Межвузовский научно-координационный совет по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Нижневартовский государственный университет

основан в 1985 г.

ТРИДЦАТЬ ТРЕТЬЕ ПЛЕНАРНОЕ МЕЖВУЗОВСКОЕ КООРДИНАЦИОННОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМЕ ЭРОЗИОННЫХ, РУСЛОВЫХ И УСТЬЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Нижневартовск, 2–4 октября 2018 г.

Доклады и сообщения

Нижневартовск
2018

УДК 551.48

Печатается по постановлению Президиума
Межвузовского научно-координационного совета по проблеме
эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ

Данное издание поддержано РФФИ в рамках проекта № 18-05-20071

Редакционная комиссия:
профессор Р.С. Чалов, доцент С.Е. Коркин (сопредседатели):
к.г.н. С.Н. Рулева (учёный секретарь), к.г.н. Н.Н. Виноградова,
к.г.н. О.В. Виноградова, к.г.н. С.Н. Ковалёв, к.г.н. И.И. Никольская.

Т67 Тридцать третье пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (г. Нижневартовск, 2–4 октября 2018 г.): Доклады и краткие сообщения. – Нижневартовск: Изд-во НВГУ. 2018. – 196 с.

ISBN 978-5-00047-456-3

Сборник содержит результаты исследований учёных вузов России, Польши, объединяемых Межвузовским научно-координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ, представленных в виде докладов и сообщений на XXXIII совещании совета. Сборник рассчитан на специалистов в области русловых процессов, гидрологии рек, флювиальной геоморфологии, гидротехники, почвоведения, водных путей и мелиорации.

УДК 551.48

© Коллектив авторов, 2018
© МГУ им. М.В. Ломоносова, 2018
© Нижневартовский государственный университет, 2018

Изд. лиц. ЛР № 020742. Подписано в печать 23.07.2018
Формат 60×84/16. Гарнитура Times New Roman. Усл. печ. листов 12,25
Тираж 100. Заказ 2030

Издательство Нижневартовского государственного университета
628615, Тюменская область, г. Нижневартовск, ул. Дзержинского, 11
Тел./факс: (3466) 43-75-73, E-mail: izd@nvsu.ru

ДОКЛАДЫ

С.Е. Коркин, В.А. Исыпов
Нижневартовский государственный университет

РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВАХ*

Представлены результаты полевых исследований русловых деформаций реки Вах, в ходе которых в качестве базовых методов были использованы приемы геолого-геоморфологического анализа и картографический метод, составлены схемы излучин на стационарных участков, сделаны выводы в отношении эрозионной активности по данному району исследования. Результаты исследования необходимы как база данных для разработки комплексных инженерных мероприятий по укреплению береговой линии в районах населенных пунктов в связи с реализацией администрацией Нижневартовского района адресной программы «Выселение граждан из жилых домов, находящихся в зоне подтопления береговой линии, подверженной эрозии в муниципальном образовании Нижневартовский район».

В нижнем течении реки Вах распространены излучины свободные, сегментные крутые, широко распространены омеговидные излучины (с продольно-поперечным перемещением). В устье реки Вах и долине Оби формируются широкопойменные русла, излучины свободные, сегментные крутые, широко распространены синусоидальные и заваленные излучины (с поперечным перемещением), пойма расчленена многочисленными протоками.

С 2003 ежегодно проводятся полевые исследования русловых процессов реки Вах (от п. Ваховск до впадения в р. Обь): измерются глубины с помощью эхолота и морфометрические характеристики берега по створам. Для каждого участка с помощью программы Qgis были проведены измерения размеров и формы излучин: шаг L, стрела прогиба h, длина по руслу l, радиус кривизны r, ширина русла в вершине излучины Bp, а также безразмерные показатели – степень развитости l/L и показатель формы r/h, построены схемы излучин. На них отображены места расположения створов, основные характеристики излучин (шаг L,

* Исследование выполнено в рамках исполнения инициативного научного проекта № 5.7590.2017/8.9 Минобрнауки России и при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры в рамках научного проекта № 18-45-860001.

стрела прогиба *h*, длина по руслу *l*), зоны ускорения и зона замедления течения.

В данной работе рассмотрены результаты, полученные на третьем ключевом участке. Стационар «Усть-Колекъёганский» располагается в 225 км от устья реки Вах и имеет протяжённость 35 км, начинался на 225 км и заканчивался на 190 км реки Вах (рис. 1, табл. 1). В геодинамическом отношении р. Колекъёган (Устюг, Вага) следует вдоль Колтогорско-Уренгойского тектонического разлома. Справа река граничит с возвышенностью Аганский увал, слева, долина представлена комплексом верховых болот Ваховского Полесья.

В ходе проведения многолетнего мониторинга береговых деформаций на стационарном участке «Усть-Колекъёганский» получены данные об отступании бровки берега р. Вах. В данной работе представлены изменения полученные в 2016 и 2017 г. в сравнение с общим размывом за многолетний период наблюдений с 2004 по 2016 гг. (табл. 1).

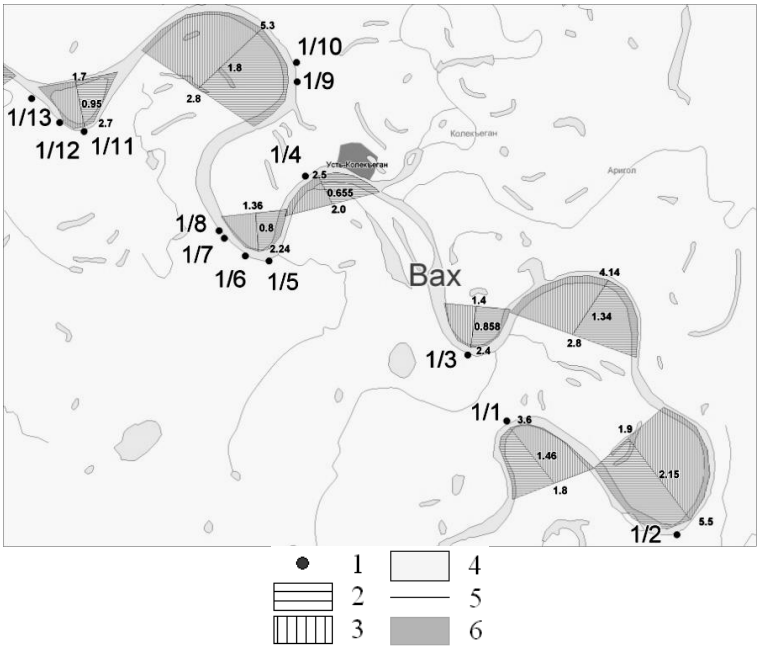

Рис. 1. Стационар «Усть-Колекъёганский»
1 – точки наблюдения, 2 – зона замедления, 3 – зона ускорения, 4 – крупные водные объекты, 5 – реки и ручьи, 6 – населенные пункты

Таблица 1

Результаты измерений береговых деформаций за 2004–2017 гг. стационарного участка «Усть–Колекъёганский»

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
2004–2016 гг. (м)	3,1	2,8	0,73	0,3	0,2	3,5	2,25	1,1	1,15	1,2	1,2	7,3	0,8
2016 (м/год)	0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,2	0
2017 (м/год)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Стационарный участок «180–190 км» был установлен в 2004 г. и представлен тремя створами: первый и второй приурочены к пойме, третий – к первой надпойменной террасе. В таблице 2 представлены сведения об общем отступании берега за 2004–2016 гг. и сведения его размыва в 2016 и 2017 гг.

Таблица 2

Результаты измерений береговых деформаций за 2004–2017 гг. на участке «180–190 км»

Год	I	II	III
2004–2016 гг. (м)	11,53	2,4	1,0
2016 (м/год)	2,23	0	0
2017 (м/год)	5,02	0	0,02

Ключевой участок «140–155 км» установлен в 2004 г. и привлекает своей конфигурацией излучин. Все створы соответствую пойме (табл. 3).

Таблица 3

Результаты измерений береговых деформаций за 2004-2017 гг. на участке «140-155 км»

Год	I	II	III	IV	V
2004–2016 гг. (м)	2,2	1,94	13,27	6,65	3,24
2016 (м/год)	0	0,14	0,57	1,25	0
2017 (м/год)	0	0	0,5	0,85	0,02

Участок «Усть-Сороминский» заложен в пределах излучины, которая в своем развитии находится на завершающей стадии меандрирования. Створы данного участка относятся к пойме (табл. 4).

Таблица 4

Результаты измерений береговых деформаций за 2004-2017 гг. на участке «Устье Сороминской»

Год	Доп. перед ручьем	I	Доп.	II	III	IV
2004–2016 гг. (м)	11,3	9,4	18,57	9,3	9,76	5,8
2016 (м/год)	0	0,7	0,17	2,15	0,16	0
2017 (м/год)	0	0,43	0	0	1,74	0

На ключевом участке «Большетарховский» в 2004 г. заложено четыре створа, из которых три непосредственно в пределах береговой части с. Большетархово (табл. 5), четвертый в районе Гришкиной протоки (табл. 6).

Таблица 5

Результаты измерений береговых деформаций за 2004-2014 гг. на участке «Большетарховский»

Год	I	II	III
2004–2014 гг. (м)	0,1	1,6	3,6
2017 (м/год)	укр. берег	укр. берег	укр. берег

Таблица 6

Участок 7 – «Большетарховский»

Дата измерений	IV створ – (Гришкина протока)
11.08.2005	10,3 м
02.09.2006	8,3 м (2,0 м/год – отступание бровки)
15.10.2007	7,5 м (0,8 м/год – отступание бровки)
27.09.2008	5,2 м (2,3 м/год – отступание бровки)
30.08.2009	5,2 м
11.09.2010	5,2 м
18.09.2011	размыв

С 2007 по 2014 г. в н.п. Большетархово проведены укрепительные работы левого берега р. Вах. Вызывает интерес развитие ситуации в районе Гришкиной протоки (рис. 2), где перешеек между руслом р. Ваха и протокой в 2005 г. составлял по измерениям 10,3 м, в 2008 г. – 5,2 м. Спрямление русла предполагалось нами к 2010 г., но прорыв произошел 2011 г.. В 2009 и 2010 годах по полевым данным размыв был на нулевом уровне (табл. 6).

Морфометрические показатели ключевого участка в районе Гришкиной протоки по годам: 11.08.2005 – перешеек составлял 10,3 м; 02.09.2006 – 8,3 м (2,0 м/год – отступание бровки); 15.10.2007 – 7,5 м (0,8 м/год – отступание бровки); 27.09.2008 – 5,2 м (2,3 м/год – отступание бровки); 30.08.2009 – 5,2 м; 11.09.2010 – 5,2 м; 18.09.2011 г. зафиксирован размыв перешейка (рис. 3).

Рис. 2. Ключевой участок в районе Гришкиной протоки

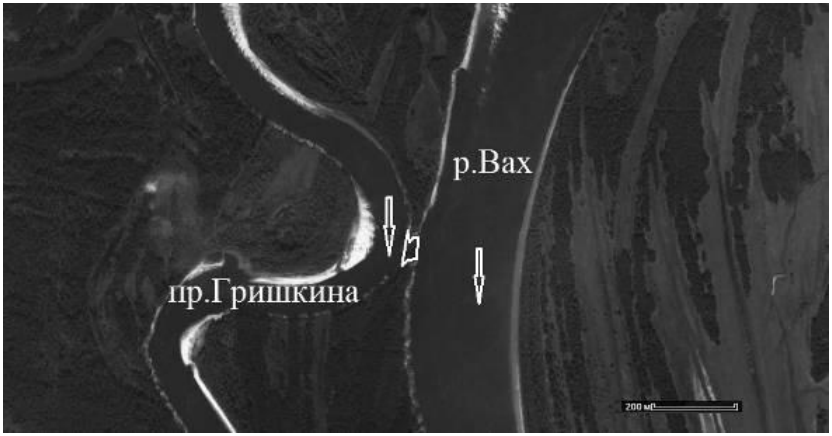

Рис. 3. Космоснимок участка Гришкиной протоки

В ходе полевых работ 2011 г. были выявлены следующие морфометрические характеристики новообразованной протоки: ширина – 54 метра, глубина в центре – 5,4 м, высота левого берега от уреза воды – 4,5 м, правого берега 4,4 м. По результатам измерений была составлена

схема данного участка. Для составления схем использовалась программа AutoCAD 2014 (рис. 4).

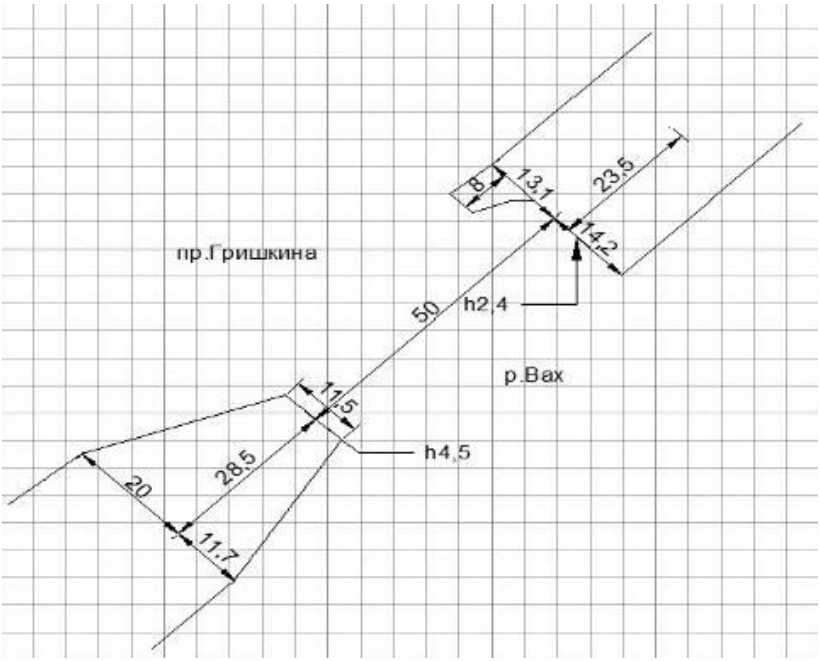

Рис. 4. Схема размытого участка – 2011 год

Расстояние до репера левого берега в 2011 г. составило 28,5 м; 2012 году – 19 м (отступание бровки – 9,5 м/год); в 2013 г. до второго репера – 14 м (отступание бровки равно 22 м/год); в 2014 г. – 9,4 м (25,2) (отступание бровки составило 4,6 м/год); в 2015 г. – 9,7 м (32,6) (отступание бровки составило 15,5 м/год); в 2016 г. – 27,8 м (отступание бровки – 4,8 м/год), в 2017 г. – 22,06м (отступание бровки составило 5,74 м/год) общий размыв за четыре года – 62,14 м.

Расстояние до репера правый берег в 2011 г. составило 23,5 м; 2012 г. – 19,7 м (отступание бровки равно 3,8 м/год); в 2013 г. – 18,5 м (отступание бровки – 1,2 м/год); в 2014 г. – 14,5 м (отступание бровки – 4,0 м/год); в 2015 г. – 8 м (отступание бровки составило 6,5 м/год); в 2016 г. – 5,76 м (отступание бровки – 2,24 м/год); в 2017 г. – 4,65 м (отступание бровки – 1,11 м/год) общий размыв за четыре года – 18,85 м (табл. 7).

Таблица 7

Результаты измерений в районе Гришкиной протоки с 2011 по 2017 гг.

Год измерений	Отступание бровки левого берега (м)	Отступание бровки правого берега (м)
2011	размыв	размыв
2012	9,5	3,8
2013	22,0	1,2
2014	4,6	4,0
2015	15,5	6,5
2016	4,8	2,24
2017	5,74	1,11
Размыв (м)	62,14	18,85

Объем размытого грунта в 2011 г. по расчетам составил 2342 м^3; 2012 г. по правому берегу 332 м^3, по левому берегу 643 м^3, общий объем за год - 975 м^3; 2013 г. – правый берег 38 м^3, левый берег – 2463 м^3, общий объем за год - 2501 м^3; 2014 г. – правый берег 170 м^3, левый берег – 520 м^3, общий объем за год - 690 м^3; 2015 г. – правый берег 265 м^3, левый берег – 1974 м^3, общий объем за год 2239 м^3; 2016 г. – правый берег 26 м^3, левый берег – 124 м^3, общий объем за год – 150 м^3, в 2017 г. – правый берег 7 м^3, левый берег – 190 м^3, общий объем за год – 197 м^3.

Полученные результаты показали, что за 2016 и 2017 г. эрозионная активность на исследованном участках проявила себя следующим образом: стационар «Усть-Колекъёганский» – размыв присутствовал только на двух створах (II, XII) и соответствовал среднему значению для этого участка, а в 2017 году были получены нулевые значения; стационар «180-190 км» – размыв в 2016 г. был только на I створе, в 2017 г. небольшие значения были отмечены на III створе; стационар «140–55 км» – небольшой размыв в 2016 г. на II (0,14 м/год), III (0,57 м/год), IV (1,25 м/год) створах, в 2017 г. на III (0,5 м/год), IV (0,85 м/год) и на V (0,02 м/год) створах; стационар «Усть-Сороминский» – в 2016 – створы I (0,7 м/год), III (0,16 м/год), IV (0,17 м/год) показывают низкие показатели эрозионной активности, створ II (2,15 м/год) имеет показатель размыва выше, в 2017 г. отступание зафиксировано на I створе (0,43 м/год) и на III (1,74 м/год): на стационаре «Большетарховский» в 2014 г. были завершены берегоукрепительные работы. Створы I, II и III не подвержены в настоящее время боковой эрозии; на створе IV в Гришкиной протоке продолжаются преобразования и в особенности на левом берегу образованной промоины. За период возникновения промоины в воды Ваха поступило 9094 м^3 песчаного материала.

