искусственного островного галечно-го пляжа (рис. 1) [1].

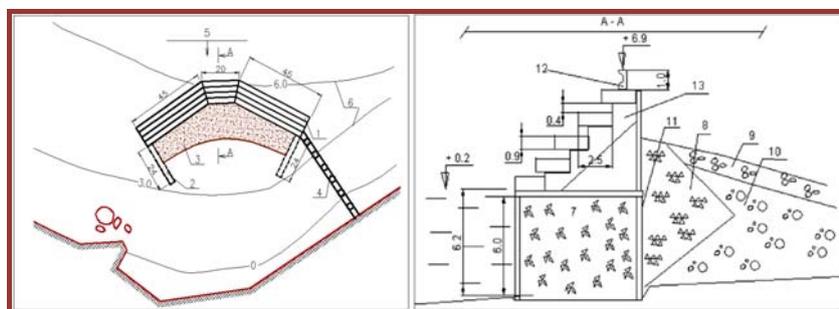


Рис. 1. Схема островного пляжного комплекса на м. Фиолент в Крыму. 1 – верхнее сквозное откосно-ступенчатое строение; 2 – пляжеудерживающие шпоры; 3 – пляж; 4 – свайный мост; 5 – фронт волны 6 – изобаты; 7 – каменная засыпка оболочки; 8 – обратный фильтр; 9 – галька; 10 – горная масса; 11 – ж/б оболочка; 12 – волноотбойный козырек; 13 – волновая камера.

До последнего времени отсутствовали математические модели динамики пляжей на искусственных островных комплексах. Более того, в работе [1] было прямо указано, что таких моделей не существует. Однако, разработка модели дифракции, рефракции и обрушения волн на акваториях островных комплексов [3], позволила построить модель динамики островного галечно-го пляжа [2].

Все приведенные модели динамики галечных пляжей (свободных, с бунами, с бунами и волноломами, на искусственных островах) реализованы в программном комплексе (ПК) «REBL», разработанном авторами при участии А.А. Николенко (МФТУ) – рис. 2. При этом в ПК «REBL» предусмотрена возможность автоматической калибровки модели (определения величины калибровочного коэффициента  $K_c$ ) по данным гидравлического моделирования или натурным измерениям.

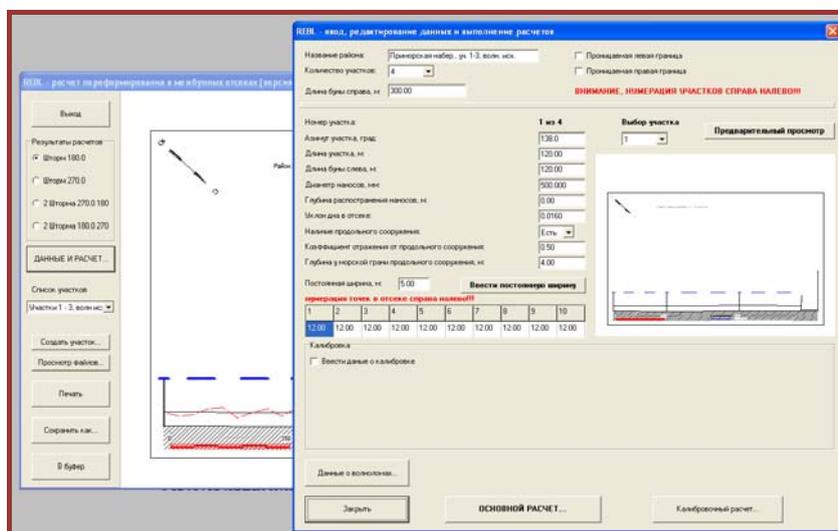


Рис. 2. Интерфейс программного комплекса для моделирования динамики пляжей

ПК «REBL» работает по следующему алгоритму.

1. Средние элементы волн на открытой акватории, рассчитанные по специальной программе, передаются в виде специального файла в ПК «REBL». Каждый шторм делится по времени на 10 интервалов.
2. Моделируемая полоса берега разбивается на ряд (до 15) расчетных участков, имеющих свои азимуты береговой ли-

нии и проектные сооружения (буны, волноломы, подводные траншеи).

3. Каждый расчетный участок в программе разбивается на 10 расчетных створов, для каждого из которых задаются исходная ширина пляжа и средний диаметр пляжеобразующего материала

4. Для всего участка или для каждого расчетного створа на участке задаются калибровочные коэффициенты  $K_2$ . Эти коэффициенты могут также определяться автоматически, если задана линия берега после прохода расчетного шторма по результатам гидравлического моделирования или натурных измерений.

5. Для каждого расчетного створа выполняется расчет дифракции, рефракции и обрушения волн. В результате определяются параметры (высота, период, длина и направление распространения) волн по линии последнего обрушения, скорость вдольберегового энергетического течения и высота суммарного нагона.

6. Для каждого створа рассчитываются профиль динамического равновесия, емкость и расход вдольберегового потока наносов.

7. По формуле (6) рассчитывается ширина пляжа для каждого расчетного створа в каждом временном интервале шторма.

8. По результатам расчетов для каждого расчетного створа каждого проектного участка определяется положение линии уреза пляжа после прохода расчетного шторма.

В программе предусмотрена возможность задания как «открытых» границ участка моделирования (возможен приток гальки с соседних участков), так и «закрытых» границ (приток гальки с соседних участков не предусматривается).

Для калибровки программного комплекса были использованы результаты гидравлического моделирования, выполнявшегося для различных объектов морской берегозащиты в

Научно-исследовательском центре «Морские берега» (филиал АО ЦНИИС в г. Сочи). Примеры математического моделирования динамики галечного пляжа в ПК «REBL» после калибровки моделей приведены на рис. 3.

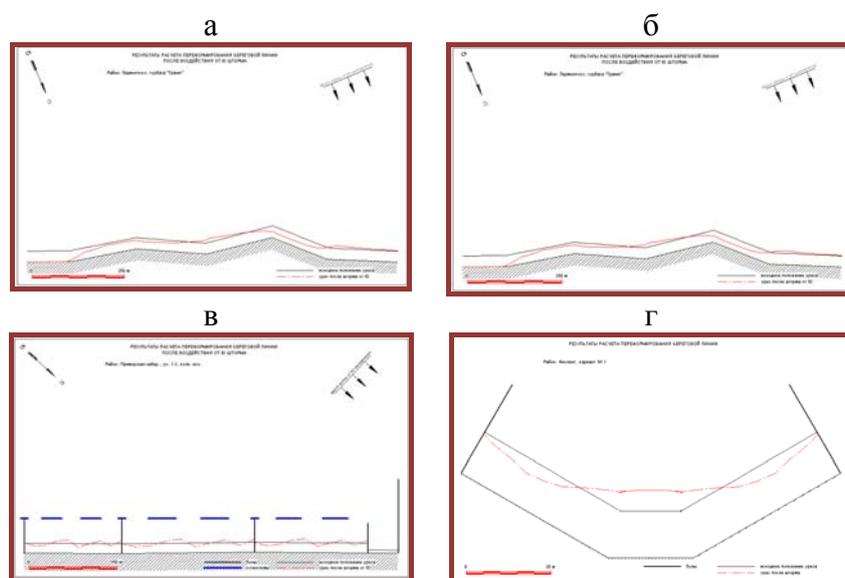


Рис. 3. Результаты моделирования динамики свободного галечного пляжа (а), пляжа с волноломами (б), с бунами и волноломами (в) и островного пляжа с пляжеудерживающими шпорам (г)