А.С. Красников[1], С.Е. Коркин[2]
[1]Управление экологии и природопользования администрации Нижневартовского района, [2]Нижневартовский государственный университет

СОСТОЯНИЕ БЕРЕГОВЫХ ЗОН НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ РАСПОЛОЖЕННЫХ НА ШИРОТНОМ УЧАСТКЕ СРЕДНЕЙ ОБИ*

На территории населенных пунктов Ханты-Мансийского автономного округа-Югры, расположенных на широтном участке средней Оби, в результате весеннего таяния снега, значительно увеличивается уровень воды в реках и происходит развитие русловых деформаций. Данный процесс относится к числу опасных природных проявлений, связанных с работой водных потоков. Наиболее ярко среди них выражены размывы берегов, под действием боковой эрозии. Представленный в работе участок средней Оби в муниципальных границах относится к Нижневартовскому району Ханты-Мансийского автономного округа – Югры.

Целью исследования является выявление изменений береговой линии населенных пунктов д. Вата, д. Пасол и п. Зайцева Речка с помощью морфометрических измерений с ежегодными повторными наблюдениями по ключевым участкам (рис. 1).

В ходе работы использовались геоморфологический, картографический и аналитический метод исследования. Результаты обследования береговых зон необходимы для разработки комплексных инженерных мероприятий по укреплению береговой линии населенных пунктов, в связи с заинтересованностью администрации Нижневартовского района для адресной программы «Выселение граждан из жилых домов, находящихся в зоне подтопления береговой линии, подверженной эрозии в муниципальном образовании Нижневартовский район».

Возникновение русловых деформаций береговой линии в Нижневартовском районе связано с комплексом физико-географических факторов и с наибольшей скоростью разрушаются участки, сложенные песками и супесями.

* Работа выполнена в рамках исполнения инициативного научного проекта № 5.7590.2017/8.9 Минобрнауки России и при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры в рамках научного проекта № 18-45-860001.

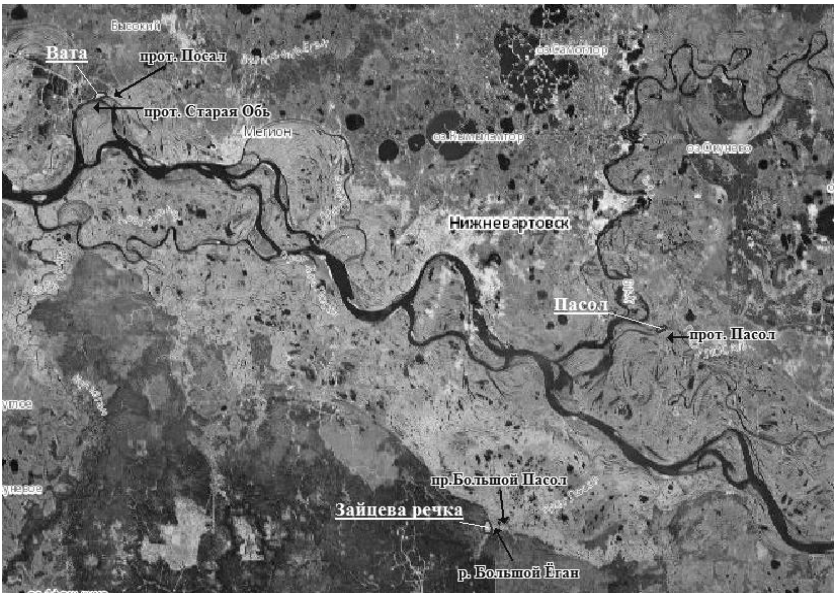

Рис. 1. Схема размещения населенных пунктов, в которых проводится исследование. Космический снимок (Esri) с сайта Россреестра. Дата обслуживания 22.01.2015. Местоположение Нижневартовский район, масштаб 1:500000.

В геоморфологическом отношении деревня Вата расположена на Среднеобской низменности на правом берегу проток Старая Обь и Посал, в пределах I аллювиальной надпойменной террасы. Русловой аллювий представлен песком преимущественно мелким, в нижних частях толщи со значительной примесью песков средней крупности, часто пылеватый, кварцевый, с растительными остатками и обломками древесины. Русловые фации перекрываются толщей пойменных супесей и суглинков, окрашенных в характерные буроватые тона.

В д. Вата действие боковой эрозии наблюдается в пределах кладбища (рис. 2), а в жилой зоне ведется активное укрепление берега после высокого уровня воды 2015 года (рис. 3).

Рис. 2. действие боковой эрозии наблюдается в пределах кладбища

Рис. 3. Жилая зона д. Вата, где ведется активное укрепление берега

Первый створ размещен в восточной части д.Вата. Высота берега относительно уреза воды протоки Посал составила 4,9 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 4,57 м – верхняя часть склона, 9,47 м – общая высота склона (на 24.09.2014) и от бровки берегового уступа до забора (реперный знак) зафиксировано 37 м ближайший овраг от забора удален на 21,4 м. Второй наблюдательный створ заложен в 175 м юго-западнее от первого. Высота берега относительно уреза воды протоки Посал составила 5,14 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 3,94 м – верхняя часть склона, 9,08 м – общая высота склона (на 24.09.2014) и от бровки до калитки забора (реперный знак) расстояние составило 15,4 м. В 246 метрах от второй точки произведено искусственное укрепление берега. Третий наблюдательный створ заложен в 316 м западнее от второго створа. Высота берега относительно уреза воды протоки Старая Обь составила 4,71 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 3,75 м – верхняя часть склона, 8,46 м – общая высота склона (на 24.09.2014) и от бровки до столба калитки расстояние составило 8,10 м. Четвертый наблюдательный створ заложен в 615 м западнее от третьего створа. Высота берега относительно уреза воды протоки Старая Обь составила 4,0 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 1,24 м – верхняя часть склона, 5,24 м – общая высота склона (на 24.09.2014) и от бровки до синего забора расстояние составило 5,9 м. Пятый наблюдательный створ заложен в районе кладбища западнее четвертого створа на один километр. Высота берега относительно уреза воды протоки Старая Обь составила 4,78 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 2,16 м – верхняя часть склона, 6,94 м – общая высота склона (на 24.09.2014).

По результатам повторных обследований в 2015 и 2016 годах отступание бровки берега было зафиксировано на втором створе со значением 1,95 м/год (2016 год) и на пятом створе 0,20 м/год (2016 год).

Деревня Пасол с населением 42 человека расположена на берегу реки Пасол, в излучине реки и относится ко II надпойменной террасе с наличием аллювиальных отложений. В геолого-генетическом отношении русловые фации представлены пылеватыми кварцевыми песками и перекрываются мощной толщей пойменных супесей и суглинков. Водозащитных сооружений нет (рис. 4, 5). Берег реки на участке длиной 100 метров и в большей степени разрушается в период половодья. В зоне риска проживает 5 человек.

Рис. 4. Береговая зона д. Пасол

Рис. 5. Промеры в пределах берега в д. Пасол

Населенный пункт Зайцева Речка расположен в пределах II надпойменной террасы, которая примыкает к области озерно-аллювиальных равнин образованных в среднем неоплейстоцене. Глубина вертикального расчленения рельефа, характеризующая превышение водоразделов над урезами рек в пределах 10–12 м. Густота линейного расчленения рельефа, определяющая средние расстояния между соседними понижениями рельефа, характеризуется как очень сильное менее 0,6 км. Зайцева Речка относится к ограниченно благоприятной территории для размещения объектов капитального строительства, т.е. строительство возможно, но требует повышенных затрат. В п. Зайцева Речка только в восточной часть поселка фиксируются русловые деформации, а именно со стороны протоки Большой Пасол (рис. 6). Первый створ размещен на берегу протоки Большой Пасол. Высота берега относительно уреза воды составила 2,86 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 8,8 м – верхняя часть склона, 11,66 м – общая высота склона (на 09.10.2014) и от бровки до бани зафиксировано 4,7 м. Второй створ размещен на 70 м ниже по течению протоки Большой Пасол. Высота берега относительно уреза воды составила 2,52 м – нижняя часть склона (затапливаемая), 8,86 м – верхняя часть склона, 11,38 м – общая высота склона (на 09.10.2014) и от бровки со столбом до бани составило 2,6 м.

Рис. 6. Береговая зона п. Зайцева Речка (юго-восточная часть)

Результатом работы стало полевое обследование трех населенных пунктов Нижневартовского района, где были в 2014 году заложены ключевые участки выявления эрозионной активности в пределах береговой линии. Повторные промеры в д.Вата показали отступание бровки берега на втором створе со значением 1,95 м/год (2016 год) и на пятом створе 0,20 м/год (2016 год). В пределах п. Зайцева Речка в 2017 году на втором створе зафиксированы незначительные подвижки берегового склона под действием оползневых процессов.

В.В. Сурков, И.В. Крыленко, А.С. Чалова,
П.П. Головлёв, С.Н. Рулева
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА Р. ЧУЛЫМЕ, РЕЖИМ ПЕРЕКАТОВ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОПТИМИЗАЦИИ СРОКОВ НАВИГАЦИИ И УЛУЧШЕНИЮ УСЛОВИЙ СУДОХОДСТВА*

Река Чулым – самый крупный правый приток Оби длиной 1799 км, площадью бассейна 134 тыс. км^2. В нижнем течении он протекает в Томской области по низменной таёжной, местами заболоченной равнине. Река меандрирует по широкой (6–10 км) долине, дно которой с двусторонней поймой и большим количеством старичных озёр. Высота поймы 4-5 м, сложена она песками, супесями и суглинками. Средний уклон реки 0,09‰. Чулым принимает два крупных притока – р. Яю, ниже устья которой водность реки возрастает на 10%, и Кию, после чего она увеличивается вдвое, а ширина русла возрастает со 100–200 до 400 м.

До конца 80-х годов XX в. Чулым от г. Ачинска до устья был судоходным. Сейчас судоходство осуществляется только местами и по необходимости. Учитывая перерыв в обслуживании судоходной трассы, стало актуальным обследование реки, оценка состояния лимитирующих участков, разработка рекомендаций по обеспечению гарантированной глубины 120 см и времени навигационного периода, когда уровни воды позволяют выполнять судоходство без дноуглубительных работ. Такая работа была проведена в 2017 г. Научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева. Длина исследованного участка от г. Асино до п. Центрополигон составила 336 км.

Гидрологический режим. Чулым – река западносибирского типа водного режима с преимущественно снеговым питанием, растянутым (100-120 дней, со второй половины апреля до конца июля-начала августа) половодьем, сравнительно высокой осенней и низкой зимней меженью. В половодье проходит 60–75% стока реки, в осеннюю межень – 16–20%, на зимний сток, учитывая большую (150–180 сут.) длитель-

* Выполнен по плану НИР (госзаказ) Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева и по хоздоговорам с Администрацией Обского бассейна внутренних водных путей

ность периода, приходится 11–18%. Подъем воды в высокое половодье – 5–6 м, в низкое – не превышает 3,5 м. По длине реки отмечается увеличение минимального стока, как осенней, так и зимней межени. Влияние дождевых паводков на уровенный режим незначительно.

Ледовый период длится с конца октября по начало мая. Замерзание сопровождается густым шугоходом и зажорами. К концу марта толщина льда достигает 0,5–1 м. Вскрытие начинается с выхода воды на лед; затем ледоход продолжается от 2 до 26 дней проходит ледоход. Из-за большой извилистости русла возникают навалы льда на берег и заторы с подъёмом уровней до 1,5 м. Длительность ледовых явлений до 1980 г. составляла 193–195 (максимум 220) сут. в год. В последние десятилетия она сократилась до 167–181 дней, окончание ледохода наблюдается на 8–12 суток раньше, чем до 1980 г. Это даёт возможность начинать навигацию на декаду раньше, чем 30–40 лет назад.

Среднегодовой расход воды Чулыма в с. Тегульдет (верх участка) − 330 м^3/с (годовой объем стока − 10,4 км^3), в с. Зырянском (низ участка) − 710 м^3/с (22,4 км^3). Максимальные расходы отмечаются в мае, на пике половодья, и, в среднем, изменяются от 1500 м^3/с (г.п. Тегульдет) до 3300 м^3/с (г.п. Зырянское). В многоводные годы по реке проходит 1,35–1,43 от средней нормы, в маловодные – около 50%. Минимальные расходы воды периода открытого русла (180–370 м^3/с) наблюдаются за 2–3 недели перед началом ледостава. Зимой водность реки низкая. Среднее значение наименьшего расхода зимнего периода в Тегульдете составляет 51 м^3/с, в Зырянском 176 м^3/с.

В последнее время водный сток реки растёт, как следствие изменением климата. В Тегульдете увеличились на 10% как среднегодовые уровни и расходы воды, так и их наибольшие и наименьшие значения. В с. Зырянском наибольшее (на 35%) увеличение испытал минимальный сток. Средние годовые расходы и уровни воды сейчас на 28–30% выше, чем полвека назад, максимальный расход воды возрос на 17,6%. Влияние увеличения водного стока на условия судоходства двоякое. Повышение водоносности реки в летнее-осеннюю межень продлевает навигацию и длительность необходимых для судоходства дифференцированных глубин. Но при этом активизируются русловые деформации, что усложняет условия судовождения.

Средняя мутность реки (100 мг/л) мала, ещё меньше мутность его притоков Кии (68 мг/л) и Яи (54 мг/л). Наибольшая мутность воды в половодье − 1000 мг/л; у подмываемых берегов она повышается в 1,5–2 раза. Среднегодовой сток взвешенных наносов вниз по участку возрастает с 790 до 1200 тыс. т, а в многоводные годы объем стока наносов выше на 50%. Более 90% стока наносов проходит в половодье; в мае он

составляет 180–290 кг/с. Летом расход наносов на порядок меньше и убывает к осени по мере снижения расходов воды.

Морфология и динамика русла, распределение расходов воды. На Чулыме абсолютно превалируют условия свободного развития русловых деформаций, а преобладающий морфодинамический тип русла − свободные излучины. Между их сериями (коэффициент извилистости русла 2,3, на некоторых участках до 2,8) встречаются короткие прямолинейные отрезки и одиночные разветвления. Местами от основного русла отходят пойменные протоки (Бихтулинская, Красноярская, Старый Чулым и др.) длиной от 4 до 10,5 км, также меандрирующие. Они отвлекают от 0,6 до 5% стока реки в половодье, в межень пересыхают, и лишь Красноярская протока сосредоточивает 23% стока, образуя выше с. Берегаево единственное на участке пойменно-русловое разветвление. Развитие Красноярской протоки, извилистой и длинной, прекратилось в 90-е годы XX века с ликвидацией в ней судового хода. Сейчас её водность быстро снижается из-за образования в истоке отмелей, которые, зарастая, превращаются в низкую пойму. Относительно большую водность в половодье сохраняют пойменные протоки Туралинская (17,6%), Малиновая (14,3%) и Бихтулинская (7,9%).

На исследуемом отрезке выделены два гидролого-морфологических участка: верхний, длиной 285 км, от п. Центрополигон до устья р. Кии, и нижний, длиной 150 км, между устьем р. Кии и г. Асино. На нижнем участке с ростом водности реки, вдвое возрастает ширина русла, в 1,4–2 раза - размеры излучин, а сами они становятся более пологими (табл. 1). Не верхнем участке, несколько выше устья р. Кии, Чулым на протяжении 6 км прижат к правому борту долины, образуя серию вписанных излучин небольших размеров (L=840 м, *r*=350 м). На нижнем участке вписанные излучины единичны (у с. Зырянского и д. Воскресенки).

На долю сегментных излучин (пологих, развитых и крутых) приходится 68% от их общего числа (табл. 1). Они характеризуются продольным смещением, что обусловлено слабой выраженностью циркуляционных течений из-за больших радиусов кривизны. С ростом крутизны излучин (при отношении длины к шагу $l/L > 1{,}9–2{,}0$) циркуляционные течения активизируются, возрастает поперечный перекос водной поверхности, что усиливает размыв берегов в привершинных частях излучин − поперечное смещение начинает преобладать над продольным. Излучины становятся пальцевидными, при дальнейшем искривлении и появлении вторичных изгибов на крыльях – омеговидными (петлеобразными). Спрямление происходит за счет встречного размыва берегов на крыльях, при значениях l/L от 3–4 до 12–14, и крайне редко. С 1964

по 2017 г. из 114 излучин верхнего участка спрямились всего 6, из них 3 (у п. Центрополигон, Тегульдета и Черного Яра) искусственно, поскольку размывы берегов угрожали населённым пунктам. На нижнем участке спрямилась лишь одна петлеобразная излучина; сейчас на её месте вновь развивается пологая сегментная. На данный момент (2017 г.) наиболее крутая излучина имеет степень развитости l/L=16,4, в прошлом существовали излучины со степенью развитости до 27. Спрямляющий рукав быстро (за 5–10 лет) расширяется и углубляется благодаря повышенным уклонам и скоростям течения, бывшая излучина превращается в затон или старичное озеро. Спрямляющие рукава имеют повышенную водность: от 80% (протока Чигашиха) до 98–100% (спрямления у с. Тегульдета и п. Центрополигон, короткий рукав у с. Чёрный Яр).

Более 70% пойменных яров размываются со скоростью менее 2 м/год, вогнутые берега омеговидных излучин − 3–5 м/год. Скорости от 5 до 10 м/год отмечаются лишь на некоторых излучинах, в основном, на нижнем участке, где мощность потока больше. На некоторых излучинах имеет место уменьшение степени развитости, связанное со спрямлением соседних излучин и изменением структуры потока. Цикл развития излучин превышает 120–150 лет; раннее их спрямление маловероятно: руслоформирующий расход (3000 м^3/с на нижнем участке) проходит в пойменных бровках [Киселёв, Земцов, 2011], что препятствует образованию спрямляющей протоки в шпоре. Размыву поверхности мешает гривистый рельеф поймы и залесённость прирусловой части. Транзитный поток через пойму возникает нечасто: на верхнем участке за последние 16 лет это было трижды, на нижнем – не наблюдалось ни разу, даже выход воды на высокую пойму происходил только четыре раза.

Кроме спрямлённых излучин, на Чулыме есть четыре типа одиночных разветвлений. Первый образуют прибрежные острова, расположенные или в вогнутостях берегов на прямолинейных вставках (Верх. Апкашевский, Хохлайский, о-в на Ниж. Зырянском перекате), или у выпуклых берегов развивающихся излучин (Добропровский, о-в ниже устья р. Яи). Протоки между такими островами и берегом узкие и маловодные, а основной рукав сосредоточивает 80–95% стока. Это − отмирающие разветвления.