Таким образом, разработаны и реализованы в программном комплексе математические модели динамики галечных пляжей. Причем как свободных, так и в акваториях, огражденных бунами, волноломами, в сочетании бун и волноломов, а также на искусственных островах. Модели откалиброваны по данным пространственного гидравлического моделирования, выполненного для различных объектов морской берегозащиты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мальцев В.П., Макаров К.Н., Николаевский М.Ю. Разработка и исследование островного пляжного комплекса // Гидротехническое строительство. 1993. № 11. С.15–17.
2. Макаров К.Н. Моделирование островного галечного пляжа // Вестник МГСУ. 2013. № 11. С. 200–209.
3. Макаров К.Н., Королев К.И. Будущее островных портов и гаваней // Мир транспорта. 2007. № 4. С. 100–105.
4. Рекомендации по проектированию и строительству свободных галечных пляжей. – М.: ЦНИИС, 1988. – 85 с.
5. СП 32-103-97. Проектирование морских берегозащитных сооружений. – М.: Трансстрой, 1997. – 166 с.

## ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА ПРОНИКНОВЕНИЯ СОЛОНОВАТЫХ ВОД ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА В УСТЬЕВУЮ ОБЛАСТЬ Р. ПРЕГОЛЯ, И ЕГО СВЯЗЬ С ОСОБЕННОСТЯМИ РЕЛЬЕФА

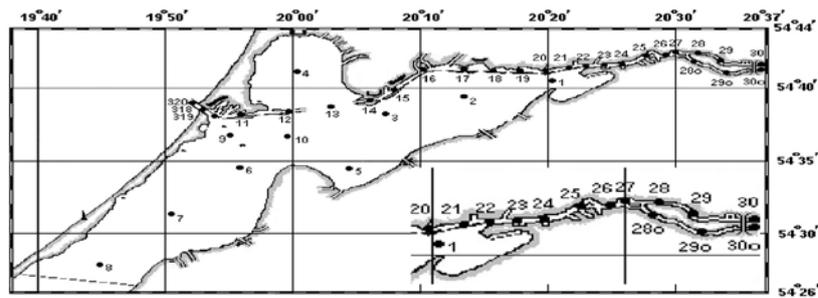
**В.А. Филиппчук, К.В. Карманов, Д.А. Домнин**

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН*

*e-mail: Vasex90@mail.ru, mr.pocketoff@rambler.ru, dimanisha@rambler.ru.*

Вислинский залив представляет собой узкую и длинную лагуну, вытянутую с юго-запада на северо-восток. Длина залива – 91 км, ширина: средняя – 9 км, максимальная – 13 км. [4] Средняя соленость около 3.5 psu [2]. Залив следует относить к сильно стратифицированным, неприливному лагунным эстуариям. Где верхняя граница эстуария определена по границе зоны взаимодействия соленых и пресных вод, соответствующей значению изогалины, равной 1 psu [3]. Лабораторией прибрежных систем АОИОРАН им. П.П. Ширшова РАН с 1994 г. ведется мониторинг Российской части Вислинского

залива, Калининградского морского канала и устьевой части реки Преголи (Рис. 1).



*Рис. 1. Карта-схема мониторинговых станций, лаборатории прибрежных систем АО ИО РАН*

Основываясь на многолетних контактных данных (1994–2012 гг.), проведен анализ параметров солености в устьевой части р. Преголи и подсчитана интегральная величина, характеризующая среднюю соленость (рис. 2). Величина средней солености в месте впадения р. Преголи в Вислинский залив имеет максимальное значение, равное  $3\text{psu}$ . Соленоватые воды, имея большую плотность, распространяются по дну русла, в то время как более пресные воды, движущиеся в сторону залива по поверхности (рис. 2) [1]. Таким образом, вертикальная структура вод приустьевой области р. Преголи имеет двухслойную структуру, где нижний слой – слой смешивания заливных (соленоватых) вод с речными водами и верхний слой – слой речных (пресных) вод [2].

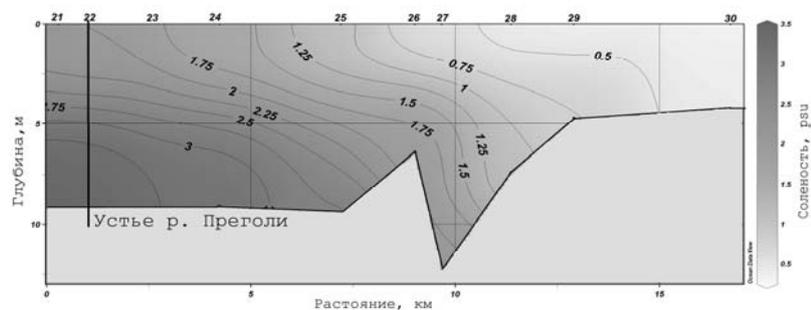


Рис. 2. Средняя соленость в устьевой части р. Преголи, по данным контактных измерений за 1994-201 гг.

За данный период времени было выявлено около трех десятков интрузий солоноватых вод Вислинского залива, различной дальностью проникновения в устьевую область р. Преголи (было установлено, что процессов проникновения солоноватых вод в устье реки было больше, данное количество интрузий было выявлено по имеющимся контактным данным). Наибольшее количество интрузий наблюдалось в осенний период года. В весенний период года интрузии зафиксировано не было.

Главным фактором образования интрузии являются ветра западного направления. Было установлено что, при ветрах силой более 10 м/с в северо-восточной части Вислинского залива начинается подъем уровня. Далее солоноватые воды залива по дну приникают в устьевую область реки. Время необходимое для образования интрузии составляет не менее 10 ч [1].

Для изучения влияния рельефа на процесс проникновения солоноватых вод, в 2013 г. была проведена батиметрическая съемка устьевой области реки. В ходе работ были выявлены участки, способные повлиять на процесс проникновения осолоненных вод (рис. 3).



Рис. 3. Батиметрический профиль русла р. Преголи

На рис. 3 видно, что с 1 по 6 км батиметрический профиль русла реки имеет плоскую структуру дна, с постоянной глубиной (это связано с наличием Калининградского морского порта, что влечет за собой дноуглубительные работы на данном участке реки). Далее можно выделить подъем рельефа дна, что будет приводить к замедлению проникновения, а иногда и полной остановки интрузии (что подтверждено имеющимися гидрофизическими данными). В районе 9 км расположено значительное понижение рельефа дна, с глубинами до 18 м (на дне ямы соленость не когда не снижается ниже 1.5 psu), с последующим резким подъемом глубины, на данном участке затухает 90% всех интрузий. Что так же видно на рис. 2, где после станции 27 идет резкое понижение солености.

### **ВЫВОД**

Основываясь на имеющихся данных, можно прийти к выводам о том, что проникновение солоноватых вод Вислинского залива в устьевую область р. Преголи не редки. Наибольшее количество интрузий происходит в осенний период года, в связи с преобладанием, в данный период года, ветров западных румбов. Абсолютное большинство интрузий затухают, дойдя до 9 км от устья вверх по течению р. Преголи, из-за наличия в этом районе значительного понижения на дне. Только 1–2 наиболее мощных интрузии способные преодолеть отмеченное понижение на дне и проникнуть, вверх по течению реки, на расстояние большее, чем 9 км.