Другой тип связан с находящимися посередине реки островами в местных расширениях русла на прямолинейных участках (Сосновый, Байгалинский). Основной рукав здесь преобладает по водности (70–75%), но, в зависимости от деформаций русла и перекатов, периодически происходят изменения водности рукавов.

Разветвления третьего типа образуются в расширениях русла в вершинах омеговидных излучин, где нарушается безотрывность обтекания потоком вогнутого берега, и стрежень периодически смещается к выпуклому (о-ва Станковский, Староскоблинский, Тазырачевский). Острова имеют сегментную или полулунную форму. Спрямляющие короткие рукава здесь конкурируют или даже превосходят по водности (40–75% расхода) рукава, проходящие вдоль вогнутого берега: очевидна тенденция к перемещению главного течения в короткий рукав.

Таблица 1

Излучины р. Чулыма на отрезке п. Центрополигон – г. Асино

Тип излучины, *l*/*L*	Верхний участок				Нижний участок			
	кол-во	средние параметры, м			кол-во	средние параметры, м		
		L	*l*	*r*		*L*	*l*	*r*
сегментная пологая, *l*/*L*=1,16-1,4	25	1058	2141	483	7	1985	3120	929
сегментная развитая, *l*/*L*=1,4-1,7	26				3			
сегментная крутая, *l*/*L*=1,7-2,0	22				2			
омеговидная, *l*/L>2,0	33				3			
прорванная (спрямлённая)	2				0			
всего излучин	108				15			
спрямилось с 1964 по 2017 г.	6				1			

Разветвления четвёртого типа возникают при спрямлении сегментной излучины через прирусловую часть шпоры по межгривной ложбине (Городковский, о-в ниже устья р. Муны). Это – редкая ситуация, зависящая от конфигурации направляющего берега в верхнем крыле излучины. Узкие спрямляющие протоки могут отвлекать от 25 до 50% стока, в результате чего снижаютя глубины на перекатах, и усложняется их размыв в межень. Но общая тенденция развития излучин со временем приводит к отмиранию подобных проток.

Скорости течения, руслообразующие наносы. Русло Чулыма выстилается средне- и крупнозернистыми песками с включениями гравия (от 2–6% до 11–17%) и мелкой гальки (от 1% до 9–12%), в редких случаях − мелкими песками. Преобладающий диаметр наносов колеблется от 0,45 до 0,9 мм, местами достигает 1,35–1,98 мм, а на Хохлайском и Верхнем Апкашевском перекатах − 2,5–4,2 мм. Неразмывающие скорости для таких отложений − 0,5–0,6 м/с при глубине потока в 1 м и 0,6–0,8 м/с − при глубине в 2 м. При крупности наносов более 2 мм не-

размывающие скорости возрастают до 0,7–0,8 м/с и 0,8–1 м/с соответственно.

Скорость потока на пике половодья на перекатах 1–1,4 м/с, в сужениях русла, на прижимах к вогнутым берегам излучин, в спрямляющих рукавах, ниже заломов − до 2–2,25 м/с. На спаде половодья, когда глубины на перекатах снижаются с 3–4 до 1,5–2 м, скорости течения уменьшаются до 0,5–0,9 м/с и становятся близкими к неразмывающим, а в ряде случаев − меньше её (рис. 1). Это ограничивает возможности размыва перекатов. Снижение уровней и глубин обычно происходит за 3–4 недели, со второй декады июня по 1-2 декады июля, в маловодные годы - с середины мая по середину июня. При дальнейшем снижении уровней в июле-августе до меженных скорости течения меняются мало (от 0,35–0,50 до 0,8–0,9 м/с при разной ширине русла), но остаются близкими к неразмывающим. В результате в середине июля – начале августа на многих перекатах размыв гребней прекращается, глубины снижаются ниже гарантированных, что ограничивает навигацию 70-90 днями. Это особенно заметно в маловодные годы с небольшой (8–10 недель) продолжительностью половодья и подъёмом уровней не более, чем на 4,5–5 м.

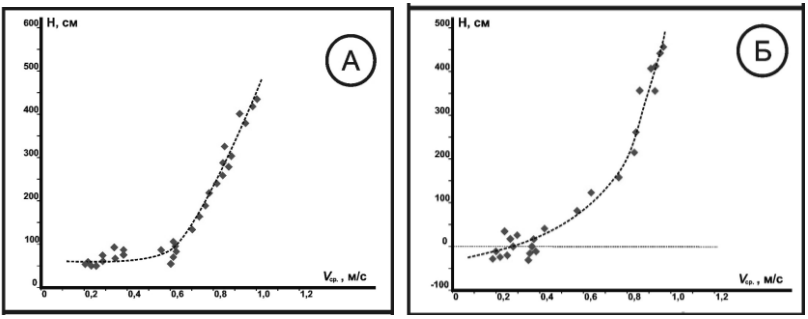

Рис. 1. Связь уровней и скоростей течения:
1 – на г. п. Тегульдет; 2 – на г. п. Зырянское

Перекаты и их режим. На исследованном участке р. Чулыма насчитывается 163 переката, располагающихся через каждые 1–3 км. 72 из них связаны со смежными сегментными излучинами со степенью развитости 1,2–1,8 и располагаются на перевале потока от верхнего вогнутого берега к нижнему. 29 перекатов развиваются на вторичных изгибах омеговидных излучин. Морфологически эти разновидности перекатов близки: одиночные гряды шириной 150–300 м, с пологим верховым склоном, крутым подвальем и амплитудой отметок 1,5–3 м. Вдоль вы-

пуклых берегов излучин протягиваются обсыхающие в межень песчаные побочни, в тыловых частях зарастающие ивняком. Стрежень потока пересекает русло с отклонением от его оси в 5–20°. Но вторичные изгибы − более пологие образования, чем сегментные излучины (их степень развитости редко превышает 1,20), и перекаты выражены хуже: амплитуда отметок между гребнем и подвальем меньше на 0,5–1,5 м, ширина самого переката больше, и перевал стрежня потока длиннее. Нижний побочень переката в вершине омеговидной излучины − массивный и длинный (иногда до 2 км), верхний, у выпуклого берега вторичного изгиба, часто редуцирован. Струенаправляющее воздействие вогнутого яра на пологих вторичных изгибах меньше, чем на сегментных излучинах, что ухудшает концентрацию потока на корыте переката и снижает возможность его размыва на спаде половодья. Глубины в межень на них меньше, чем на перекатах между сегментными излучинами.

18 перекатов приурочены к длинным прямолинейным крыльям пальцевидных излучин, 24 − к прямолинейным вставкам между излучинами. Направляющее влияние вогнутых яров высокой поймы или надпойменных террас здесь ослаблено или не проявляется; поток рассредоточен, из-за чего размыв перекатов в межень затруднён. Для таких перекатов характерны стационарные и подвижные побочни, расположенные вдоль берегов в шахматном порядке, периодические блуждания стрежня от берега к берегу. Извилистость стрежня часто проявляется в форме русла: при размыве берегов возникают выбоины и локальные расширения русла, в которых образуются осерёдки. Эти перекаты в межень сильно мелеют и являются самыми сложными для судоходства.

19 перекатов расположено в характерных местах русла: 10 приурочены к одиночным или пойменно-русловым разветвлениям, 5 находятся в локальных расширениях русла, 4 располагаются ниже активно развивающихся спрямляющих проток. Некоторые из них (расположенные в расширениях русла и у оголовков островов) являются лимитирующими, другие − не представляют существенных затруднений.

Морфология перекатов и их режим зависят от горизонтальных деформаций русла. Продольное смещение излучин не приводит к принципиальному изменению перекатов. Поперечное смещение смежных излучин, их трансформация из сегментных в петлеобразные удлиняет перевал потока. Появляются прямолинейные вставки, что усложняет морфологию расположенного между излучинами переката, ухудшает условия его размыва. На Верх. Аргабачевском перекате с 1973 по 2016 г. за счёт этого процесса длина перевала потока возросла с 450 до 1060 м, возникла длинная прямолинейная вставка с неустойчивым положением стрежня, локальными сужениями и расширениями русла. Пе-

рекат, ранее перевального типа, теперь стал лимитирующим, с минимальными меженными глубинами 0,6–1,4 м и подвижным осерёдком в центральной части русла. Появление на прямолинейных крыльях и вставках между излучинами изгибов, ведущих вогнутых берегов, наоборот, стабилизирует перекат, концентрирует поток на его корыте, улучшает его размыв в межень и способствует увеличению глубин. За 30–40 лет из-за деформаций русла большинство перекатов изменило своё местоположение и морфологические особенности; но лимитирующие судоходство перекаты на прямолинейных вставках между излучинами, будучи относительно стабильными, сохранились без изменений.

Сезонный режим перекатов характеризуется повышением отметок гребней в половодье и размывом в межень; амплитуда таких деформаций около 2 м. Но на спаде половодья и в межень, когда скорости течения невелики, размываются не все перекаты. Большое значение имеет направляющее воздействие ведущих вогнутых берегов на излучинах, которые сосредоточивают поток на корыте переката, усиливая размыв его гребня. Выше устья р. Кии на развитых сегментных излучинах с длиной плеча вогнутого берега около 400 м оно прослеживается на расстояние 450–550 м. На нижнем участке длина плеча и его направляющего влияния возрастает до 800–900 м. Если длина перевала потока от одного вогнутого берега до другого укладывается в эти значения, то перекат размывается при меженных уровнях, и не лимитирует судоходство. Если длина перевала потока больше (что обычно для длинных крыльев пальцевидных излучин), направляющее воздействие вогнутых берегов слабое, и размыв переката затруднён. Маловодный меженный поток не обеспечивает вынос всех накопившихся на перекате наносов; возникают мелководные гряды и перемычки, разделяющие прямолинейный участок русла на отдельные плёсовые лощины. Размыв этих перекатов начинается только в конце сентября-октябре; часто этому способствуют дождевые паводки, увеличивающие расходы воды.

Подобное явление имело место в 60–80-е годы XX века при интенсивном судоходстве по Чулыму. В июле-августе маловодного 1974 г. при меженных скоростях потока 0,4–0,7 м/с снижение глубин до 0,7–1 м отмечалось на 15 перекатах, в 1978 г. − на 10 перекатах, в 1979 г. − на 13. На перекатах, приуроченных к прямолинейным отрезкам русла (Берёзовском, Хохлайских, Верх. Апкашевском, Чарочкином, Тарбеевском и др.) при уровнях высокой межени (150–300 см по г.п. Тегульдет) отмечалась аккумуляция наносов. В частности, на Берёзовском перекате в 1974 г. при снижении уровней по г. п. Тегульдет с 175 до 86 см отметки гребня выросли на 0,5–1 м. В отдельные годы даже повторное землечерпание не приводило к существенному увеличению глубин, а разра-

ботанные в конце июля прорези заносились к концу сентября, т.е. за 2 месяца. Обмеление перекатов в то время сдерживалось интенсивным землечерпанием (объём прорезей превышал 1 млн. м3 в год) и отсыпкой полузапруд и шпор, сужавших русло и блокировавших нерабочие ёмкости.

Сейчас, при отсутствии землечерпания, лимитирующими, на которых возможно снижение глубины ниже гарантированной 120 см, являются 42 переката. Из них на 16, приуроченных к прямолинейным отрезкам русла, «срывы» гарантированных глубин отмечаются постоянно, на других − возможны обычно в маловодные годы. В годы с интенсивным землечерпанием число лимитирующих перекатов было меньшим (от 10–13 до 29), навигация продолжалась до середины октября, что показывает эффективность дноуглубительных работ.

Смежные («сдвоенные») перекаты, приуроченные к верхним и нижним крыльям пальцевидных излучин, лимитируют судоходство не каждый год. Аккумуляция наносов на верхнем перекате создаёт их дефицит на нижнем, вследствие чего на нём сохраняются в межень достаточные глубины. Таковы Ергозинский перекат с минимальными глубинами менее 1 м и Ерокольский перевал – 1,6–2,4 м, лимитирующий Верх. Апкашевский перекат и относительно глубокий Ниж. Апкашевский и др. По мере размыва переката на верхнем крыле излучины наносы перемещаются на нижний перекат, который становится лимитирующим.

Перекаты на перегибах русла между смежными сегментными излучинами не являются лимитирующими. В низкую межень побочни перекатов могут сужать судовой ход до 30–40 м, но подобные случаи редки. Между небольшими излучинами (с шагом не более 700 м), при длине перевала потока менее 500 м, меженные глубины на перекатах колеблются от 2,5 до 4–5 м. На исследуемом участке имеется 35 подобных перекатов. Перекаты между большими сегментными излучинами (их 21) сохраняют значительные глубины лишь ниже устья р. Кии. На верхнем участке, где водность потока вдвое меньше, меженные глубины на корыте перекатов лишь немного превышают гарантированные − 1,4–2,2 м. На вогнутом берегу нижней излучины при подходе к нему стрежня потока часто возникает локальное расширение, рассредоточивающее поток и ухудшающее условия размыва переката. Корыто переката, особенно на крутых излучинах, располагается здесь под углом 30–50° к оси русла, что затрудняет проводку плотов. При сочетании сегментных излучин разных размеров на перегибах русла возникают как глубокие перевалы, так и относительно мелководные перекаты. Последние форми-

руются, если верхняя излучина круче нижней и больше по линейным размерам.

При большой (500–650 м) длине перевала потока условия размыва переката в межень ухудшаются, что снижает глубину до гарантированной. Таких перекатов шесть (Кыностоярский, Тутальский, Ниж. Ерокольский, Ниж. Апкашевский, Ниж. Станковский и Карчевный). Пока размыв гребней на них обеспечивает необходимые дифференцированные глубины, но поперечное смещение смежных излучин в ближайшие 5-10 лет приведёт к образованию прямолинейных вставок, что измененит морфологию перекатов и станет причиной их обмеления.

Перекаты на вторичных изгибах омеговидных излучин *тоже* не представляют затруднений. Вогнутый яр вторичного изгиба русла сосредоточивает поток возле себя; длина перевала потока к вогнутому берегу невелика − 350–550 м. Вследствие этого перекаты размываются в межень, сохраняя глубины не менее 1,5–2,2 м.

Заметное снижение глубин (иногда ниже гарантированных) случается в маловодные годы на перекате, приуроченном к вторичному изгибу на крыле очень большой излучины (например, излучина Ергозинского переката имеет шаг 1000 м, радиус 800 м, стрелу прогиба 1700 м, l/L=3,8). Длина перевала потока здесь достигает 800–900 м и направляющее воздействие вогнутого яра на поток в его нижней части практически отсутствует. Другой вариант − вторичный изгиб выражен слабо или только формируется. Таких перекатов два − Сидоркин и Павловский.

Перекаты на прямолинейных участках русла. Прямолинейные отрезки возникают, например, при сопряжении двух пальцевидных излучин. Длина их 1,5–3 км. Гидравлически столь длинные прямолинейные отрезки невыгодны: при среднегодовом расходе выше устья р. Кии 330 м^3/с средний шаг излучин составляет около 900 м. При длине прямолинейного отрезка более 1,8 км стрежень потока делает два изгиба примерно с тем же шагом, перемещаясь в его верхней части от правого берега к левому, в нижней − слева направо. Перекаты формируются на перевалах стрежня потока от берега к берегу, их побочни располагаются в шахматном порядке вдоль берегов. Подобные формы устойчивы: излучины имеют преимущественно поперечное смешение за счёт размыва вогнутых берегов; сама же вставка относительно стабильна в плане и лишь удлиняется со временем. Такая вставка с перекатами Чуняшинский − Ср. Заболотный − Заболотный длиной 3,2 км почти не изменила свою морфологию и плановое положение с середины 70-х гг. XX века, вставка с перекатом Ажурским – с 1968 г. При длине прямо-

линейного участка менее 1,8 км стрежень потока делает только один перевал, направляясь от верхнего вогнутого берега к нижнему.

Постоянно лимитирующих перекатов на участке 16: Ниж., Верх. и Ср. Хохлайские, Тарбеевский − Вознесенский, Верх. Апкашевский, Ср. Чуняшинский − Заболотный, Верх. Аргабачевский. Почти постоянно (за исключением лет с высокой меженью) снижение глубин ниже гарантированных происходит на Черёмушном, Уюксинском, Перевозном, Осерёдочном, Ергозинском, Верх. и Ср. Тегульдетском, Верх. Ореховом, 1-м Малиновском, Чарочкином перекатах. В 70–80-е годы XX века на каждом из них разрабатывались прорези суммарным объёмом 120–160 тыс. м^3 грунта за навигацию, часто делалась повторная разработка прорезей. Наиболее мелководны перекаты в нижних частях прямолинейных вставок, где русло часто образует раструбообразное расширение, поток рассредоточивается и отмечается блуждание его стрежня. Глубины в межень здесь снижаются до 60–80 см − почти вдвое меньше гарантированных.

В 60–80-е годы XX века при интенсивном судоходстве и больших объёмах дноуглубительных работ на Чулыме подробно фиксировался сезонный режим этих перекатов. В технических отчётах Обского бассейнового управления пути ежедневно отмечались сведения о минимальных рабочих глубинах. Это дало возможность выявить связь глубин русла на перекате с уровенным режимом реки при отсутствии в настоящий период регулярных наблюдений и русловых съёмок. Было проанализировано 13 наиболее сложных перекатов (рис. 2).

Выяснилось (табл. 2), что рабочие глубины на основных лимитирующих перекатах снижаются ниже гарантированных 120 см в интервале уровней 140–160 см по г.п. Тегульдет и 85-90 см по г.п. Зырянское. Обмеление наступает в среднее по водности половодье в третьей декаде июля, в маловодный год, при резком спаде уровней, уже 10–12 июля. При медленном спаде уровней, когда до конца третьей декады июля сохраняются расходы воды 300–400 м^3/с и уровни по г.п. Тегульдет 180–210 см, гарантированная глубина 120 см на перекатах сохраняется до третьей декады августа (иногда до 8–10 сентября), а Ср. Заболотный, Верх. Апкашевский и Верх. Хохлайский перекаты могут вовсе не лимитировать судоходство.