## **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Домнин Д.А., Пилипчук В.А., Карманов К.В. Формирование залива солоноватых вод в лагунно-эстуарной системе водосборного бассейна Вислинского залива и реки Преголи в результате сгонно-нагонных явлений. Естественные и технические науки, №6, 2013г. стр. 206-211
2. Журавлева Л.А., Тшосиньска А. Соленость. стр.230-240. Гидрометеорологический режим Вислинского залива. Под ред. Н.Н Лазаренко, А. Маевского – Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 279 с.
3. Михайлов В.Н., Горин С.Л., Михайлова М.В. Новый подход к определению и типизации эстуариев // География. – Вестник Моск. Ун-та, 2009. - №5. – С. 3-11.
4. Соловьев И.И. Географическое положение и границы залива. стр. 6-10. Гидрометеорологический режим Вислинского залива. Под ред. Н.Н Лазаренко, А. Маевского. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 279 с

## **ПРОНИКНОВЕНИЕ СОЛЕННЫХ ВОД В УСТЬЯ РЕК СЕВЕРНОГО РЕГИОНА**

**А.С. Соломатов**

*ФГБУ «Северное УГМС», Архангельск, Россия  
e-mail: Schura-79@mail.ru*

Устьевые области рек благодаря большим природным богатствам и удобному географическому положению на стыке речных и морских путей являются объектами интенсивного хозяйственного освоения и использования. Природные особенности устьевых областей рек служат предпосылкой для развития здесь специфических территориально-производственных комплексов, тяготеющих к узлам пересечения морских, речных и иных видов транспортных путей. Примеры таких территориально-производственных комплек-

сов, сложившихся в специфических устьевых условиях, можно найти на севере Европейской территории России в устьевых областях крупных водных артерий этого края: Северной Двины, Печоры, Мезени и Кулоя.

Дальнейшее развитие территориально-производственных комплексов в устьевых областях северных рек и усиление антропогенных воздействий на их природную среду требует более детального исследования природных условий этих важных в хозяйственном отношении физико-географических объектов.

Устьевая область- это переходная зона от реки к морю, для которой характерно взаимодействие и смешение вод реки и моря. Взаимодействие морских и речных вод составляет основу специфических устьевых процессов, протекающих в устьевых областях. Из всего комплекса взаимодействий морских и речных вод в устьевой области реки следует выделить взаимодействие этих двух различных по плотности и динамическим свойствам водных масс при их непосредственном соприкосновении. Это взаимодействие имеет своим следствием проникновение в устье реки морских вод. В условиях влияния морских приливов – это взаимодействие приобретает особо сложный характер. Устьевые области рек Севера европейской территории России относятся к приливному типу. Приливные колебания уровня моря возбуждают периодические движения вод. В результате создается сложный режим колебаний уровня воды и уклонов водной поверхности, циклических изменений течений, расходов воды и перемещений водных масс. Энергия приливных движений становится главным фактором перемешивания морских и речных вод при их соприкосновении. Специфические черты приливной динамики вод определяют и существенные особенности процесса проникновения морских вод в приливное устье реки.

Важность исследований проникновения морских вод в приливные устья рек связана с тем, что этот процесс оказывает большое влияние на экологические условия и хозяйственную деятельность человека в этих устьях рек. Проникновение морских вод в устья реки приводит к резкому ухудшению качества речной воды вследствие ее осолонения. В результате осолонения вода на устьевом участке реки становится непригодной для использования в промышленном, хозяйственном и питьевом водоснабжении. Поэтому значительное проникновение морских вод в устье реки отнесено к разряду особо опасных гидрометеорологических явлений. Инфильтрация морской воды в грунт на устьевых участках рек приводит к засолению почв, делая их непригодными для земледелия, а на пойменных пастбищах и лугах - к резкому снижению урожайности трав и ухудшению их видового состава. Проникновение морских солей в районы дельтовых земель затрудняет хозяйственное землепользование и мелиоративные работы. Проникновение более тяжелой морской воды нарушает нормальный гидродинамический режим движения речных наносов, приводит к их концентрации в придонном слое и интенсивной аккумуляции на дне судоходных каналов в устьях рек, что ухудшает нормальные условия судоходства. Вторжение морских вод в устья рек губительно сказывается на жизнедеятельность пресноводной флоры и фауны. Морская вода обладает более высокими агрессивными свойствами, под влиянием которых ускоряется процесс разрушения подводных гидротехнических сооружений в устьях рек. При проникновении морских вод в устья рек в зимний период происходит усиленное шугообразование вследствие смешения двух водных масс с различной соленостью и температурой замерзания. Скопление шуги подо льдом является существенным препятствием для зимней навигации. Таким образом, проникновение морских вод в устья рек - важный эколо-

гический фактор в природном комплексе устьевой области рек.

Основной целью исследования является изучение механизма и закономерностей проникновения морских вод в приливные устья рек, и разработка методов расчета и прогноза его характеристик на основе выявленной физической сущности этого процесса и данных наблюдений. Основу рабочей гипотезы составляет положение о том, что проникновение морских вод в приливном устье происходит в соответствии со специфическими закономерностями движения вод при наличии пространственной неоднородности поля плотности, раскрыв которые, можно найти количественные связи характеристик этого процесса с основными определяющими факторами и прежде всего - стоком реки. Эти связи можно использовать при разработке методов расчета и прогноза дальности проникновения морских вод в приливные устья рек и других характеристик процесса.

Наблюдения за проникновением выполняются в форме регулярных или эпизодических съемок распределения солености, температуры и плотности воды на устьевом участке реки. В отдельных случаях проводятся наблюдения на многосерийных станциях в зоне смешения морских и речных вод, которые дают материал о влиянии приливных движений водных масс на короткопериодную изменчивость солености и температуры воды. В качестве главной характеристики проникновения соленой воды берется величина дальности ее проникновения, определяемая расстоянием от постоянного начала (устьевого створа) до границы проникновения соленой воды, за которую принимают положение изогалины 1‰ в придонном слое вблизи фарватера рукава. Дополнительно привлекаются характеристики распределения солености и плотности воды (расположение изолиний, градиенты) на осолоненных участках рукавов дельты.