Перекаты на крыльях пальцевидных излучин отличаются от перекатов на прямолинейных вставках лишь меньшей (700–1200 м) длиной прямого отрезка. Но она всё равно превышает максимальную длину перевала потока (500 м), необходимую для размыва переката в межень. Поэтому на большинстве таких перекатов (Уюксинский, Берегаевский, Ниж. Кучуковский, Минеевский и др.) в маловодные годы, глубины

опускаются ниже 120 см. Но обмеление этих перекатов наступает поздно (в середине-конце августа, при уровнях 100–120 см по г.п. Тегульдет). Некоторые из них (если на крыле излучины начинается образование изгиба) могут сохранять гарантированные для судоходства глубины до конца осенней межени. Куяновские перекаты, в прошлом одни из самых затруднительных, после 2000 г. вышли из разряда лимитирующих. На ранее прямолинейном участке русла здесь формируется излучина, а расширение русла в нижней части вставки заполнилось заросшими отмелями – по существу, уже молодой поймой.

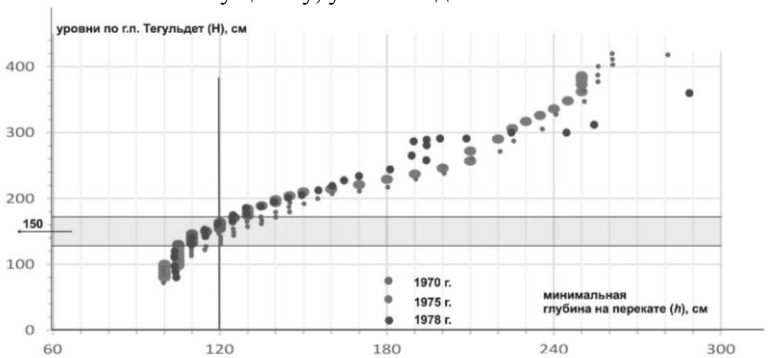

Рис. 2. Связь минимальных глубин (h) на перекате Чарочкин и уровней (H) на г.п. Тегульдет (по данным технических отчётов Обского бассейнового управления пути за 1970 (1), 1975 (2) и 1978 (3) гг.

Перекаты в разветвлениях формируются у оголовков островов, где русло расширяется и происходит отток воды в боковой рукав. Перекаты в отмирающих разветвлениях и у прибрежных островов, где водность второстепенного рукава менее 20%, глубокие. Если водность второстепенного рукава более 20%, перекат хорошо выражен в рельефе русла. Гребни этих перекатов протягиваются от ухвостья побочня, расположенного у выпуклого берега излучины, к обширной отмели у оголовка острова, прослеживается также подковообразная коса в устье спрямляющей протоки.

Глубины на большинстве перекатов (1,3–1,8 м) достаточны для обеспечения судоходства. Особое положение занимают четыре переката (Ср. Староскоблинский, Станковский, Тазырачевский и Ниж. Городковский), где в спрямляющие протоки уходит 30–70% расхода воды, а в истоках судоходного рукава возникают блокирующие отмели. Если на Станковском и Ср. Староскоблинском перекатах необходим перенос судового хода в развивающиеся рукава, то на Тазырачевском и Ниж. Городковском это проблематично из-за узости конкурирующих проток.

Таблица 2

Связь гарантированной глубины 120 см с уровнями на гидрологических постах

Перекат	Уровень глубине на г.п. при глубине на перекате 120 см		Сроки фиксированных уровней	
	Тегульдет	Зырянское	Средний по водности год	Маловодный год
Ниж. Хохлайский	160	90	1–5 августа	12–15 июля
Верх. Хохлайский	155	90	25 июля–1 августа	15–16 июля
Тарбеевский	160	100	1–11 августа	20–25 июля
Верх. Апкашевский	170	-	21–25 июля	10–12 июля
Чарочкин	150	80	25 июля–8августа	10-15 июля
Чуняшинский – Заболотный	160	90	23–27 июля	7–10 июля
Верх. Аргабачевский	155	90	25 июля–1 августа	15–20 июля
Черёмушный	140	95	31 июля–5 августа	13–16 июля
Осерёдочный	160	85	1–5 августа	12–18 июля
Перевозный	160	85	1–5 августа	12–18 июля
1-й Малиновский	150	85	31 июля–5 августа	14–20 июля
Ажурский	130	90	не лимитирует	29 июля–5 августа
Верх. Курганский	150	85	не лимитирует	1–10 августа

Заключение. Рекомендации по срокам навигации и улучшению условий судоходства. Рабочие глубины на лимитирующих перекатах Чулыма на спаде половодья и в межень снижаются до 60–90 см. В этих условиях обеспечить навигацию можно только при восстановлении дноуглубительных работ, объём которых в 60–80-е годы XX в. достигал 1 млн. м^3 за сезон. Дноуглубление позволяло осуществлять навигацию в течение 135–145 суток, до конца октября, почти до начала ледовых явлений. Дноуглубительные работы начинались в середине июня, при уровнях 250–280 см по г.п. Тегульдет, с верхних по течению перекатов, где водность реки меньше, быстрее идёт спад уровней и раньше наблюдается обмеление перекатов. При отсутствии дноуглубления речь может идти только об оптимизации сроков навигации.

Навигацию необходимо начинать как можно раньше, с прекращением ледохода. Сейчас русло очищается ото льда быстрее, чем в XX в., в наиболее благоприятные годы – уже 15–17 апреля. Это позволяет начинать навигацию на 10–15 дней раньше, по сравнению со сроками её начала в 80–90-е годы XX века. Окончание навигации опреде-

ляется снижением рабочих глубин на перекатах ниже гарантированных (в настоящее время – 120 см). Обмеление лимитирующих судоходство перекатов происходит, в зависимости от водности половодья, в период 15–18 июля − 10 августа при уровнях 160–170 см над нулём поста (г.п. Тегульдет) и 80-90 см над нулём поста (г.п. Зырянское). При этих уровнях на перекатах сохраняются рабочие глубины более 120 см и не требуется дноуглубления. Гарантирующие навигацию уровни в средний по водности год держатся 90–100 суток, в маловодный год – 55–60 суток, в многоводный − до 130 суток.

«Срыв» глубин в маловодный год может наблюдаться на 42 перекатах, но постоянно лимитирующими являются 16 перекатов на прямолинейных отрезках русла − на длинных крыльях пальцевидных излучин или на прямолинейных вставках между смежными излучинами. Причина обмеления перекатов при снижении уровней − уменьшение скоростей потока до неразмывающих при отсутствии на прямолинейных отрезках русла и в его локальных расширениях направляющего воздействия вогнутых берегов.

Увеличение меженного стока, особенно заметное ниже устья р. Кии уменьшит количество маловодных лет и усилит размыв периодически лимитирующих перекатов. В последнее время перекаты, расположенные на прямолинейных вставках ниже устья р. Кии: (Акулиновский, Ниж. Зырянский) не лимитируют судоходство, улучшилась ситуация на Куяновских и Ажурском перекатах. Выше устья р. Кии увеличение меженных уровней и расходов не столь заметно, но оно усиливает размыв сложных перекатов, часть которых будет лимитировать судоходство только в маловодные годы.

Литература

Киселев Д.В., Земцов В.А. Определение характерных расходов воды, наиболее интенсивно влияющих на процесс формирования речного русла (на примере рек Томской области) // Вестн. Томск. ун-та, 2011. № 351. С. 169–174.

Д.А. Вершиинин[1], В.А. Земцов[1],
Н.Г. Инишев[1], А.С. Тарасов[1], А.Е. Домрачев[2]
[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет,
[2] АО «Томскгеомониторинг»

ПРОБЛЕМЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЭТОЙ ОБЛАСТИ

Около восьмидесяти процентов площади Западной Сибири расположено в пределах Западно-Сибирской равнины – одной из крупнейших аккумулятивных низменных равнин земного шара. Она простирается на площади почти 3 млн. км^2 с севера на юг от берегов Карского моря до степей Казахстана, от Урала на западе до Енисея на востоке. В рельефе равнины выделяются крупные орографические единицы (возвышенности, наклонные равнины и низменности), образующие разные орографические уровни. Высокий уровень с абсолютными отметками поверхности более 150 м образует сплошную полосу на западе и юге равнины и прерывистую на востоке. Он соответствует внешнему структурно-тектоническому поясу Западно-Сибирской плиты, где мезозойско-кайнозойский осадочный чехол сравнительно небольшой мощности покоится на приподнятом кристаллическом фундаменте. Средний уровень (100–150 м) представлен возвышенностями и равнинами, низкий (менее 100 м) – преимущественно низменностями, приуроченными к внутренней структурно-тектонической области плиты, где глубоко залегающий фундамент погребен под мощной толщей (2-5 км) мезозойско-кайнозойских осадков [Земцов, 2004].

Важнейшая водная артерия Западной Сибири – река Обь со своим крупным левым притоком Иртышом. Шесть рек бассейна Оби (Иртыш, Чулым, Ишим, Тобол, Кеть и Конда) имеют длину более 1000 км; протяженность даже некоторых притоков второго порядка иногда превышает 500 км. Основные источники питания большинства рек – талые снеговые воды и летне-осенние дожди. В соответствии с характером источников питания сток по сезонам неравномерен: примерно 70–80% его годовой суммы приходится на весну и лето. Особенно много воды стекает в период весеннего половодья.

Высокая водность рек Западно-Сибирской равнины в половодье при относительно слабой сопротивляемости грунтов, слагающих берега рек, обуславливает значительные переформирования берегов и большое количество подвижных руслообразующих наносов.

Интенсивные деформации берегов рек вблизи населенных пунктов – неблагоприятный процесс, поскольку разрушение берегов вызывает чрезвычайные ситуации, сопровождающиеся ухудшением условий жизнедеятельности населения, а также значительным материальным ущербом. Проблема безопасного хозяйствования в зоне развития речной боковой эрозии требует решения во многих странах мира, актуальна она и в России [Земцов и др. 2007].

Согласно исследованиям МГУ повышенную опасность представляют русловые процессы рек на юге Западной Сибири – в Новосибирской, Томской областях и в Алтайском крае. Максимальной опасностью характеризуются река Обь, нижний Чулым, Кеть, Васюган [Чалов и др. 2017].

Известно, реки Западной Сибири подвержены негативному влиянию русловых деформаций. Размывы берегов рек Оби, Иртыша, Томи, Чулыма, Васюгана, Парабели, Кети и Тыма достигают 25 м/год, что ежегодно приводит к разрушению жилых домов и коммуникаций. Поэтому в целях предупреждения чрезвычайных ситуаций высокую степень практической востребованности на данной территории приобрели исследования и прогнозирование размыва речных берегов (мониторинг береговых деформаций) [Крутовский, 2002]. В результате возросшей деятельности человека в пределах пойменно-русловых комплексов, на рассматриваемых участках рек Западной Сибири, изучение пространственных закономерностей развития горизонтальных русловых деформаций сегодня является экономически обоснованным и необходимым в связи с возможными социально-экологическими последствиями.

Исследования авторов в основном сосредоточены на исследованиях опасных проявлений русловых процессов рек Томской области. Научное изучение деформаций рек Томской области началось в конце 1950-х гг. В разные годы освещением этой проблемы занимались томские ученые А. А. Земцов, Д. А. Бураков, Ю. И. Каменсков, В. А. Льготин, Н. С. Евсеева и др. В их работах приводятся сведения о величинах размыва берегов и разрушениях населенных пунктов, рекогносцировочные прогнозы берегопереработки, анализируются факторы руслового процесса. Способами повышения эффективности геоэкологического мониторинга при исследовании деформаций берегов занимался Крутовский А. О. (2001). С начала 1960-х годов Средняя Обь является объектом исследований Лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ им. Н.И Маккавеева и Государственного гидрологического института.

Регулярные стационарные наблюдения за размывом берегов рек области (мониторинг береговых деформаций) начаты сотрудниками Томской геологоразведочной экспедиции (ТГРЭ) в 1977 г., с 1995 г. на-

блюдения продолжаются ОАО «Территориальный Центр Томскгеомониторинг» (ТЦ ТГМ).

Для исследования горизонтальных русловых деформаций авторами работы выбраны характерные участки русел рек Оби (от г. Колпашево до г. Мегиона), Чулыма (от д. Копьево до устья) и Кети (от пос. Максимкин Яр до устья). Всего проанализированы деформации на 69 излучинах: 55 излучин р. Чулыма, и по 7 излучин – р. Оби и р. Кети.

Анализ динамики горизонтальных деформаций выполнялся авторами посредством изучения и совмещения разновременных космоснимков средствами программного продукта ArcGIS. Активность горизонтальных деформаций русла характеризуется скоростью его плановых смещений. В качестве показателей активности используются его средняя скорость размыва $C_{ср}$ и максимальное многолетнее значение (или максимальная скорость плановых деформаций) $C_{макс}$.

Анализ деформаций берегов р. Оби говорит о том, что темпы размыва берегов увеличивается, в основном, сверху вниз по течению, средние скорости размыва достигают 2,7 м/год, максимальные – 8,2 м/год. Это обстоятельство связано вероятнее всего с увеличением водности реки.

Анализ деформаций реки Чулым показывает, что наибольшими темпами горизонтальных деформаций обладает участок в верхнем течении (средние скорости размыва – до 11,8 м/год, максимальные – до 32,6 м/год), а также самая нижняя по течению излучина: средняя скорость размыва – 8,8 м/год, максимальные – до 35,9 м/год. Некоторые излучины подмывают населенные пункты Томской области – Чердаты, Вознесенка, Первомайское, Комсомольск, Минаевка. Наиболее интенсивные темпы размыва берега наблюдаются в с. Первомайской и с. Минаевке – 11–12 м/год.

На реке Кеть максимальные деформации берега наблюдаются в районе с. Белого Яра – 8,2 м/год, при этом средний размыв по излучинам редко превышает 2 м/год.

Важным моментом при исследовании горизонтальных деформаций рек является прогноз смещения берегов. В настоящее время такой прогноз чаще всего дается на основе совмещения разновременных топографических карт и планов, аэрофотоснимков и космических снимков. Однако он не всегда учитывает изменения водности реки – в многоводный год величина размыва берега, вероятнее всего, будет больше, чем в маловодный. Второй важный момент – многолетние изменения водности рек Западной Сибири в половодье, о чем давно отмечается в исследованиях многих ученых; они могут неоднозначно повлиять на оправдываемость прогноза размыва берегов традиционным способом. К при-

меру, сопоставление разновременных положений линии берега в многоводный период дадут завышенные прогнозные характеристики размыва берега при общем снижении водности и наоборот. Авторами предлагается исследование наличие связи показателя водности реки в половодье со значениями средних скоростей размыва. Материалом для такого исследования послужили данные о горизонтальных деформациях берегов свободных излучин р. Чулыма.

В ходе исследования определялись показатели активности горизонтальных деформаций для каждой выбранной излучины – средние скорости размыва; рассчитывались некоторые морфометрические характеристики – длина и шаг излучины. В качестве показателя водности реки также рассчитывался расход, превышенный в течение 30 суток – Q_{30}, осредненный за период между разновременными снимками русла по всем гидрологическим постам на исследуемом участке в зависимости от расположения излучин по длине.

Как выяснилось, связь между расходами воды и смещением в плане бровки вогнутого берега неоднозначна и требовала учета дополнительных факторов. В связи с этим в исследование вводился показатель развитости излучины – S/λ (отношение длины излучины к ее шагу), который хорошо описывает связь между скоростью деформаций русла в плане и данным морфометрическим показателем. Известно, что наибольшие значения средних скоростей размыва на излучине достигаются при степени развитости равной 1.6, что также было принято во внимание.

При прочих равных условиях увеличение длины излучины и S/λ больше значения 1,6 приводило к снижению скоростей размыва берега. Поэтому данный параметр также вводится в уравнение, которое приобретает следующий вид:

$$C_{ср} = (Q_{30} / (|1{,}6 - S/\lambda| + 1)) / S \,, \qquad (1)$$

где $C_{ср}$ – средняя скорость размыва излучины, м; Q_{30} – среднемноголетний (осредненный) 30-дневный расход воды, м^3/с; S/λ – степень развитости излучины; S – длина излучины, м.

Зависимость скорости размыва берега от функции расхода воды длины излучины и степени ее развитости группировалась на две части (рис. 1).

По полученным на рис. 1 зависимостям рассчитываются коэффициенты уравнения регрессии для уточнения связи средних скоростей размыва излучин как функции расхода воды, длины излучины и степени ее развитости. На рис. 2 представлена связь рассчитанных по формуле 1 с учетом коэффициентов уравнения регрессии значений скоростей гори-

зонтальных деформаций берегов (C_p) и измеренных скоростей горизонтальных деформаций берегов ($C_{изм}$) для тех же излучин.

Полученный коэффициент детерминации свидетельствует о достаточно значимой зависимости. Тем не менее, считаем необходимым отметить, что результаты данного исследования требуют более детального и углубленного подхода, т.к. они важны в современной практике прогнозирования русловых переформирований. Полученные результаты требуют проверки на независимом материале, прежде чем их можно будет использовать для прогнозирования береговых деформаций. Однако нужно отметить тот факт, что предыдущие исследования авторов в этой области на р. Чулыме располагали в результате расчетов коэффициентом детерминации ниже, чем в данном исследовании. Вероятно, это связано с количеством взятых для изучения излучин, что должно быть принято во внимание при дальнейших исследованиях.