Выявленную изменчивость процессов проникновения соленой воды в устьевой участок реки можно по характеру действия факторов подразделить на долгопериодную и короткопериодную. Долгопериодная изменчивость связана с сезонными изменениями стока реки. Дальность проникновения соленой воды зависит от режима стоковых уровней, который связан с расходом воды, поступающим в устьевую область реки. Если рассматривать изменения дальности проникновения соленой воды в течение промежутка времени, равного длительности гидрологического сезона, то преобладает сезонное изменение расхода воды. Это долгопериодный фактор, определяющий величины стоковых уровней, их распределение в устьевой области реки, а, следовательно, и сезонные миграции положения створа с критическим значением стокового уровня. Считается, что короткопериодная изменчивость процесса проникновения соленой воды в основном связана с воздействием двух факторов- приливных волн и сгонно-нагонных колебаний уровня. Минимальная дальность проникновения соленой воды в устье реки наблюдается при максимальных расходах воды в период половодья, а максимальная связана с меженным стоком. В реальных условиях зависимость дальности проникновения соленой воды от величины расхода воды и определяемых им стоковых уровней хорошо прослеживается в течение сезона или года. В короткие промежутки времени (менее месяца) эта связь может искажаться влиянием периодических и квазипериодических короткопериодных факторов. Существенным фактором короткопериодной изменчивости проникновения соленой воды являются внутренние волны. Периодические горизонтальные перемещения массы воды в зоне смешения и, следовательно, перемещения границы проникновения соленой воды создаются приливными колебаниями уровня. Распространение приливных волн в устьевой области сопровождается постоянным течением в направлении движения волн. Сгонно-

нагонные колебания уровня создают сложные перемещения границы проникновения соленой воды. Кроме того, эти колебания понижают или повышают средний уровень, внося, таким образом, дополнительные искажения в процесс проникновения соленой воды. Сгоны или нагоны уровня часто сопровождаются ветровыми воздействиями на водную поверхность, нарушающими нормальную циркуляцию вод в зоне смешения. Наибольшие искажения циркуляции связаны со сгонными ветрами, когда возможно развитие компенсационного течения в придонном слое воды. Как правило, сгон и нагон следуют друг за другом. Сгон обеспечивает условия для усиления проникновения соленой воды в устье реки при последующем нагоне. Зона смешения вод в устьевой области реки представляет собой чрезвычайно благоприятную для образования внутренних волн среду. В ней, если не достигается полное перемешивание по вертикали, постоянно сохраняется вертикальный градиент плотности - основное условие существования внутренних волн. Возникновение внутренних волн вблизи устьев рек - частое явление. Внутренние волны оказывают значительное влияние на процесс проникновения соленой воды в устье реки. Оно сводится к следующему: внутренние волны нарушают поле приливных течений, поле плотности и солености, а следовательно, и режим адвекции соленой воды в зоне смешения; эти волны подходят к границе проникновения соленой воды, замедляют скорость своего движения, длина их сокращается, в результате они разрушаются и вызывают резкое продвижение соленой воды вверх по течению реки (преимущественно в нижнем придонном слое) и увеличение дальности проникновения соленой воды; кроме того, при прохождении внутренних волн можно ожидать резкое усиление поступательного переноса вод в направлении распространения волн. В зависимости от направления движения волн можно ожидать быстрого местного усиления или ослабления адвекции соленой воды в зоне смешения вод. Разрушение волн в зоне смешения ведет к перемешиванию

вод по вертикали и установлению вертикальной однородности в распределении плотности, т.е. к отрицанию возможности возникновения новых волн до восстановления условий вертикальной неоднородности. Поэтому внутренние волны как фактор короткопериодной изменчивости проникновения соленой воды в устье реки отличаются эпизодичностью действия.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Лупачев Ю.В. Метод приближенного расчета проникновения соленых вод в устье реки // Труды ГОИН. Вып.118 Вопросы гидрологии и гидрохимии устьев рек. М. Гидрометеиздат, 1974.
2. Лупачев Ю.В. Особенности проникновения соленой воды в приливное устье реки // Труды ГОИН Вып.129 Вопросы гидрологии устьев рек. М. Гидрометеиздат, 1976.
3. Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб.: Гидрометеиздат, 1992.
4. Руководство по гидрологическому исследованию морских устьев рек. М. Гидрометеиздат, 1965.

## ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И ИХ РОЛЬ В БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССАХ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ

**И.Д. Стрелецкая\***, **А.А. Васильев\*\*,\*\***

\* *МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

\*\* *Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия*

\*\*\* *Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия*

*e-mail: irinastrelets@gmail.com, al.a.vasiliev@gmail.com*

Эволюция береговой зоны Западной Арктики отличается рядом особенностей, связанных с геологическим, мерзлотным строением, климатическими причинами и параметрами гидродинамики моря. Закономерности развития береговых процессов в условиях меняющегося климата и роль подземных льдов изучены недостаточно. Ведущим процессом в Западной Арктике является разрушение морских берегов. Однако, в динамической структуре морских берегов, наряду с разрушающимися и стабильными берегами, на побережье распространены также и аккумулятивные берега с соответствующими морфологическими формами – лагунами, аккумулятивными островами, косами, в пределах которых происходит новообразование многолетнемерзлых пород.

Основными природными факторами, определяющими динамику берегов, являются климатические изменения, изменения в гидрологических характеристиках моря (параметры морских волн, продолжительность безледного периода, температура морской воды и т.п.) и геологические особенности строения морских берегов, включая и подземные льды. В первую очередь разрушаются берега, сложенные льдистыми отложениями. Особенно быстро разрушаются берега на участках обрывов с полигонально-жильными (ПЖЛ) и пластовыми льдами.

Под влиянием атмосферного тепла и солнечной радиации на поверхности береговых обрывов и склонов в теплый сезон происходит оттаивание верхнего слоя пород и развивается комплекс деструктивных процессов: осыпания, обвалов, оползней скольжения, течения переувлажненного грунта и т.п., которые вместе принято называть термоденудацией. Таким образом, в Западной Арктике процесс разрушения береговых обрывов вследствие воздействия морских волн всегда осложнен термоденудационными процессами. Более того, на участках распространения сравнительно высокольдистых отложений термоденудация может преобладать над собственно термоабразионным механизмом разрушения берега. Это хорошо иллюстрируется результатами исследований механизма разрушения в районе Марре-Сале (рис. 1), где проводятся детальные и длительные исследования динамики морских берегов [1, 2, 3, 4].

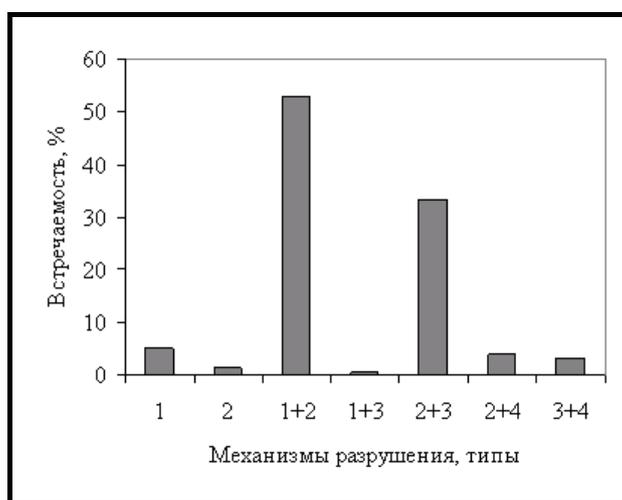


Рис. 1. Соотношение механизмов разрушения термоабразионного типа берега. Механизмы разрушения: 1 – термоабразионный, 2 – обвально-осыпной, 3 – оползневой, 4 термоденудационно-термоэрозионный

Как видно из рисунка, в разрушении морских берегов Западного Ямала термоабразия занимает отнюдь не лидирующую роль. Ведущими механизмами являются сочетание термоабразии и обвально-осыпных а также оползневых процессов.