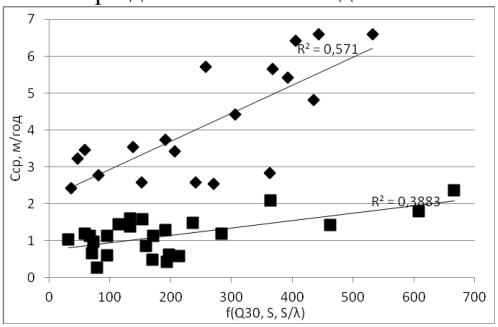

Рис. 1. Зависимость скорости размыва берега от функции расхода воды длины излучины и степени ее развитости

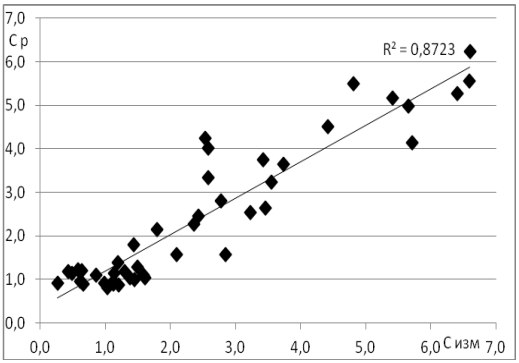

Рис. 2. Связь рассчитанных и измеренных скоростей горизонтальных деформаций берегов

Другим важным аспектом исследования русловых процессов Западной Сибири является оценка стока донных наносов. Донные наносы являются продуктом эрозионной деятельности рек и сами участвуют в строении их русел. Наблюдений за донными наносами в России и, в частности, в Западной Сибири проводится очень мало – во всем Западно-Сибирском управлении гидрометеорологической службы они велись лишь в 1940–1950-е годы. Тем не менее, задача оценки стока донных наносов, характера их перемещений в руслах крупных рек с развитым судоходством, при проектировании гидротехнических сооружений и проведении водохо-зяйственных мероприятий является по-прежнему актуальной. В связи с этим интенсивно разрабатываются различные расчетные методики. Соглас-но исследованиям различных авторов [Барышников, 2007; Копалиани, Костюченко, 2004] в настоящее время существует свыше трехсот формул для расчетов расходов донных наносов. Проведено достаточно много оценок применимости наиболее распространенных формул [Копалиани, Костюченко, 2004; Барышников и др., 2009; Самохвалова, 2015].

Авторами проведено исследование применимости некоторых формул расчетов расходов донных наносов, рекомендуемых нормативными документами, а также входящими в перечень рекомендованных по результатам исследований их применимости. Для сбора эмпирических материалов в 2016–2017 гг. проведены несколько серий полевых измерений проб донных (влекомых) наносов батометром, созданным авторским кол-лективом кафедры гидрологии ТГУ – описание его конструкции и методики полевых работ приведена в работах [Вершинин, 2017; Вершинин и др., 2017]. В качестве объекта исследований выбрана крупнейшая река Западно-Сибирской равнины – Обь в среднем течении.

Отбор проб донных (влекомых) наносов во время прохождения осеннего паводка 2017 г. вблизи пос. Красный Яр проводился, в том числе, по поперечному профилю для расчета полного расхода воды. Полный расход донных наносов составил 11,7 кг/с.

По материалам наблюдений за скоростями течения, глубиной и гранулометрическим составом донных наносов в точках отбора проб по авторской программе были рассчитаны расходы донных наносов по формулам В.Н. Гончарова, Г.И. Шамова, И.И. Леви и К.В. Гришанина. Расчеты по формулам первых трех авторов, во-первых, дают, завышенные результаты по сравнению с наблюденными данными; во-вторых, связи рассчитанных и наблюденных расходов донных наносов оказались не значимыми. Наиболее близкие результаты дала формула К.В. Гришанина (рис. 3), расход донных наносов по поперечному профилю по его формуле составил 12,9 кг/с.

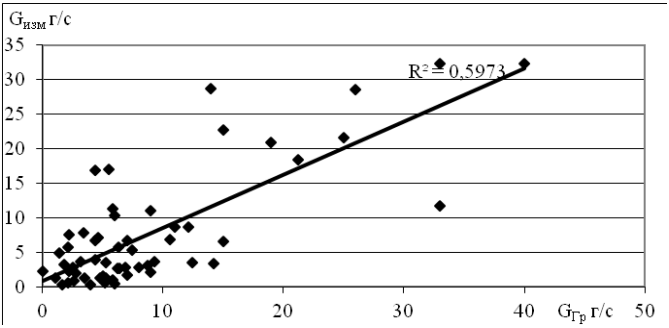

Рис. 3. Связь измеренных расходов донных наносов (Gизм) на вертикалях с рассчитанными по формуле К.В. Гришанина (GГр)

Расчет расхода наносов на вертикалях проводился как по осредненным за промежуток времени нахождения батометра на дне скоростям течения, так и по осредненным за 5-секундные интервалы времени скоростям течения. Второй способ дает расходы наносов в среднем на 10–12 % больше, чем первый, т.к. учитывает максимальные скорости за 5-секундные интервалы в среднем по всем вертикалям и на 20 % превышают средние скорости за весь промежуток времени.

Двумерное гидродинамическое моделирование потока в программе RMA2 в моделирующей системе SMS позволяет получить поля средних скоростей на вертикалях, глубин в узлах расчетной сетки. Ранее при оценке воздействия на окружающую среду руслового карьера песка на р. Оби в районе пос. Красного Яра в системе SMS была создана модель участка русла длиной 6 км, включающая 2 переката и 2 плеса. Число узлов расчетной сетки составило 5568, шаг сетки по длине в среднем 50 м, по ширине, в среднем 25 м. По результатам компьютерного моделирования по авторской программе реализованы расчеты непередвигающих (срывающих) скоростей и расходов донных наносов на вертикалях по формулам авторов, указанных выше. Также как и рассчитанные по измеренным в 2017 г. скоростям течения и глубинам на вертикалях наилучшие результаты по отношению к измеренным расходам донных наносов на данном участке дала формула К.В. Гришанина – в створе измерений полный расход донных наносов составил 11,5 кг/с, измеренный расход донных наносов 11,7 кг/с.

Проблема оценки стока руслообразующих наносов р. Томи у г. Томска не получила окончательного решения уже в течение почти 40 лет. Как известно, в течение длительного времени участок русла реки Томи в черте г. Томска подвергался интенсивной техногенной нагрузке

в виде выемки руслового аллювия для нужд строительства. Кроме русловой добычи песчано-гравийных материалов в прошлом и настоящем, техногенные воздействия также связаны с русловыправительными работами для поддержания судового хода, строительством и эксплуатацией берегозащитных сооружений и работами по поддержанию нормальной работы речного водозабора в районе Лагерного сада.

Всего в черте г. Томска из русла извлечено по разным оценкам от 60 до 100 млн. м^3 руслового аллювия. С начала 2000 гг. с увеличением частоты возникновения ледовых заторов возникло мнение о восстановлении русла р. Томи за счет накопления донных наносов. По оценкам различных ученых среднемноголетний сток донных наносов в черте г. Томска варьирует от 20–25 до 290 тыс. м^3; таким образом, минимальное время восстановления русла составляет около 200 лет. Оценка стока донных наносов, в основном, основывалась на расчете транспортирующей способности потока по различным формулам, при этом к настоящему времени на найдено универсальной методики расчета расходов донных наносов для рек с гравийным руслом. В данной ситуации (при отсутствии дноуглубительных работ в течение нескольких последних лет) наиболее надежным способом расчета годового стока донных наносов и темпов восстановления русла р. Томи в черте г. Томска является расчет деформаций русла по разновременным промерам глубин.

В рамках полевых наблюдений р. Томи в черте г. Томска проведены промеры участка с необратимой аккумуляцией донных наносов – от стадиона ТГУ до створа гидрологического поста Томск-пристань. Анализ деформаций дна по поперечным профилям показывает накопление наносов на всем протяжении: в течение 2014–2017 гг. общий объем накопившихся наносов составил около 416 тыс. м^3. Таким образом, среднегодовой сток донных наносов приблизительно можно оценить в 100–110 тыс. м^3 в год. Анализ деформаций показывает, что наибольшие объемы деформаций приходятся на верхнюю и нижнюю части участка. Судя по всему, в верхней части участка, характеризующейся резким изменением уклона водной поверхности и продольного профиля дна откладываются наиболее крупные фракции – гравий и галька, тогда как песок и мелкий гравий проходят здесь транзитом и откладываются в нижней части участка.

Литература

Барышников Н.Б. Динамика русловых потоков. СПб.: Изд-во РГГМУ. 2007.

Барышников Н.Б., Демидова Ю.А., Пагин А.О., Соколов А.Б. Формулы и методы для расчета расходов донных наносов // Уч. зап. РГГМУ. 2009. № 11.

Вершинин Д. А. Опыт исследования расходов донных наносов экспериментальным батометром на большой реке с песчаным руслом // Эволюция эрозионно-русловых систем, ее хозяйственно-экономические и экологические последствия и учет: Док. и сообщ. Всеросс. науч.-практ. Конф. и XXXII пленарного межвузовского научно-координационного совещания. Уфа: Аэтерна. 2017.

Вершинин Д.А., Инишев Н.Г., Тарасов А.С. Результаты полевых измерений расходов донных наносов экспериментальным батометром на большой реке // Тр. Всеросс. конф. «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития СПб.: Аграф +. 2017.

Земцов В.А. Ресурсы поверхностного стока в бассейне Оби: основные закономерности и проблемы управления: Дисс...докт. геогр. наук. Томск: ТГУ 2004.

Земцов В.А. Русловые и пойменные процессы рек Сибири. Томск: ТМЛ-Пресс. 2007.

Копалиани З.Д., Костюченко А.А. Расчеты расхода донных наносов в реках // Сб. работ по гидрологии. 2004. № 27.

Крутовский А.О. Способы повышения эффективности геоэкологического мониторинга при исследовании деформаций берегов рек у населенных пунктов (на примере крупных рек Томской области): Дисс… канд. геогр. наук. Томск. 2002.

Крутовский А.О., Льготин В.А. Исследования русловых процессов Среднего Приобья // Вопросы географии Сибири. 2001. Вып.23.

Самохвалова О.А. Дифференцированный подход к расчету расхода донных наносов в реках // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 1-2.

С.Н. Ковалев[1], И.А. Яшков[2]
[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
[2]Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ САРАТОВА И МОСКВЫ*

Введение

При всей непохожести Москвы и Саратова у них есть ряд общих факторов, повлиявших на их развитие и современное инфраструктурное состояние. Москва изначально возводилась для укрепления подступов к западным окраинам Суздальского княжества, а Саратов входил в Царицынскую сторожевую линию. То-есть первоначальное назначение городов оборонное, что, собственно, определило место их заложения. Оба города располагаются на берегу крупных реки в месте впадения в них небольших речек. Москва на отдельно стоящем холме, Саратов (в конечном счете) на склоне долины р. Волги.

Дальнейшее развитие городской территории обусловливалось взаимодействием городской инфраструктуры с множеством овражно-балочных систем, которые влияли на планировку городской территории. В обоих городах по мере роста территории овражно-балочные системы уничтожались тем или иным способами, что на первых этапах их развития, особенно в Саратове, а в Москве в 50-60-е годы, во многом определяли характер городской застройки.

Овражно-балочные системы Саратова

Овражно-балочную сеть города можно отнести к градообразующей системе. Планировочные решения на территориях, примыкающих к крупным овражным системами, во многом определяются особенностя-

* Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-31538 мол_а); Минобрнауки России (Программа стратегического развития СГТУ имени Гагарина Ю.А. на 2012–2016 годы, тема 2.1.6., Минобрнауки России по проекту 5.5177.2017/8.9; по программе развития опорных университетов на 2017–2021 годы; по комплексной научно-инновационной программе Саратовского государственного технического университета им. Ю.А. Гагарина на 2016–2018 годы (направление 15В) и по плану НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова.

ми строения, сложности рисунка эрозионной сети и особенностями геологического строения территории.

Первоначально города Среднего и Нижнего Поволжья зарождались как оборонительные системы (крепости) на южных и юго-восточных рубежах России. Закладывались они, как правило, вблизи или на месте ранее существовавших населенных пунктов. Так, строительство Саратова на правом берегу Волги шло вблизи остатков средневекового города Укека и на месте города Сара-Тау, Самары – на месте одноименного татарского города и т.д. Так или иначе, географическое место закладки оборонительной крепости-города диктовалось, прежде всего, особенностями рельефа – у берега реки, в долине и на склонах крупной балки или оврага. Первоначально города были ограничены с двух-трех сторон глубокими естественными понижениями – долинами небольших рек, оврагами и балками, являющимися своеобразными оборонительными сооружениями на границах города. Таким образом, уже на этапе возникновения города намечалась тесная генетическая связь инфраструктуры городской среды и долинных комплексов.

Свое существование город в конце XVI в. начал вблизи Глебучева оврага, названного так по фамилии воеводы Глебова, который жил неподалеку от него. Основная часть города, имевшая трапецевидную в плане форму, размещалась на правом склоне Глебучева оврага. По правому борту оврага проходили насыпной вал и глубокий ров (рис. 1). Весь город-крепость был окружен с трех сторон деревянными стенами, четвертая сторона была открыта в сторону Волги. За оврагом, на его левом склоне и у подножья Соколовой горы размещались тогда соляные склады и дворы солдатской слободы.

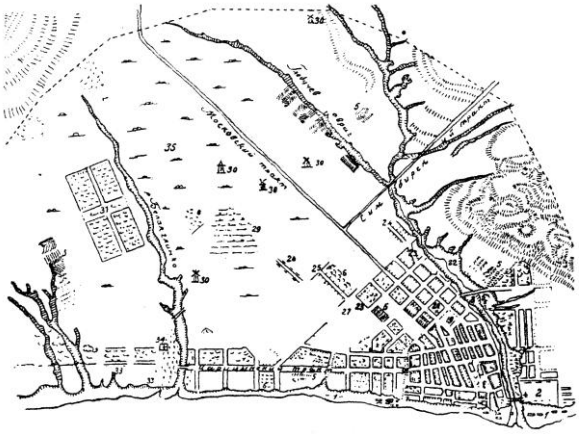

Рис. 1. План г. Саратова конца XVII в.

На этапе возникновения и первых нескольких десятков лет развития городской территории, Глебучев овраг выполнял оборонительную функцию, что накладывало ограничения на городскую планировку. В то время овраг представлял собой крупную эрозионную структуру до нескольких десятков метров в ширину и глубину, на дне которой существовал постоянный водный поток – р. Тайбалык, который была судоходным и давал возможность продвигаться по нему небольшим плоскодонным суднам вверх по течению. Изначальная планировка внутри территории крепости имела перпендикулярную систему, первые улицы (взвозы) – Московский и Казанский – были проложены под прямым углом к Волге, почти параллельно долине Глебучева оврага, ряд других улиц (Воздвиженская, Царицынская и др.) шли перпендикулярно главным трактам, соединяющим восточные и западные части города. По данным Д.С. Худякова [2006], улицы города были узкими, порой кривыми, с множеством тупиков. Дома располагались скученно. Отсутствие пожарной команды (вплоть до 1754 г), деревянные материалы строений и высокая сосредоточенность домов в узких пространствах улиц были причинами многократных пожаров, после которых от Саратова оставалось только его название. Эти события послужили стимулом для дальнейшего роста территории города, его окончательного выхода за пределы долины Глебучева оврага на севере и освоения южных территорий – Белоглинского, Токмаковского и других крупных эрозионных долин.

Согласно «Плану Губернского города г. Саратова» 1810 г., долина Глебучева оврага в это время находилась в естественном состоянии (рис. 2).

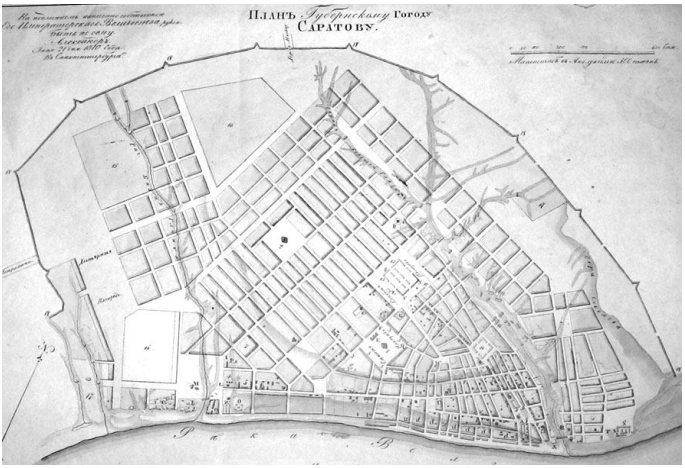

Рис. 2. План Губернского города г. Саратова 1810 г.

Городская застройка вплотную подходила к долине, частично пересекая ее. Приустьевые части небольших левых притоков водотока русла Глебучева оврага в это время уже находились внутри поквартальной застройки. Средние и верхние участки притоков не были освоены населением под застройку из-за крутизны и неустойчивости склонов. Обращает внимание особенность застройки, которая в целом спланирована параллельно долине Глебучева оврага и повторяет все изгибы русла.

Долина речки Белой Глинки, в отличие от Глебучева оврага, не так резко морфологически выражена, особенно в верхнем и среднем течении. Верхнее и среднее течение долины к 1810 г. были освоены под застройку, ориентировка которой в основном совпадала с течением речки Белой Глинки. Морфологическую зрелость долина приобретала лишь в нижнем течении, где в нее впадал достаточно крупный левый приток и разрывалась сплошная городская застройка.

В конце XIX в. Саратов окончательно освоил территории Глебучева, Белоглинского, Кладбищенского, Дегтярного оврагов, продвинулся далеко на юг вдоль Волги. В этот период идет окончательное подчинение овражного рельефа первичной территории градостроительным целям и хозяйственно-бытовым нуждам урбосистемы г. Саратова (рис. 3).

Сооружено несколько мостов, переходов и дамб через долины Глебучева и Белоглинского оврагов, их долины частично засыпались. По данным Д.С. Худякова [2006] 8 оврагов между Духосошественской и Покровской церквями были засыпаны. Часть оврагов уничтожена военнопленными французской армии после Отечественной войны 1812 г. Известно, что большинство оврагов заваливалось навозом. С начала XIX столетия в Саратове практиковался и другой способ уничтожения оврагов – посредством устройства плотин. Дождевая и снеговая вода наносили в овраги много ила, который удерживался плотиной, причем земля ложилась плотно и уже не оседала. Так постепенно уничтожались долины больших и глубоких Белоглинского и части Глебучева оврагов.

Согласно «Плану г. Саратова 1870 г. с поправкой 1884 г.», долина Глебучева оврага в целом сохранилась. Характер застройки в бассейне оврага сохранился с 1810 г., однако ее плотность увеличилась. Большая часть левых притоков нижнего течения, начинающихся со склонов Соколовой горы, была засыпана; сохранились лишь их приустьевые части. Увеличилось количество мостовых переправ через овраг, особенно в средней части, что в совокупности с отсыпкой грунта на склоны вызвало сужение долины относительно естественно-природной ситуации. Впервые у притоков наблюдаются разрывы русла, как правило, в нижнем те-

чении. Освоение новых территорий города по-прежнему шло параллельно основному руслу водотока.

Водосбор речки Белой Глинки подвергся значительным изменениям. Притоки как таковые перестали существовать, сохранились их небольшие фрагменты – приустьевые части. Долина речки прерывается в нескольких местах: крупными улицами – будущими Московской и Рахова в средней части и железной дорогой и современной улицей Чернышевского в нижнем течении. Верховье речки также оказалось засыпано из-за сооружения железнодорожной ветки. Русло р. Белой Глинки, несмотря на высокий уровень антропогенного воздействия и изменения долины, сохранилось.

Таким образом, к 1870-1880-м гг. системы Белоглинского и Глебучева оврагов испытали значительное антропогенное воздействие, выразившееся как в изменении морфологии долин (сужение русел и засыпка притоков), так и в изменении их геоэкологических и гидрологических функций (из речек водотоки стали превращаться в проводники сточных вод).

Усложнение городской структуры г. Саратова в конце XIX – начале XX вв. нашло свое отражение и в преобразовании эрозионного рельефа территории. Экономический рост и развитие регулярной сетки улиц и кварталов привело к необходимости строительства крупных инженерных сооружений, способных справляться с возрастающими нуждами населения и промышленности города. Еще в середине XVIII в. было решено замостить часть улиц и предпринять меры к уничтожению топких мест и трясин.

По состоянию на 1951 г., морфология Глебучева оврага значительно изменилась. Верхние части водосбора, освоенные под строительство, были засыпаны. Правый борт оврага, плотно застроенный, уже не имел поверхностных притоков. На левом берегу сохранились лишь самые верхние отрезки притоков, находящиеся на крутых склонах Соколовой горы. Долина оврага стала постепенно засыпаться, что повлекло за собой ее общее сужение и уничтожение приустьевых частей притоков. Общий вид бортов стал полого-изогнутым.

Площадь Белоглинского оврага значительно уменьшилась. Длина морфологически выраженной части оврага сократилась по сравнению с 1870 годом почти в 2 раза. Борта оврага приобрела спрямленный вид.

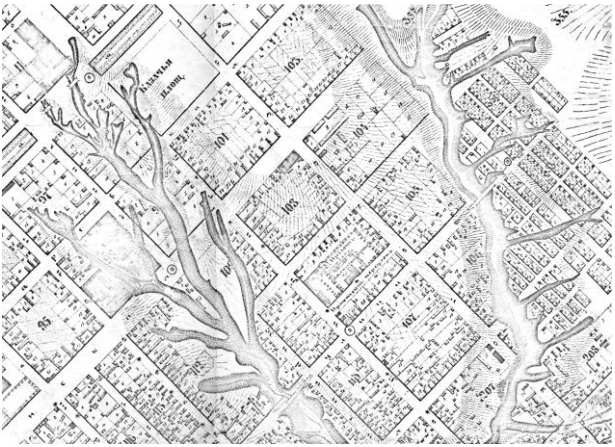

Рис. 3. Фрагмент плана г. Саратова 1881 г.

В конце XX – начале XXI в. в долине Глебучева оврага морфологически выраженными являются лишь верховья оврага (район Воскресенского кладбища с относительно слабой антропогенной нагрузкой) и его нижняя часть с крутыми, трудно осваиваемыми склонами. В средней части оврага сохранились небольшие фрагментарные участки долины, которые к настоящему времени практически уничтожены. Восполнить сведенную естественную дренажную сеть призвана искусственная дренажная сеть. По тальвегу Глебучева оврага проложен ливневой коллектор диаметром более 1000 мм.

В современном рельефе Белоглинский овраг практически не прослеживается. К 2008 г. был засыпан последний естественный участок течения речки Белой Глинки, которая на всем своем протяжении заключена в коллектор диаметром более 1000 мм. П. Семилетов [2017] приводит сведения о 32 оврагах на территории г. Саратова. Из них 8 полностью или частично засыпано.

Овражно-балочные системы Москвы (в пределах МКАД)

История города начинается с середины XII в., когда князь Юрий Долгорукий в числе ряда «городов», возведенных для укрепления подступов к западным окраинам Суздальского княжества, основал небольшую крепость на месте поселения Дьяково, впервые упомянутого в летописях 1147 г. К началу XVI в. Москва уже приобрела черты городского поселения. Существовала крепость («кременец»), посады и система оборонительных сооружений по границе, хотя и достаточно размытая. Условно граница города проходила по р. Москве на юге, р. Неглинной

на западе, оборонительным валам на севере и по р. Рачке на востоке. При этом городская территория занимала несколько возвышений, образовавшихся в результате расчленения малыми реками и оврагами первой и частично второй террас р. Москвы.

Развитие города шло в направлении освоения повышенных частей рельефа, представляющих собой участки высокой третьей надпойменной террасы рек Москвы и Яузы, которые приобрели вид "холмов" благодаря глубоко врезавшимся в поверхность террасы речкам Неглинной, Ольховца, Черногрязки, Рачки, Пресни, Бубны и глубоким оврагам. Относительная высота этих холмов не превышает 40 м над урезом р. Москвы (не более 160 м абс. высоты).

Рост городской территории происходил неравномерно и в основном по северо-восточному направлению от р. Москвы и по её террасам (рис. 4).

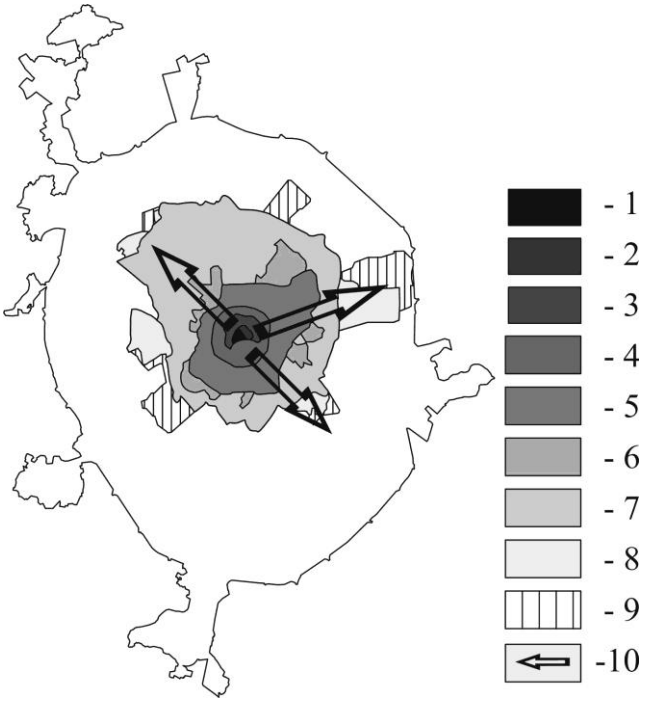

Рис. 4. Рост территории Москвы, годы.
1 – до 1400, 2 – 1495, 3 – 1538, 4 – 1593, 5 – 1630-1640, 6 – 1742-1864, 7 – 1917, 8 – 1935, 9 – 1935; 10 – основные направления роста территории города

За 200 лет (до 1640 г.) существования города его площадь увеличилась в 9 раз, в то время как следующие 200 лет в 4 раза. Некоторое уменьшение темпов роста произошло в период с 1917 г. по 1935 гг., и резкое увеличение площади после 1960 г.

Водоразделы рек Неглинной, Пресни и Яузы изобиловали оврагами – притоками этих рек. Это – ныне засыпанные Сивцев вражек, Черторый, Успеньев, Ясный, Зачатьевского переулка овраги и другие, местоположение которых в настоящее время можно определить лишь предположительно. Для центральной части города достоверно неизвестно, где они располагались и каким образом засыпались. На основании устного описания [Насимович, 1996] было реконструировано положение некоторых их них (рис. 6).

Наиболее достоверно установлена устьевая часть оврага Черторыя и положение Успеньева оврага, который «начинался в районе Георгиевского пер., пересекал ул. Тверскую, тянулся вдоль ул. Белинского, пересекал территорию Университета и впадал в р. Неглинную на Моховой ул. вблизи Манежа» [Насимович, 1996]. Для Успеньева оврага можно приблизительно оценить базис эрозии. При строительстве подземного торгово-развлекатель-ного центра на Манежной площади, при рытье котлована, на глубине 15–17 м были вскрыты венцы избы. Т.е. это строение находилось на отметке 123–125 м. Верховья Успеньева оврага, с учетом мощности антропогенных отложений в вершине оврага в 2 м, имели отметку 160 м. Таким образом, перепад высот составлял 35–37 м. Неизвестно точно впадал ли овраг непосредственно в р. Неглинную или доходил только до поймы. В любом случае перепад высот ~40 м – значителен для оврагообразования.

Ещё в 60-е гг. XIX в. застроенные участки занимали меньше трети города, и больше половины территории Москвы составляли сады, пруды и реки. Но уже в 1882 г. пустыри занимали только 8% земли в пределах Камер-Коллежского вала, а площадь под садами и бульварами сократилась до 16%. Прежде всего, осваивались долинные участки – Замоскворечье и долина Яузы. В начале XX в. вокруг Москвы была построена окружная железная дорога и в 1917 г. она была определена в качестве границы города Москвы. К этому времени все овраги в центре Москвы были уничтожены, а территории следующего увеличения границ города (1935–1960 гг.) были лишены оврагов.

В 1960 г. было принято решение об увеличении территории Москвы. Новой его границей стала Московская кольцевая автомобильная дорога (МКАД), а площадь города достигла 878,7 км^2. Эта территория расчленена реками, множеством балок и действующих к тому времени оврагов.

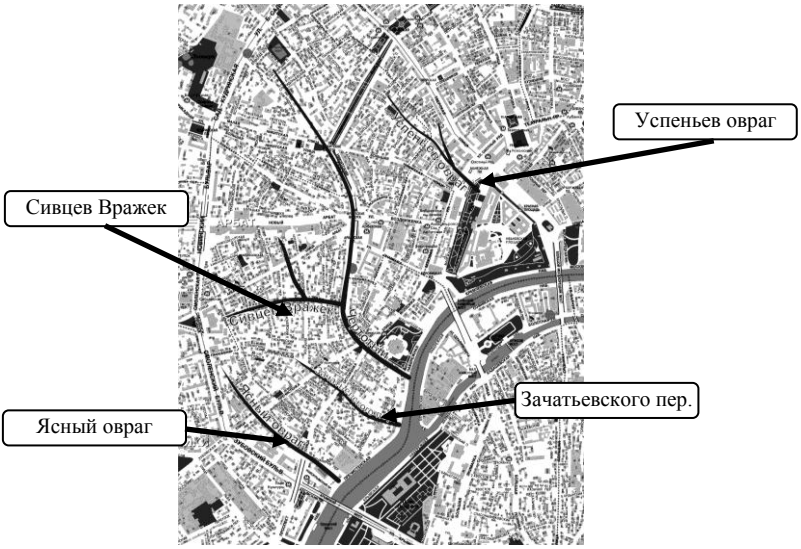

Рис. 6. Реконструкция древних оврагов Москвы (по Ю.А. Насимовичу)

Представление о степени расчленения территории Москвы даёт фрагмент Военно-топографической карты (лист на часть территории «старой» Москвы), составленной по съёмке 1830–1840 г. и изданной в 1860 г. под редакцией Ф.Ф. Шуберта (рис. 7).

Анализ Московского листа этой карты показал, что в его пределах на территории юго-западной части г. Москвы на Теплостанской возвышенности (бассейны рек Городни, Котловки, Чуры, Фильки, Сетуни, Раменки), западной части междуречья Москвы и Яузы (бассейны рек Сходни и Химки) и большей части бассейна Яузы количество оврагов составляло 800 единиц при общей длине 448 км. Густота оврагов варьировала от 0,2 (бассейн Яузы) до 1,5 (бассейны рек Чуры и Сходни) км/км^2, плотность колебалась от 0,27 (бассейн Яуза) до 3,4 (бассейн Чура), ед/км^2 (табл. 1) [Никольская, Прохорова, 2011].

По мере продвижения городской застройки в юго-западном–южном направлении от р. Москвы небольшие реки и целые овражно-балочные системы засыпались.

В настоящее время (карта конца 1990-х гг.) общее количество оврагов уменьшилось примерно в 8 раз и составило 106 оврагов, соответственно плотность изменилась от 0,1 до 0,4 ед/км^2. Отсутствие достоверных картографических источников не позволило определить длину овражной сети на современном этапе развития городской территории.

На территории городской застройки очень мало действующих оврагов. Их реликты и несколько действующих сохранились только в лесопарковых зонах (Воробьевы горы, Битцевский, Бирюлевский, Теплостанский, Тропарёвский, Фили-Кунцевский лесопарки; природный парк «Москворецкий», на территории музея-заповедника «Коломенское» и ряда других). Наиболее представительные овражно-балочные системы и овраги находятся в Битцевском лесопарке, ландшафтном заказнике «Теплый Стан» (Тропарёвский лесопарк), природном парке «Москворецкий» и территории музея заповедника «Коломенское».

Рис. 7. Эрозионное расчленение территории г. Москвы (по «Военно-топографической карте» 1860 г.).

Таблица 1

Количественные характеристики овражной сети г. Москвы по бассейнам рек

Бассейны рек	1860 г.		1997 г.	
	Количество оврагов, ед.	Плотность оврагов, ед./км^2	Количество оврагов, ед.	Плотность оврагов, ед./км^2
Яуза	74	0,27	40	0,1
Городня	188	1,98	18	0,2
Котловка	46	2,3	8	0,4
Чура	34	3,4	3	0,3
Химка	76	1,9	3	0,1
Сходня	112	3,0	4	0,1
Филька	22	1,5	3	0,2
Сетунь	152	1,1	14	0,1
Раменка	97	2,2	13	0,3
Всего:	**801**		**106**	

Природный парк «Битцевский лес» (район Ясенево) находится в 12 км от центра города; максимальная протяжённость с севера на юг – 7 км, ширина колеблется от 1,5 км (между улицами Рокотова и Красного Маяка) до 4,7 км. При строительном освоении района Ясенево и прокладке автомагистралей были проведены значительные срезки и подсыпки грунта. Наиболее изменён рельеф в долинах малых рек – Чертановки, Городни, верховьев Битцы, где засыпано 85% овражно-балочной сети, а мощность техногенных отложений достигает иногда 20 м. Не затронутыми оказались лишь участки природного парка «Битцевский лес» и усадьбы-памятника Узкое [http://bitza.narod.ru].

В связи со значительными изменениями рельефа при застройке Ясенево – засыпкой оврагов и перераспределения стока на водосборах – действующие овраги встречаются редко. В бассейне Деревенковского ручья расположены три овражно-балочные системы – его левые притоки. В бассейнах р. Чертановки (вместе с Дубинкинским ручьём) р. Городни по четыре овражно-балочные системы. Наиболее крупные овражно-балочные системы у р. Битцы – их 7: 3 слева и 4 справа. В основном существующие овраги представлены зарастающими эрозионными врезами глубиной 5-6 м с выположенными склонами крутизнов до 30–25° с отсутствием следов эрозии в днище.

Ландшафтный заказник «Тёплый Стан» (Тропарёвский лесопарк) расположен на территории районов Тропарёво-Никулино и Тёплый Стан на юго-западе Москвы. Он состоит из двух главных частей, отделённых друг от друга Ленинским проспектом. В восточной части на юго-западной окраине заказника, у станции метро «Тёплый Стан», находится исток р. Очаковки – Лихвинский овраг. Речка пересекает всю

территорию, принимая несколько притоков: справа – Теплостанский ручей (овраг), Куркинский, Берёзовый и Бреховский овраги; слева – Пустошкин, Богородитский и Вороненский овраги. Верховья всех оврагов засыпаны, борта выположены (кроме Берёзового оврага). Глубина до 8 м, ширина по днищу от 5 до 8 м. Берёзовый овраг состоит из двух почти равных частей – нижняя выположенная глубиной до 2–3 м, верхняя представлена действующим оврагом глубиной 2–4 м и шириной 5–6 м. В западной части заказника располагается крупный овраг длиной 1,7 км, глубиной в нижней части 2–4 м, в средней части до 10 м и в вершинной до 4 м.

Заповедник «Коломенское». Историко-архитектурный и природно-ландшафтный музей-заповедник «Коломенское» расположен на юге Москвы, на правом высоком берегу р. Москвы, занимает территорию 390 га.

Дьяков (Яблонев) овраг расположен в южной части территории Коломенского, практически на его окраине. Длина оврага – 820 м. Дьяков овраг имеет пять крупных левых отвершков. В вершине первого отвершка наблюдается очень мощный по тальвегу размыв.

Другая овражная система, расположенная на территории заповедника «Коломенское», носит название *Голосов овраг*. Его устье расположено на правом берегу р. Москвы, вершина подходит к современному проспекту Андропова. Длина оврага около 1200 м. Овраг условно разделяет территорию «Коломенского» на две почти равные части. По морфометрическим особенностям овраг состоит из двух частей. Верхняя часть представляет собой нетронутую, сохраняющую первозданный вид, неактивную эрозионную форму, полностью задернованную, по днищу которой тянется тропинка. Низовье оврага находится в более посещаемой части парка.

Дьяков овраг и верхняя часть Голосова оврага имеют крутые залесённые борта. Здесь не проводились мероприятия по благоустройству (террасирование склонов, прокладка прогулочных асфальтовых дорожек), что позволило бы использовать эту территорию для прогулок. Размыв в верхнем левом отвершке Дьякова оврага грозит разрушением примыкающей к нему асфальтовой дороге. Лишь нижняя часть Голосова оврага, находящаяся в районе расположения основных достопримечательностей заповедника «Коломенское», превращена в рекреационную зону.