Механизмы разрушения берега определяются особенностями геокриологического строения разреза – большой ролью песчаных отложений и сравнительно невысокой общей льдистостью, включая ПЖЛ и пластовые льды. Льдистость прямо определяет скорость разрушения клифов (рис. 2) на конкретных участках, но в существенно меньшей степени влияет на общую скорость отступления берега в связи с выравнивающим эффектом прибрежных течений и особенностей формирования баланса массы наносов.

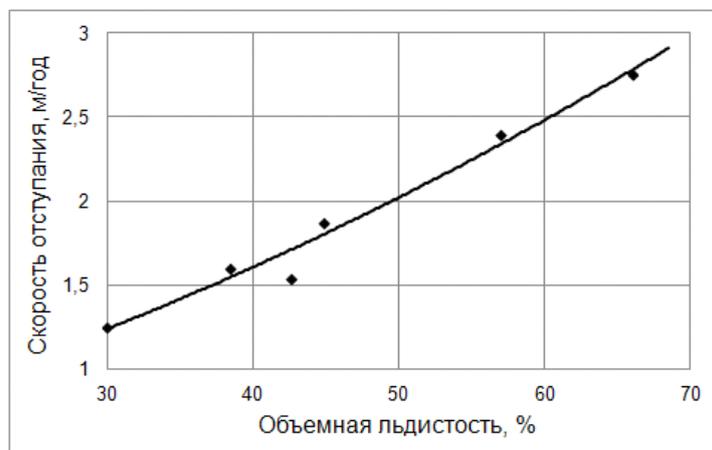


Рис. 2. Влияние суммарной льдистости береговых отложений на скорость отступления морского берега Западного Ямала в 1978–2012 гг.

Многолетние измерения средней скорости отступления участка берега протяженностью около 4.5 км в районе полярной

станции Марре-Сале (Западный Ямал) показали, что присутствие пластовых льдов и ПЖЛ влияют на механизм разрушения, увеличивая термоденудационную компоненту. Объемная льдистость на участках распространения подземных льдов может достигать 50%. Присутствие залеже образующих льдов определяет морфологию берегового обрыва (рис. 3), здесь формируются термоденудационные цирки, термотеррасы, крупные овраги, термокарстовые формы.



Рис. 3. Береговой обрыв в районе полярной станции Марре-Сале. 1 – A, B, C, D – горизонты пород; 2 – ПЖЛ и фрагменты криотекстуры; 3 – песчано-глинистые талые породы; 4 – радиоуглеродный возраст отложений; 5 – номера разрезов

Разновозрастные двухъярусные полигонально-жильные льды (горизонтов А и В) приурочены к верхней части разреза берегового обрыва, пластовые льды залегают ниже (горизонт С). Мало льдистые глины и суглинки слагают термотеррасу (горизонт D).

На скорости разрушения морских берегов присутствие крупных массивов залеже образующих льдов в разрезе сказывается

ся не значительно, так как такие участки имеют ограниченное распространение на западном побережье Ямала.

В целом отложения, слагающие берега Западной Арктики, характеризуются сравнительно низкими показателями льдистости даже за счет ПЖЛ и пластовых льдов. Поэтому Западная Арктика отличается относительно низкими скоростями береговых процессов, по сравнению с берегами Восточной Арктики.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашов Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли, 2006, т. X, №2, с. 56–67.
2. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Динамика морских берегов Западного Ямала. // Криосфера Земли, 2011, т. XV, №4, с. 69–72
3. Васильев А.А., Широков Р.С., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Береговые процессы в криолитозоне в условиях меняющегося климата // «Полярная криосфера и воды суши», гл. ред. В.Г. Дмитриев – М.: Paulsen, 2011, с. 140–152.
4. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A. and Vanstein B.G. Erosion of Sediment and Organic Carbon from the Kara Sea Coast // Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2009, Vol. 41, No. 1, pp. 79–87.

## **ДИНАМИКА БЕРЕГОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ**

**Н.А. Шполянская, И.Д. Стрелецкая, Ю.Б. Баду**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, Россия.*

*e-mail: nella@shpolyanskaya.msk.ru*

Современный Арктический шельф и положение береговой линии Северного ледовитого океана сформировались в позднекайнозойский период (последние примерно 250–400 тыс. лет) под влиянием природных процессов двух планов: 1 – общепланетарные процессы, обусловленные тектоническими и климатическими причинами, вызывавшие крупные изменения уровня морей, 2 – постоянно действующие местные экзогенные процессы, осложненные наличием в регионе вечномерзлых пород. Особая роль в береговых процессах принадлежит подземным льдам, особенно их крупным залежам. Последние широко распространены на севере Евразии (рис. 1), имеют разный генезис, и, соответственно, разную форму, разные условия залегания, а потому находятся в разном взаимоотношении с береговой зоной. Характерной особенностью в размещении залежных льдов является то, что их генетические типы приурочены к определенным районам или горизонтам, и практически не смешиваются в пространстве. Благодаря этому пространственные взаимоотношения разных типов льдов с береговой зоной формируют криогенные процессы, свойственные только конкретным участкам зоны.

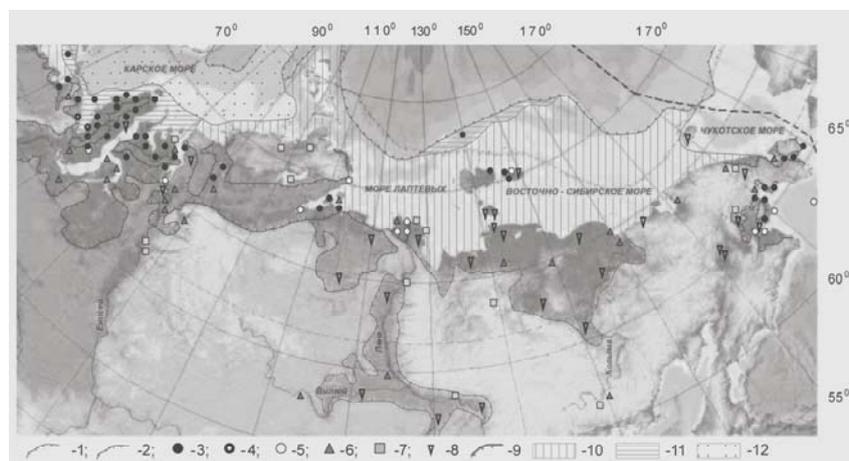


Рис. 1. Распространение подземных залежных льдов Российской Арктике и Субарктике. 1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин; 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин; 3–8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды; 9 – внешняя граница шельфа; 10–12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой  $0 \div -2^{\circ}\text{C}$ , мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой  $0 \div -1.5^{\circ}\text{C}$ , мощностью до 80–100 м, с включением залежных льдов; 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой  $0 \div -1.5^{\circ}\text{C}$ , мощностью до 80–100 м

### ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Среди залежных льдов различают, прежде всего, два крупных типа, выделенных по их форме. Один тип – это полигонально-жильные льды клинообразной или столбообразной формы, в плане образующие полигональную систему. Формируются только в континентальных условиях на периодически зали-