Крылатские холмы. Освоение территории Крылатских холмов началось ещё с середины прошлого тысячелетия. С 1423 г. С 1960 г. территория Крылатских холмов числится в границах Москвы. В 1973 г. был проложена первый в России крытый велотрек. В устьевых частях

оврагов были сооружены специальные песколовушки для перехвата залповых выносов песчаного материала на улицу Крылатская во время прохождения ливневых дождей.

Правый берег р. Москвы на территории «Крылатских холмов» прорезают три крупных овражно-балочных системы – Каменная Клетва, Каменные Заразы и Татаровский овраг, образовавшиеся более 500 лет назад.

Овраг Каменная Клетва – самый большой (его длина 1200 м), имеет практически выработанный продольный профиль и широкое днище. Однако активные склоновые процессы свидетельствуют, что в своём развитии овраг ещё не достиг своих предельных габаритов. Это самая древняя овражно-балочная система из числа Крылатских оврагов (памятник природы с 1987 г). Нижняя часть оврага Каменная Клетва более напоминает долину реки. На всём протяжении ручей принимает большие объёмы родникового стока со склонов оврага, причём берега его местами сильно заболочены. В устьевой части оврага были сооружены два искусственных водоёма – песколовушки, в которые сейчас впадает Крылатский ручей. Длина ручья от истока до впадения в песколовушки около 600 м, средняя скорость течения – 0,2–0,3 м/с. Левым притоком Крылатского ручья был ручей, вытекающий из оврага Каменные Заразы.

Овраг Каменные Заразы имеет длину порядка 700 м. Небольшой ручей в устьевой части впадает в искусственную песколовушку, а затем уходит в подземный коллектор. Правый отвершек имеет слабо вогнутый продольный профиль, вершина его, хотя и имеет значительный уклон (около 25°), не активна. Продольный профиль основного ствола оврага от отвершка становится выпуклым, что повлекло за собой образование донного вреза и последующую активизацию эрозионных процессов в вершине. Второй правый отвершек значительно активизируется из-за сбросов ливневой канализации ниже выхода которой образовался донный врез. Вершинная часть основного ствола оврага засыпана при строительстве на улице Крылатские Холмы, тем не менее она сохранила активность до настоящего времени. Из четырёх левых отвершков два центральных и крайний левый слабо активны. Рядом с крайнем левым отвершком от дюкера под велотрассой, в слабо сцементированных песках, ещё до 2004 г. образовался врез (отвершек) глубиной до 5 м, который развивается катастрофическими темпами.

Овраг Татаровский представляет собой активную эрозионную форму. Длина его вместе с водотоком в устьевой части достигает 2000 м. По интенсивности эрозионных процессов овраг может быть разделён на три части – устьевую, среднюю (до крупного правого отверш-

ка) и вершинную. Эти части отчётливо проявляется в крутизне склонов на поперечном профилях и уклонах продольного профиля. Устьевая часть имеет выположенный продольный профиль. Днище имеет ширину около 10 м, глубина – 3–4 м. Выше велотрассы глубина оврага увеличивается, борта становятся круче. Перед велотрассой днище слабо заболочено. Выше правого отвершка внешний облик оврага резко меняется. Глубина оврага увеличивается до 10–12 м, откосы имеют крутизну до 30°. В районе выхода ливневой канализации борта осложнены серией сплывов-оползней. Сразу после выхода ливневой канализации в днище образован донный врез длиной около15 м. Вершина оврага упирается в велотрассу и практически неактивна.

Таким образом, на развитие оврагов района Крылатских холмов значительно повлияло перераспределение стока и изменение контуров водосборных площадей при строительстве, а также изменения коэффициентов стока. Активизации овражной эрозии способствует недоучёт инженерно-геологических, гидрологических и орографических особенностей территории при проектировании и строительстве сооружений.

Заключение

История возникновения и становления многих древних русских городов схожа. Чаще всего они возводились как оборонительные пограничные форпосты. Место их закладки определялось оборонительными свойствами территории – в месте слияния крупной судоходной реки с притоком или с крупной овражно-балочной системой. Дальнейшее развитие городов достаточно долгое время во многом определялось строением эрозионной сети. Для Москвы это период продолжался до конца XVII в., в Саратове до конца XVIII в. По мере роста территории города овражно-балочные системы входили в конфликт с городской инфраструктурой – они тем или способом либо уничтожались, либо их начинали трансформировать под нужды города. И в Москве и Саратове, начиная с середины XX в., начались активные работы по переформированию рельефа, что связано с началом активного гражданского строительства. В Саратове из 32 «городских» оврагов засыпаны или значительно трансформированы 8, в Москве, после выхода застройки на Теплостанскую возвышенность, количество оврагов уменьшилось в 8 раз.

Овраги стали мешать и их засыпают: «… *живописный природный рельеф уничтожался срезками и насыпями – не здания привязывались к местности, а местность к зданиям*» [Лихачева, 1990]. В результате овраги остались практически только в некоторых заповедных местах, где они продолжают влиять на инфраструктуру соответствующих районов городов, особенно с неучётом (если не вследствие игнорирования)

природных условий, способствующих развитию оврагов при неправильной организации ливневой канализации, строительства дорог и зданий, других видов инженерной деятельности.

Литература

Веретенникова М.В., Завадский А.С., Зорина Е.Ф., Ковалёв С.Н. Современная овражно-балочная сеть в ландшафтном заказнике Крылатские холмы (г. Москва) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 16. М.: МГУ. 2005.

Лихачёва Э.А. О семи холмах Москвы. М.: Наука. 1990.

Насимович Ю.А. Аннотированный список названий рек, ручьёв и оврагов Москвы. М.: ВНИИ охраны природы. 1996. (Деп. ВИНИТИ 05.05.96, 1454-В96).

Саратовский край. Саратов. 1893.

Худяков Д.С. Хвалынская «кругосветка» // Саратов: Поволжская академия гос. службы им. П.А. Столыпина, 2006.

Семилетов П. http://docplayer.ru/67529868-Ovragi-saratova-petr-semiletov.html

Д.Н. Айбулатов, Д.И. Школьный, Н.А. Максаков
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

ТИПИЗАЦИЯ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОДОТОКОВ ОСТРОВОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ*

Целью работы было создание типизации устьевых областей (УО) для водотоков островов Российской Арктики, учитывающей имеющиеся подходы к классификации устьев, встречающиеся в отечественной и зарубежной научной литературе, а также гидрологические особенности водотоков, геологические факторы формирования и их местоположение, совокупность волновых и приливных воздействий, значительно влияющих на устьевые области, характерные для малых и средних рек Арктики.

В ходе работ проведены описание, каталогизация и создание электронной базы данных устьевых областей рек архипелагов Российской Арктики с учетом всех имеющихся в наличии материалов и данных исследований с целью уточнения и обновления данных Государственного Водного Кадастра СССР и Государственного водного реестра Российской Федерации.

В результате анализа более 400 устьевых областей крупнейших арктических островных водотоков (согласно Государственному Водному Кадастру) они были подразделены по следующим типам.

Тип 1 – простая устьевая область (с открытым бездельтовым устьем), к нему относятся 76 объектов. Устья данного типа распространены в арктической зоне повсеместно и приурочены: к небольшим ручьям и рекам (с минимальным объемом стока воды и, следовательно, незначительными эрозионной способностью и объемом выносимого вещества); к водотокам, чей сток зарегулирован озерами (колебания водности незначительны, а большая часть наносов бассейнового происхождения перехватывается водоемами); к водотокам с устьями на участках взморья с активно действующими вдольбереговыми течениями, что приводит к перераспределению выносимого материала по побережью и формированию из него береговых аккумулятивных форм (пляжей, валов и т.д.); к водотокам, имеющим высокие уклоны русла в устьевой области или протекающим по устойчивым к размыву породам.

* Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ: № 17-05-00902а «Гидролого-морфологический мониторинг устьевых областей рек архипелагов Российской Арктики: типизация устьев и речных дельт, современное состояние и динамика развития в условиях глобального изменения природной среды»

Тип 2 – эстуарная устьевая область (с полузакрытым бездельтовым устьем), к нему относятся 23 объекта со значительным разбросом в морфометрии бассейнов. Для водотоков с этим типом устьевой области характерны такие признаки, как: недостаточная водность; небольшой эрозионный потенциал водосбора (характерный для пологих тундровых участков островов); формирование устья по тектоническим разломам; значительный масштаб приливного воздействия, который приводит к невозможности формирования дельты даже на крупных водотоках (р. Лиственничная, Южный остров Новой Земли). Примером может служить текущая по линеаментам река Юнко (Новая Земля), имеющая небольшую среднюю высоту водосбора при большой его площади, или р. Улахан-Сохолох (Новосибирские острова), текущая по приморской болотистой термокарстовой равнине.

Тип 3 – эстуарно-дельтовая устьевая область (с полузакрытым устьем с дельтой выполнения фьорда (подтип 3.1) или долинного залива (подтип 3.2)), к нему относятся 73 устья (в том числе 26 с фьордовой многорукавной УО и 47 с эстуарной многорукавной УО). Устья этого типа характеризуются большим разнообразием форм взаимодействия приемного водоема и непосредственно устья реки. Вследствие большого разнообразия географических особенностей арктических островов, устья данного типа имеют эстуарии, весьма различные по своей форме, размерам и особенностям. Крупнейшие из них представляют собой долинные заливы, в вершинах которых формируются дельты. В целом, в силу масштабов территории, часто размеры дельт и устьев рек несопоставимы с размерами эстуариев – заливов, губ, форма этих частей приемного водоема может быть крайне разнообразной. В основном устья данного типа встречаются только там, где имеются определенные геологические предпосылки – ведь в силу малых размеров водотоков представляется абсурдным относить к устьевым областям таких рек заливы и губы, зачастую несопоставимые (превосходящие по размерам) даже с водосборной площадью данного водотока. В устьевых же областях более крупных рек, переносящих значительные объемы материала, формируются аккумулятивные формы, и устье становится закрытым. Обзор устьев арктических островов позволил дополнительно выделить в качестве отдельного подтипа фьордовые многорукавные устья (тип 3 а). Подобные устья формируются на островах со значительной площадью покрытой ледниками территории, в ходе отступания которых экзарационными и гравитационными процессами были сформированы узкие и глубокие долины фьордового типа. Формирование этого типа зависит от геологического возраста долины и геоморфологических особенностей участка. Активное таяние ледниковых массивов арктических островов, характерное для современной фазы клима-

тического цикла, приводит к формированию потоков, несущих значительное количество взвешенных наносов. В зависимости от современного состояния оледенения на некоторых участках язык ледника располагается на значительном удалении от моря, в результате чего сформировавшийся за время отступания выработанный продольный профиль реки приводит к переносу большей части вещества в направлении морского края дельты и его отложению там. Такие устья представляют собой узкие и глубокие заливы, в вершинах которых находится заполненная плоская дельтовая равнина различных размеров. На отдельных водотоках расстояние от вершины дельты до ее морского края может достигать нескольких десятков километров, составляя более 50% от общей длины реки (р. Степового и р. Митюшиха на Новой Земле). В вершинах некоторых фьордов Новой Земли и Северной Земли до сих пор расположены непосредственно языки выводных ледников. В таком случае формируется либо дельта, состоящая из продуктов перемыва конечной морены и постоянно меняющая свою конфигурацию, либо выполнение происходит по бокам отступающего ледника между его телом и бортами долины.

Тип 4 – лагунно-дельтовая устьевая область (с закрытым устьем и дельтой выполнения устьевой лагуны). Этот тип широко встречается на исследуемых островах (82 объекта), что связано с большим количеством способствующих его формированию факторов в арктической зоне – в первую очередь, вертикальными движениями земной коры и циклами колебания уровня моря. В результате многовекового действия этих процессов, а также воздействия волнового фактора и вдольберегового переноса выносимых реками наносов и продуктов разрушения берегов во многих вдающихся вглубь суши неглубоких заливах формируются отгораживающие их аккумулятивные формы. В зависимости от размера водотока, в роли лагун могут выступать как небольшие затопленные при ингрессии моря участки долин небольшой площади (р.Диринг-Аян, о.Котельный), так и ограниченные крупными аккумулятивными песчано-галечными формами участки моря площадью до нескольких сотен км^2 (р.Балыктах, о.Котельный). В условиях ограниченного влияния приливов на внутренние части данных лагун, в них формируются дельты различных размеров, и происходит их постепенное выполнение поступающим материалом. Изредка лагуны представляют собой отделенные береговым валом узкие протяженные водоемы.

Тип 5 – дельтовые устьевые области, к данному типу относятся 122 крайне разнообразных объекта, среди которых выделено три основных подтипа. Большая часть дельт арктических островов имеет лопастную форму, сеть водотоков в них крайне редка по отношению к площади дельты, а уклоны дельтового тела, скорее всего, высоки. Это связано

с залповым поступлением материала в короткий летний период с повышенным стоком, в результате чего на поверхности дельты формируются отдельные шлейфы выноса. Размыв и переотложение приносимого материала и определяет количественные и структурные особенности сети дельтовых водотоков. Однако, отдельные дельты (рр. Шумилиха, Чиракина, Посадочная, Многоструйная и др.), являющиеся продолжением широких долин рек с ледниковым питанием и неустойчивым, зачастую блуждающим многорукавным руслом, имеют густую сеть водотоков, концентрирующуюся преимущественно в одном из секторов дельтового тела.

Подтип 5 а – дельтовое многорукавное устье (открытое с дельтой выдвижения), подобные устья (52 объекта) в основном приурочены к крупнейшим рекам островов, однако отмечено их формирование и на небольших реках в суровых климатических условиях, где, несмотря на короткий период открытого русла реки, количество наносов превосходит транспортирующую способность вдольбереговых потоков и откладывается на взморье, выходя за генеральную линию побережья. На Новосибирских островах, где скорости поднятия максимальные, зачастую тело дельт выдвижения представляет собой поднятый на дневную поверхность субаквальный массив дельты, становящийся продолжением ее долины. Отдельные дельты выдвижения, формирующиеся на бортах фьордов, имеют значительно меньшую скорость роста, чем многорукавные дельты выполнения впадающей в его вершинной части реки. Со временем их тела входят в состав дельты выполнения, и процесс дельтоформирования прекращается, а водотоки становятся притоками основной реки. Подтип 5 б – многорукавные устья с устьевым баром на взморье, или дельты полного выполнения (25 объектов), представляющие собой многорукавные устья с устьевым баром на взморье, возникающие при полном выполнении устьевой лагуны или долинного залива при существовании ограничивающего фактора, препятствующего их дальнейшему развитию. При сохраняющемся поступлении наносов данные дельты формируют комплекс устьевых баров, в пределах которого в зависимости от условий на взморье в будущем может произойти дальнейшее формирование тела выдвижения. Подтип 5 в – многорукавные устья, блокированные береговой формой (открытые устья с внутренними дельтами, 45 объектов) и имеющие единственную соединяющую их с морем протоку прорывного происхождения. Подобный тип характерен для небольших водотоков со значительной средней высотой водосбора и большим его эрозионным потенциалом; специфические формы подобного типа встречаются в заливах с резко отступающими ледниками, где в ходе процесса отступания часть приемного водоема перекрывается

эродированными остатками боковых морен и активно заполняется поступающими наносами.

Тип 6 – специфический тип закрытых устьев с дельтой выдвижения в водоем, имеющий слабую связь с морем, может быть охарактеризован как «озерные» дельты. Такие устья представляют собой эстуарии со сложной геометрией связи с морем. Крупнейшие из таких эстуариев состоят из цепочек котловин, соединенных крупными протоками и имеющих узкое и длинное горло. В силу своеобразности их формы морская вода не может глубоко проникать с приливами и нагонами в данные водоемы, и заполнение их морской водой в лучшем случае происходит только в период минимального стока или его отсутствия. В теплое время года вода в них, вероятно, значительно опреснена. Как отмечено в многочисленных работах, формирование дельт в распресненных водоемах происходит в иных условиях, чем на открытом взморье, что приводит к формированию уникальных объектов. Например, дельту реки Гольцовой и горловину ее эстуария, представляющего собой залив сложной конфигурации, разделяют около 35 километров, что сопоставимо с длиной самой реки. Река Саханина впадает в озеровидный эстуарий со сложным режимом, формируя в нем достаточно крупную дельту в условиях приливного цикла и реверсивных течений в горловине эстуария, обеспечивающих постоянные колебания уровня высотой до 1 м (по данным разновременных космических снимков). Крупнейшая река Северной Земли, р. Ушакова, впадает в бухту Красную – морской залив, блокированный от открытого моря выводным ледником. Однако, ледник не покоится на дне залива, в связи с чем между ним и открытым морем существует активный водообмен, проявляющийся в колебаниях уровня водоема. В описанных условиях рекой сформирована крупная дельта.

М.В. Антоненко
Кубанский государственный университет

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ КУЛИКОВО-КУРЧАНСКОЙ ГРУППЫ ЛИМАНОВ

В дельте Кубани и ранее отмечались тенденции увеличения площадей плавней вследствие сокращения площадей лиманов. Изменение водного и гидрохимического режимов в дельте Кубани приводит к трансформации уязвимых водно-болотных ландшафтов, нарушению естественной зарастаемости лиманов, в ряде случаев к обмелению и

обезвоживанию водоемов (например, в Ахтарско-Гривенской системе лиманов). Исследователи отмечают постепенное снижение уровня воды в водоемах при одновременном уменьшении глубин. Регламент хозяйственной деятельности в дельте должен опираться на ясное понимание тенденций и механизмов трансформации водных систем, способности местных водно-болотных угодий адаптироваться к ускоряющимся темпам изменений.

Дешифрирование спутниковых снимков, представленных временной серией, способствует объективному и оперативному картографированию водных объектов, определению их картометрических показателей. Несомненные преимущества их применения в случае картометрических оценок – пространственный охват, независимость данных и достаточная точность измерений. Куликово-Курчанская группа лиманов, включающая десятки водоемов, занимает южный участок в дельте Кубани. На западе она примыкает к Вербяной косе в Темрюкском заливе.