ваемых водой поверхностях. Основные условия образования – многократное морозобойное растрескивание поверхности грунтов с образованием полигональной системы трещин, последующее проникновение воды в трещины и ее замерзание. Льды растут сингенетически снизу-вверх, в условиях озерно-аллювиального или лайдового осадконакопления. Второй тип – это пластовые льды, крупные тела неопределенной формы, десятки метров по вертикали и сотни метров по горизонтали. Происхождение пластовых льдов, в отличие от полигонально-жильных, вызывает большие споры. Одни специалисты считают их погребенными остатками древнего оледенения, другие – внутригрунтовыми образованиями. Наши исследования выявили генетическую разнородность этих льдов, и показали, что среди них есть и внутригрунтовые, и погребенные. Мы выделили четыре типа [15, 18]. Это – а) Сингенетические изначально субмаринные льды, формируются в условиях достаточно глубокого (50–250 м) моря и приурочены к местам древних трансгрессий. б) Прибрежно-морские сингенетические льды, приурочены к краевым частям древних морских бассейнов, формировались на периодически затапливаемых прибрежных и лайдовых участках. в) Инъекционные льды, формировались эпигенетически, в субаэральных условиях, и приурочены к районам субаэрального развития территории, встречаются в районах, где имеются благоприятные гидрогеологические условия для их питания. г) Погребенные наземные льды, это чаще всего крупные погребенные остатки глетчеров, почти всегда приурочены к горным районам. Первые два типа выделены впервые, их формирование предполагает промерзание донных осадков непосредственно в условиях моря одновременно с их накоплением. Такая возможность была доказана, в том числе и материалами по новообразованию вечной мерзлоты на современном шельфе [14, 16].

Главная черта в распространении залежных льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным

секторами Арктики. В восточном секторе почти целиком распространены полигонально-жильные льды, в западном секторе преобладают пластовые льды, а полигонально-жильные льды встречены только в самых поздних отложениях. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики, а соответственно и на неодинаковую динамику берегов. Исследование подземных льдов показало, что западный сектор Арктики развивался большую часть времени в морском режиме, сохранявшемся во многих частях региона вплоть до сартанского времени. Восточный сектор Арктики весь этот период развивался в континентальном режиме. Тектоническая структура Арктического бассейна [7, 13] позволяет объяснить этот факт. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, и это обусловило существование двух изолированных разнородных тектонических областей: западной Евразийской области, развивающейся в режиме спрединга под контролем срединно-океанического хребта Гаккеля, и восточной Амеразийской области с преобладанием участков устойчивой континентальной коры. Баренцево-Карский шельф непосредственно примыкает к области срединно-океанического хребта Гаккеля, поэтому здесь происходило прогибание шельфа и прилегающей суши, а из-за равнинности последней трансгрессирующее море проникало далеко на юг. На Карском шельфе [1] в позднем кайнозое, в течение всего нижнего и среднего плейстоцена, в пределах Обско-Пуровского междуречья, в низовьях Оби и на Ямале, имело место значительное тектоническое прогибание, сопровождавшееся непрерывным морским и ледниково-морским осадконакоплением. Только в казанцевское время в результате направленного тектонического развития Ямал начинает существовать как суша, и в дальнейшем наметилась существенная дифференциация неотектонических движений, нараставшая в верхнем плейстоцене и закончившаяся глубокой

сарганской регрессией Арктического бассейна. В восточной части Арктики прогибание шельфа ограничивалось, с одной стороны, достаточно устойчивыми блоками континентальной коры, с другой – прочной связью шельфа с горными районами прилегающей суши, испытывающими и в настоящее время неотектоническое воздымание [10].

На приведенной карте (рис. 1) видно, что в береговой зоне Российской Арктики в западном ее секторе распространены преимущественно субмаринные и прибрежно-морские льды, залегающие в отложениях плейстоценовых морских равнин. Шельф в западном секторе тоже сложен современной нарастающей вечной мерзлотой, содержащей пластовые льды [2, 12]. Можно с уверенностью говорить, что формирование этих равнин и динамика береговой линии на протяжении плейстоцена шли при непосредственном участии мерзлых донных пород шельфа, содержащих пластовые льды первых двух типов. Аналогичная картина имеет место и в Северо-Восточном секторе Российской Арктики, на Чукотке. В Восточном секторе Арктики в береговой зоне развиты полигонально-жильные льды. Они развиты и на шельфе, в морях Лаптевых и Восточносибирском. В отличие от западного шельфа здесь развита реликтовая мерзлота, сформировавшаяся в субаэральных условиях во время сарганской регрессии, и потом затопленная во время голоценовой трансгрессии. Таковы условия, в которых шла «жизнь» берегов Российской Арктики.

### **ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ**

В конце плиоцена – начале плейстоцена вследствие ухудшения климата и активизации дифференцированных тектонических движений на арктическом побережье Евразии повсеместно началась морская трансгрессия, которая в западном секторе продвинулась на юг примерно до 60°с.ш., а в восточном секторе затронула лишь узкую полосу береговых и дельто-

вых участков. Формировалась криолитозона. В горах возникли ледниковые покровы.

В среднем плейстоцене (П<sub>2-4</sub>) эти процессы достигли максимального развития. Берега горных районов на западе Российского севера, Урала, Таймыра, горных районов Восточной Сибири и Чукотки по большей части были закрыты спускавшимися в море ледниками, поэтому не подвергались волновой переработке, а развивались под влиянием ледниковой экзарации – возникали фиорды. Однако из-за движения ледника, чаще всего неравномерного, абрадируемый ледяной берег все время продвигался в сторону моря, поэтому постоянного фиксированного положения береговой линии в эту эпоху не было. Север Русской равнины и Западной Сибири, дельтовые участки крупных рек Якутии, низменности Чукотки были заняты холодноводным морским бассейном. На мелководных прибрежных участках шельфа формировалась низкотемпературная достаточно мощная криолитозона, на глубоких участках моря – изначально субмаринная криолитозона, представленная морскими, ледово- и ледниково-морскими супесчано-глинистыми плотными осадками, малольдистыми и высокольдистыми, но в большинстве случаев не содержащими пластовые льды [17]. Береговые процессы не были активными. Низкая температура мерзлых грунтов, слагающих берега, ограничивала и термоабразию, и термоэрозию морских и речных берегов, развивавшихся лишь в летний период, тем самым ограничивала поступление материала для аккумуляции. Аккумулятивные берега развивались лишь в пределах дельтовых участков и во внутренних частях заливов. Накопление происходило за счет выноса материала реками, а также накопления материала вблизи разрушающихся берегов. Если говорить о типе берегов в этот период на равнинах, то здесь формировались термоабразионно-аккумулятивные берега.

Поздний плейстоцен, микулинское (казанцевское) межледниковье ( $Ш_1$ ) – теплая эпоха. Положение береговой линии Арктического бассейна отражало сложные процессы этого времени. Прежде всего, это разноплановые тектонические движения в пределах шельфа. В западном секторе происходили заметные восходящие движения и шельфа, и побережья [6]. В центральной и восточной частях шельфа – нисходящие движения, компенсируемые накоплением тонкозернистых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений континентального генезиса [4]. Кроме того, шло исчезновение ледниковых покровов. Все это определило сохранение трансгрессивного моря, хотя и в заметно меньшем масштабе, чем в среднем плейстоцене. На шельфе Западной Сибири и Чукотки шло промерзание донных грунтов и формирование мощных залежей пластовых льдов [15]. Береговые процессы были более разнообразны. Берега горных районов, освободившиеся от ледникового покрова, характеризовались фиордовым расчленением. Берега морских равнин, освободившихся от моря, были сложены среднеплейстоценовыми очень плотными суглинками, вечномерзлыми (за исключением Европейского Севера), малольдистыми. Увеличившийся безледный период и большие пространства свободной от паковых льдов воды, обусловившие большой разгон волн, должны были благоприятствовать, по [3], большему развитию термоабразионных процессов. В целом, преобладали термоабразионные выровненные берега с высокими уступами и приглубленной частью подводного склона. В мелководных проливах формировались термоабразионно-аккумулятивные и аккумулятивные берега. Аккумуляция за счет переработки отложений дна моря была затруднена из-за существования субмаринной криолитозоны.

Поздний плейстоцен, валдайская (зырянско-сартанская) эпоха ( $Ш_{2-4}$ ) – длительный холодный этап с небольшим потеплением в середине этапа (каргинская эпоха  $Ш_3$ ). Продолжалась

регрессия Арктического бассейна, осушившая шельф 18–20 тыс. лет назад до изобаты 100–120 м. [9]. Температура воздуха на широте современной береговой линии была равна  $-15 \div -17^{\circ}\text{C}$  [11]. Оледенение было намного меньшим, чем в среднем плейстоцене. Оно не выходило за пределы горных районов Кольского полуострова, полярного Урала, и Средне-сибирских гор [8]. Ледники не выходили к морю, поэтому не участвовали в формировании береговой линии. На всей территории внеледниковой зоны горные породы промерзали на большую глубину. Береговые процессы не могли быть активными. Только высокольдистые породы с большим количеством пластовых льдов, слагающие берега осушенных равнин казанцевского моря, снижали устойчивость берегов. По [3], основной вклад в разрушение берегов, сложенных вечномерзлыми породами, вносит волновое воздействие с высотой волны менее 1 м. Их медленное воздействие в безледный период на суглинисто-глинистые грунты берегов с ледяными пластовыми залежами и супесчано-песчаные грунты с полигонально-жильными льдами приводило к размыву основания берегового клифа, к нарушению его устойчивости и отступанию берега. Основной тип берегов этой эпохи – термоабразионно-аккумулятивный слабо выраженный. В средневалдайскую (каргинскую) межледниковую эпоху в западном секторе Арктики имела место небольшая трансгрессия моря [5]. Море проникало вглубь суши узкими заливами, происходило разрушение берегов, сложенных салехардскими и казанцевскими отложениями с крупными залежами пластовых льдов. Возникали обширные водоемы, впоследствии отделившиеся от заливов и сохранившиеся в виде глубоких озер. В узких заливах – будущих долинах – протекали термоэрозионные процессы и формировались соответствующие типы берегов. В восточном секторе Арктики сохранялся континентальный режим и суровый климат в течение всего этапа. Небольшие ледники в горах Чукотки спускались к морю и формировали береговые фиорды. В сартанскую эпоху во

время глубокой регрессии моря и повышенного сурового климата береговые процессы не были активными. Берега осушенного шельфа характеризовались низменным рельефом и отмелым подводным береговым склоном, что ограничивало волновую активность. Волновую деятельность ограничивала и высокая ледовитость моря. Разрушение берегов могло происходить главным образом за счет подвижек припайного льда. Гигантские реки пересекали шельф и выносили огромное количество взвеси, которое осаждалось недалеко от берега. Поэтому главным типом берегов в это время были термоабразионно-аккумулятивные, а по рекам термоэрозионно-аккумулятивные.

Голоцен (IV) – теплая межледниковая эпоха, начавшаяся 10.5 тыс. лет назад и длящаяся по сей день. Голоцен ознаменовался послеледниковой морской трансгрессией, в результате которой 6 тыс. лет назад уровень моря достиг современного положения и с тех пор подвергался лишь незначительным колебаниям [6]. Береговые процессы в голоцене были интенсивными и разнообразными. Самая высокая их интенсивность наблюдается в районах наибольшего распространения подземных льдов: в районах распространения субмаринных и прибрежно-морских пластовых льдов, как правило, развитых в береговых зонах (рис. 1). Так, многие участки побережья Ямала, Гыдана, Югорского и Тазовского полуостровов размываются со средней скоростью 1–2 м/год, а Восточно-Сибирского моря – 2–5 м/год. Инъекционные и погребенные наземные льды обычно встречаются вдали от береговых зон, а потому практически не оказывают влияния на береговые процессы.

## **ВЫВОДЫ**

В западном секторе Арктики в связи с трансгрессивно-регрессивным режимом в плейстоцене-голоцене к настоящему времени сформировалась четко выраженная лестница

морских водораздельных равнин и окаймляющих их морских и лагунно-морских террас. Эти уровни разделены древними береговыми уступами, отражающие древние процессы термоабразии и аккумуляции. Современная береговая линия сформировалась 6 тыс. лет назад, и с тех пор претерпевала лишь небольшие местные изменения, связанные с термоабразионно-аккумулятивной переработкой береговых отложений, содержащих подземные льды. Скорее всего, этот процесс будет продолжаться и в будущем. В восточном секторе Арктики положение береговой линии менялось в течение плейстоцена-голоцена незначительно. Современные береговые процессы неодинаковы в разных частях берега. На горных участках, где берега сложены скальными дочетвертичными породами, разрушение берегов идет медленно. На низких равнинах из-за широкого распространения подземных льдов, в основном, полигонально-жильных, термоабразионно-аккумулятивная переработка берегов идет достаточно интенсивно. Те же процессы можно предполагать и в будущем.

Изложенная реконструкция динамики берегов Российской Арктики в плейстоцене и голоцене представлена на восьми картах для четырех эпох для западного и восточного секторов Арктики в отдельности. Карты будут демонстрироваться на конференции.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика Арктических побережий России. М.: Географич. ф-т МГУ, 1998. с. 102-115.
2. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. с. 15–19.

3. Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразионных берегов западного Ямала // Криосфера Земли, 2001, Т. V, № 1. с. 44–52.
4. Данилов И.Д. Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его побережий в кайнозойе // Вестник МГУ, сер. 5, география, 1974, № 1. с.31–37.
5. Данилов И.Д., Плейстоцен морских Субарктических равнин. - М., Изд-во Моск. ун-та, 1978. 198 с.
6. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменение уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 297 с.
7. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6). С. 4–19.
8. Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высшая школа, 1989, с. 320.
9. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
10. Патык-Кара Н.Г., Постоленко Г.А. Долинная система Колымы. История и факторы ее становления // Геоморфология, 2003, № 3. с. 62–75.
11. Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития. М.: Научный Мир, 2000. 103 с.
12. Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. с. 38-41
13. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель–Консалтинг», 2004. 269 с.

14. Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник Моск. ун-та, 1989, № 5, география, с.72–78.
15. Шполянская Н.А. Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1991, № 5. с. 73–83.
16. Шполянская Н.А. Особенности криолитозоны Западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестн. Моск. Ун-та, серия 5, география, 2010, № 6, с. 58–65.
17. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Пластовые льды в морских отложениях как показатель плейстоценовой истории Российской Субарктики // Известия РАН, серия географическая, 2003, № 4, с. 93–102
18. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли 2004, Т. VIII, № 4. с. 56-71.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>СЕКЦИЯ 3</b>	
<b>«Русловые процессы и транспорт наносов»</b>	<b>3</b>
<i>Боровков В.С., Волинов М.А., Остякова А.В.</i> МАССО-ОБМЕННЫЙ ПРОЦЕСС МЕЖДУ ВЗВЕСЕНЕСУЩИМ ПОТОКОМ И РУСЛОМ	5
<i>Векслер А.Б.</i> ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК ВОДЫ И ТРАНСПОРТ НАНОСОВ Р. ОКИ	15
<i>Векслер А.Б., Доненберг В.М.</i> КАРЬЕРНЫЕ РАЗРАБОТКИ РУСЛА И Понижение УРОВНЕЙ ВОДЫ В СРЕД-НЕМ ТЕЧЕНИИ Р. ОКИ	28
<i>Вербицкий В.С.</i> ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ. ОБЪЕДИНЕННОЕ ОПИСАНИЕ.	38
<i>Гладков Г.Л.</i> ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СУДОХОДСТВА В УСЛОВИЯХ КЛИМАТООБУСЛОВ-ЛЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЧНОГО СТОКА	53
<i>Дебольская Е.И.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ РУСЛОВЫХ ДЕ-ФОРМАЦИЙ, ВЫЗВАННЫХ ВОЛНОВЫМ И ТЕРМИ-ЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ, НА РЕКАХ КРИОЛИТО-ЗОНЫ	61
<i>Дебольский В.К., Дебольская Е.И., Масликова О.Я., Гри-цук И.И.</i> МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ БЕРЕГОВ ВОД-НЫХ ОБЪЕКТОВ, СЛОЖЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗ-ЛЫМИ ПОРОДАМИ	69
<i>Заводинский В.Г., Горкуша О.А.</i> ФИЗИЧЕСКАЯ МО-ДЕЛЬ ПЕРИОДИЧЕСКИХ РЕЧНЫХ ИЗЛУЧИН	78
<i>Иванов В.В., Коротяев В.Н.</i> РУКАВ АХТУБА: МОРФО-ЛОГИЯ РУСЛА И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ	86

<i>Казмирук Т.Н., Казмирук В.Д.</i> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ НАНОСОВ	96
<i>Мурзин Ю.А.</i> ФЛЮВИАЛЬНАЯ ПЕРЕРАБОТКА БЕРЕГОВ РЕК СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ	108
<i>Самохвалова О.А.</i> К ВОПРОСУ РАСЧЕТА РАСХОДА КРУПНЫХ ДОННЫХ НАНОСОВ ПРИ ИХ ГРЯДОВОЙ ФОРМЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ В РЕЧНЫХ РУСЛАХ	113
<i>Ходзинская А.Г., Зоммер Т.В.</i> ИССЛЕДОВАНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ВЫСОТЫ ПОДНЯТИЯ ТВЕРДЫХ ЧАСТИЦ В ПОТОКЕ	123
<b>СЕКЦИЯ 4</b>	<b>137</b>
<b>«Береговые и устьевые процессы»</b>	
<i>Бабич Д.Б., Виноградова Н.Н., Иванов В.В., Кортаев В.Н., Чалова Е.Р.</i> МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ	139
<i>Горелиц О.В., Ермакова Г.С., Сапожникова А.А., Терский П.Н.</i> ВОДНЫЙ РЕЖИМ РУК. АХТУБА В УСЛОВИЯХ ЗАРЕГУЛИРОВАННОГО СТОКА Р. ВОЛГИ	156
<i>Горин С.Л., Коваль М.В., Романенко Ф.А., Сазонов А.А., Терский П.Н., Шиловцева О.А., Калугин А.А.</i> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕНЖИНА	165
<i>Демиденко Н.А.</i> ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕЗЕНСКОГО ЗАЛИВА И ЭСТУАРИЕВ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ	174
<i>Долгополова Е.Н.</i> ВЛИЯНИЕ ЭСТУАРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДЕЛЬТЫ	184

<i>Домнин Д.А., Соколов А.Н., Пилипчук В.А.</i> ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗАТОКА СОЛОНОВАТЫХ ВОДНЫХ МАСС В ЛАГУННО-ЭСТУАРНОЙ СИСТЕМЕ КАЛИНИНГРАДСКИЙ (ВИСЛИНСКИЙ) ЗАЛИВ – ПРЕГОЛЯ – КУРШСКИЙ ЗАЛИВ ПОСРЕДСТВОМ ДАННЫХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ	197
<i>Ильичева Е.А., Павлов М.В.</i> НАНОСЫ ДЕЛЬТЫ Р. СЕЛЕНГИ	206
<i>Ильичева Е.А., Павлов М.В.</i> СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ ЗАЛИВОВ ПРОВАЛ И ХУЖИР-НУГАЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ	211
<i>Исупова М.В.</i> СОВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ	217
<i>Кравцова В.И., Митькиных Н.С.</i> АТЛАС КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ «УСТЬЯ РЕК РОССИИ»	230
<i>Кравцова В.И., Проворова И.А.</i> КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ СУЛАКА И КУРЫ В ПОСЛЕДНЕЕ ДЕСЯТИЛЕТИЕ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ	242
<i>Крылов С.С., Пряхина Г.В., Тараховская Е.Р.</i> РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЧНЫХ ВОД В ПРИЛИВНОМ ЭСТУАРИИ Р. КЕРЕТЬ	253
<i>Магрицкий Д.В.</i> ИЗМЕНЕНИЕ РЕЖИМА И СТРОЕНИЯ ДЕЛЬТ РЕК АЗОВСКОГО МОРЯ	263
<i>Макаров К.Н., Макаров Н.К.</i> МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ГАЛЕЧНЫХ ПЛЯЖЕЙ В ОГРАЖДЕННЫХ АКВАТОРИЯХ	277
<i>Пилипчук В.А., Карманов К.В., Домнин Д.А.</i> ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА ПРОНИКНОВЕНИЯ СОЛОНОВАТЫХ ВОД ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА В УСТЬЕВУЮ ОБЛАСТЬ Р. ПРЕГОЛЯ, И ЕГО СВЯЗЬ С ОСОБЕННОСТЯМИ РЕЛЬЕФА	287

<i>Соломатов А.С.</i> ПРОНИКНОВЕНИЕ СОЛЕННЫХ ВОД В УСТЬЯ РЕК СЕВЕРНОГО РЕГИОНА	291
<i>Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.</i> ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И ИХ РОЛЬ В БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССАХ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ	298
<i>Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Бадю Ю.Б.</i> ДИНА- МИКА БЕРЕГОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПЛЕЙ- СТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ КРИОГЕН- НЫХ ПРОЦЕССОВ	303

*Научное издание*

**ДИНАМИКА И ТЕРМИКА РЕК,  
ВОДОХРАНИЛИЩ  
И ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ**

**ТОМ 2**

Издание подготовлено в авторской редакции

Технический редактор *Н.А. Ясько*

Подписано в печать 13.11.2014 г. Формат 60×84/16.  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Таймс.  
Усл. печ. л. 18,6. Тираж 200 экз. Заказ 1580.

---

Российский университет дружбы народов  
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3

---

Типография РУДН  
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3, тел. 952-04-41