Для дешифрирования водной поверхности и растительности нами использован вегетационный индекс NDVI. Нормализованный вегетационный индекс (NDVI) характеризует плотность и состояние растительного покрова, а также продуктивность сельскохозяйственных угодий. Индекс умеренно чувствителен к изменениям почвенного фона, кроме случаев, когда густота растительного покрова ниже 30%. Индекс может принимать значения от -1 до 1. Для растений в нормальном «здоровом» состоянии NDVI близок к 0,6–0,65, низкие значение NDVI (порядка 0,3–04) свидетельствуют о недостатке влаги или о деградации растительного покрова.

По материалам 12 спутниковых снимков построены карты распределения NDVI, преобразованные в графический формат GeoTIFF. Анализ серии таких карт предусматривает, кроме прочего, оценку многолетней изменчивости состояний растительности водно-болотных угодий, к примеру, увязываемых с показателями продуктивности. Результаты картографирования иллюстрирует одна из таких карт.

Динамика зарослевых биоценозов и процессы эвтрофикации определяют состояние лиманной системы. Анализ снимков показывает, что большая часть лиманов летом покрывается водной растительностью, занимающей до 30-80% и более водной поверхности. Однако проценты такого покрытия имеют выраженную сезонную и межгодовую изменчивость. Это наглядно демонстрирует Ордынский лиман, сезонная и межгодовая зарастаемость которого в соответствии с данными весьма сильно варьирует. Кроме того, как видим на снимках, в течение 1984-2017 гг. площадь лимана (и открытой воды) существенно менялась. За

57 лет площадь Ордынского лимана сократилась с 4,6 (1957 г.) до 3,32 км^2.

В России подобные детальные исследования в лагунных и пойменных водоёмах с применением спутниковых снимков и ГИС - моделирования не проводились и новы по существу. Дальнейшие исследования данного участка вышеописанным методом способны расширить представления о механизмах действующих морфометрических изменений в Куликово-Курчанской лиманной системе (Темрюкский залив Азовского моря).

З. Бабиньский, М. Хабель
Кафедра восстановления водных путей,
Институт географии Университета им. Казимира Великого

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ВОДНЫЙ ПУТЬ Е-40: СОСТОЯНИЕ И ВОЗМОЖНОСТИ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

На территории Польши находятся три вида водных путей международного значения: 1 – Е-30 – соединяющий Балтийское море с Дунаем в Братиславе (река Одра), 2 – Е-40 – соединяющий Балтийское море с Черным морем (нижняя Висла), 3 – Е-70 – европейский коммуникационный путь восток-запад, соединяющий Антверпен (Бельгия, побережье Атлантического океана) с Клайпедой (Литва, побережье Балтийского моря) – реки Варта и Нотеч, Быдгощский канал. Соединение МВП (международных водных путей) Е-70 и Е-40 представляет собой самый длинный судоходный путь в Европе. Однако этот путь практически не существует вследствие необычайно трудных гидроморфологических условий на участках Вислы и Буга-Нарева в восточном направлении (Беларусь), а также запущенности, с точки зрения состояния и функционирования, гидротехнических сооружений на участке Нотецкого канала в западном направлении. Следует добавить, что как фрагмент Е-70 на запад от польской границы (Германия), так и Е-40 от границы с Беларусью к Черному морю являются водными путями IV класса.

Висла – важнейшая река Польши – уже три столетия не выполняет своей роли водного пути, тогда как в средневековье она была ведущей в Европе с этой точки зрения. Уже после 2-ой мировой войны, а тем более после 1970-х гг. движение на этой реке полностью прекратилось за исключением коротких участков в пределах больших городов. В середине XX века были предприняты попытки возвращения значения реки

путем создания каскада плотин. К сожалению, это закончилось в 1969 году вводом в эксплуатацию единственного гидроузла во Влоцлавеке. В резуль*тате* это привело к разделению русла нижней Вислы от устья Нарева (а также и выше него) до Балтийского моря на четыре отдельных по типу участков: 1) незарегулированный, разветвленный – до зоны выклинивания подпора Влоцлавекского водохранилища; 2) Влоцлавекское водохранилище; 3) прежде разветвленный, но сильно переработанный процессом глубинной эрозии; 4) подвергнутый регулированию в конце XIX века. Добавим, что отказ от Вислы как судоходного пути последовал вслед за примененикм паровых двигателей, которые способствовали большей осадке судов, а также из-за обмеления русла, вызванного увеличением стока влекомых наносов. Таким образом, река, лежащая в центре Европейского континента, сделала невозможным объединение все еще функционирующих внутренних водных путей Западной и Восточной Европы.

Различающиеся во времени и пространстве русловые процессы нижней Вислы, главным образом в виде транспорта влекомого материала, морфологии и морфодинамики перекатов и плесов, привели к тому, что средневековая королева европейских рек в настоящее время лишена водного транспорта, а хозяйство отвернулось от реки. Международный водный путь IV класса (Е-40) доступен только на отрезке так называемой Жулавской петли и на Влоцлавекском водохранилище. Остальная часть, представляющая собой доминирующий фрагмент пути, практически не используется, почти отсутствует на ней движение грузов и пассажиров (туристов). Судоходные условия Международного водного пути Е-40, удовлетворяющие по крайней мере IV классу с возможностью соединения водного транспорта Западной и Восточной Европы, может гарантировать только создание полного каскада водохранилищ на нижней Висле. Кроме того, гидросооружения на нижней Висле принесут заметную пользу в получении экологически «чистой» электроэнергии, полностью исключат угрозу наводнений на этом участке реки, устранят проблемы на эрозионных участках ниже плотин, сделают возможным возвращение к жизни областей за дамбами, ограждающими водохранилища – как компенсацию затопленных водохранилищами земель (внутри дамб), стабилизируют гидрологический режим Вислы с возможностью обводнения дефицитного района Куяв. Каскад нижней Вислы станет «мотором» хозяйственного развития Вислинского региона с эффектом «разворота» городов и сел в направлении реки.

Г.Я. Барышников, М.Е. Бельгибаев
Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия; Государственный университет имени Шакарима, Семей, Казахстан

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОЛЕНЫХ ОЗЕРНЫХ ВОД СТЕПНЫХ РАЙОНОВ АЛТАЯ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННЫХ И ЛЕЧЕБНЫХ ЦЕЛЕЙ

На всей территории равнинной части Алтайского края находится более трех тысяч озёр с различным химизмом и минерализацией воды. Озёра разбросаны по степи, как группами, так и в одиночку. Их размеры изменяются от 3-5 га до нескольких десятков тысяч га. Как правило, озёра мелкие, глубина их редко превышает 3-4 м. В жаркие периоды года многие из них пересыхают, а на поверхности образуется солевая корка толщиной до нескольких сантиметров. В период дождей эти озёра вновь наполняются водой, формируя крепкие рассолы.

По свойствам воды на Алтае озёра делятся на солёные, горько-солёные и пресные. Наиболее многочисленные из них солёные и горько-солёные. Небольшое число сильно минерализованных озёр встречается также в системе степных рек, протекающих по дну древних долин стока, происхождение которых до сих пор не выяснено. Горько-солёные и солёные озёра, в отличие от пресных, характеризуются почти полным отсутствием растительности. Ровное дно и плоские берега покрыты вязким чёрным или зеленовато-серым илом, а более возвышенные места поросли солончаковой растительностью.

Исследования минерализованных озёр Кулундинской низменности позволяют отметить, что, несмотря на огромное количество озёр, для лечебных целей могут быть использованы лишь немногие, что в значительной степени зависит от погодных и климатических условий. В связи с этим, важное значение для развития курортно-санаторного лечения и рекреации имеют находящиеся здесь минеральные подземные воды. Химический и микрокомпонентный состав таких вод формировался длительное время и связан с активностью водообмена с поверхностью земли, составом пород и промываемостью водоносных горизонтов.

В Восточном Казахстане соленые озера также имеют широкое распространение в левобережной части Иртыша. Одним из них является горько-соленое Калкаманское озеро, расположенное в нескольких десятках километров от г. Павлодара, на левом берегу. Оно известно своими грязями, помогающими излечивать заболевания костно-

мышечной системы, хронических кожных болезней, невралгии, судорог и др.

Но, пожалуй самым известным, с точки зрения лечебных свойств, являются воды озера Шошкалы, расположенного в равнинном сухостепном районе Восточного Казахстана. Как и на Алтае в озере обитают в большом количестве рачки (*Artemia Salina*), способствующие формированию лечебных грязей при высокой степени засоления воды.

Не меньшее значение для засоленности озера играет и состав солей в прилегающих к нему почвах. В заложенном почвенном разрезе в северной части озера нами было установлено, что здесь почва представлена разновидностью луговой каштановой сильно солончаковой слабо щебнистой песчаной почвой. Содержание гумуса очень низкое: в верхнем горизонте А – 0,26%, в нижней части горизонта ВС – 0,05%. Обеспеченность валовыми формами азота и фосфора очень низкое и составляет соответственно 0,004% и 0,03%. В нижних слоях почвенного разреза преобладает обменный натрий (61,1–80,7%), на долю магния приходится 4,8-7,8%. Профиль почвы засолен водно-растворимыми солями. Сумма солей очень высокая и составляет 0,414–1,639%. Степень засоления в слое 0–22 см сильная, в слое 42–90 см очень сильная. Засоление в слое 0–70 см хлоридное, а в слое 80–90 см - сульфатно-хлоридное. Реакция почвенной среды резко щелочная (pH = 9,2-9,7). Анализ водной вытяжки и поглощенных оснований в почве показывает сильное засоление в верхнем горизонте почв (0–10 см), во всех нижних горизонтах – очень сильное.

Естественно, сильно засоленные и очень сильно засоленные почвы, а также донные грунты влияют на степень и виды засоления воды в озере Шошкалы, чему способствует и механический состав почв, состоящий на 80–90% из фракции песка. Таким образом, очень сильное засоление почв и легкий их механический состав по всему профилю, способствуют хлоридному и сульфатно-хлоридному засолению воды в водоеме.

Приведенные химические показатели почв и воды озера Шошкалы оказались близкими к оптимальным целебным свойствам, необходимым для оздоровления человека. Аналогом такого водоема в Алтайском края являлось Малиновое озеро, но оно потеряло свои качества в результате техногенного вмешательства при добыче солей из него.

Таким образом, водные ресурсы территории Алтайского края и Восточного Казахстана могут оказывать значительное влияние на развитие рекреации и использования соленых вод и грязевых отложений в лечебно-профилактических целях для жителей соседних дружественных государств.

В.П. Бондарев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

МОРФОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАЛЫХ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ*

В настоящее время в области изучения эрозионно-аккумулятивных процессов все чаще ставятся задачи, связанные с анализом баланса вещества в пределах водосборных бассейнов. Это позволяет решать геоэкологические проблемы, связанные с перераспределением вещества, деформацией поля загрязняющих веществ, заиления искусственных водоемов и т.д. Такие исследования можно отнести к кругу вопросов, которые рассматриваются в рамках морфодинамического анализа (Ласточкин, 1987, 2011; Динамическая геоморфология, 1992; Симонов, 2005; Чалова, 1979, 2018). При этом, понятия «морфодинамика» понимается различными авторами по-разному. Так, с одной стороны, оно имеет непосредственное отношение к более широкому представлению о морфолитогенезе, с другой стороны, не рассматривает вопросы генезиса и эволюции форм. Будем рассматривать морфодинамический анализ, как средство изучения морфологии и морфометрии рельефа для целей выявления литопотоков. В нашем случае, он может быть использован для целей изучения эрозионно-аккумулятивных процессов.

Отдельный интерес для морфодинамического анализа представляют малые водосборные бассейны (Бондарев, 2010), представленные сложными иерархическими системами со скоординированной внутренней структурой, которая представлена первыми несколькими порядками речных бассейнов. Важность их изучения определяется тем, что, при малых индивидуальных размерах (как правило, длина водосбора менее 10 км) они имеют широкое распространение (до 90 % и более всей территории бассейна реки). В них, как правило, отсутствуют постоянные водотоки. Склоновые и русловые процессы в их пределах характеризуются высокой динамичностью и быстрой реакцией малых водосборных бассейнов на природные и антропогенные изменения.

В центре морфодинамического анализа малых водосборных бассейнов находится изучение его структуры. Характерные черты изучения этой структуры уже были рассмотрены на примере овражно-балочных

[1] Выполнено по плану НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова

систем – типичных малых водосборных бассейнов умеренной зоны территорий России (Бондарев, 2017). При этом элементы малых водосборных бассейнов закономерно сочетаются друг с другом, образуя единую систему, где идет смена процессов эрозии и аккумуляции, обеспечивая непрерывных баланс вещества с водораздельных территорий вплоть до устья. Структура таких малых водосборных бассейнов изучена плохо. Их изучение может быть построено на основе трех основных представлений. 1) Идеи Р.Е. Хортона (1948), который выявил наличие закономерностей гидрографической сети. 2) Положение о единстве эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах всего речного бассейна, сформулированое Н.И. Маккавеевым (1955). 3) Представления С.М. Шумма, Р.Дж. Чорли, Ю.Г. Симонова (Динамическая геоморфология, 1992) о водосборном бассейне, как о геоморфологической системе с прямыми и обратными связями, имеющей сложную структуру и характеризующейся особенностями функционирования, на которые оказывают влияние природные и антропогенные условия и факторы.

Таким образом, существует высокая актуальность и довольно надежный базис изучения малых водосборных бассейнов, которых был использован автором материала для изучения соответствующих объектов, что можно проиллюстрировать некоторым количеством примеров.

В.А. Брылёв, И.Я. Грязных, А.И. Перцева
Волгоградский государственный социально-педагогический университет

ОСОБЕННОСТИ ПОЛОВОДЬЯ 2018 г. В ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В Волгоградской области большая часть территории относится к бассейну Дона, к которому принадлежит более 170 рек с постоянными водотоками, т. е. 80 % всех рек региона. В геоморфологическом отношении это бассейн Нижнего Хопра, полностью бассейн р. Бузулук, значительная часть бассейна Чира и нижнее течение р. Терсы. Перечисленные бассейны заложились в отрицательных тектонических элементах – Терсинской депрессии, Хопёрской и Чирской моноклиналях. На указанных территориях сток формируется за счёт жидких дождевых и твёрдых снеговых осадков в пропорциях 2/3 и 1/3. Причиной катастрофических половодий, цикл которых составляет 8-10 лет, являются погодные условия.

Многоводными в последнее десятилетие являются 2010 и 2018 гг. Так по наблюдениям на малой р. Кумылгой в 2010 г. уровень воды в ней

поднялся на 4,05 м, а в 2018 г. в апреле был рекордным, превысив меженный уровень на 4,25 м. При этом были затоплены две улицы районной станицы Кумылженской.

Интенсивным было половодье на средней по длине реке Бузулук длиной 314 км (приток р. Хопёр), а также на других притоках исследуемых рек. Так наводнение охватило бассейн р. Медведицы - рек Терса, Арчеда и др. По данным регионального комитета по чрезвычайным ситуациям на первые числа апреля было подтоплено 9 районов и 47 населённых пунктов. На момент завершения этого краткого сообщения половодье развивается в бассейнах средних рек Дона – Медведице, Хопра, Чира.

Причины наводнений в бассейне Дона в Волгоградской области общеизвестны, они природные. В нашем регионе нет крупных гидротехнических сооружений – плотин, дамб и др., поэтому половодья зависят в основном от двух причин: 1) погодно- климатической обстановки; 2) запасов снега и характера развития весны.

Март 2018 г. в Волгоградской области выдался достаточно холодным. В Волгограде средняя месячная температура составила -3,5ºС. 4 дня за месяц температура опускалась ниже – 10 ºС, 7 дней шёл снег. Только после 26 марта дневные температуры в городе стали положительные, и то не выше +4ºС. Ночные положительные температуры в городе были отмечены 27, 28 и 31 марта.

С наступлением апреля погодная ситуация резко изменилась. За первые 8 дней месяца средняя дневная температура составила +10ºС, а максимальная +13ºС (2 и 7 апреля). Ночные температуры не опускались ниже +2 ºС, максимально поднимались в эти дни до +8ºС. Средняя ночная температура за прошедшие 8 дней месяца составила +5ºС. Осадки в Волгограде в этом месяце ещё не наблюдались.

В Урюпинске в марте средняя дневная температура составила 3,2ºС. В этом городе положительные дневные температуры стали преобладать с 25 марта и достигали несколько дней подряд +3ºС. Максимальные температуры наблюдались 25, 26 и 27 марта (+3ºС). Средняя ночная температура за месяц составила -6ºС. Снегопад наблюдался в Урюпинске 6 раз.

С начала апреля дневные и ночные температуры в Урюпинске стали положительными. Днём столбик термометра не опускался ниже +3ºС, а максимума достиг за первую неделю апреля и показывал +11ºС. Средняя ночная температура составила +3,8ºС.

В р. п. Иловле средняя дневная температура в марте 2018 г. составила -1,6ºС. Минимальная температура днём достигала -11ºС, а максимальная +5º С 31 марта. Ночные температуры опускались до -16ºС, а

максимальная ночью наблюдалась 27 и 31 марта (+4ºС). Средняя ночная температура в марте составила -4,9ºС. 10 дней в марте наблюдался снег на территории Иловли и 3 раза дождь. С начала апреля как и в других перечисленных районных центрах столбик термометра не опускался до отрицательных значений и в среднем днём показывал +11ºС, а ночью +5,9ºС. Максимальная температура днём была зафиксирована 7 апреля и составила +17ºС, а ночью +11ºС.

В г. Фролово средняя дневная температура в марте составила 2,7ºС. Максимальная дневная температура была зафиксирована 27 марта и составила+5ºС. Минимальная дневная -11ºС 1, 2 и 19 марта. Средняя ночная температура была -5,2ºС. Минимальная температура в г. Фролово была зафиксирована 2 марта и составила -14ºС. В апреле столбик термометра не опускался ниже +3ºС днём 4 апреля и +1ºС ночью 5 апреля. Максимальные температуры в апреле 2018 г. во Фролово были зафиксированы 7 апреля +16ºС днём и +8ºС ночью. Средняя дневная температура за прошедшие 8 дней составила +9,1 ºС днём и +4 ночью.

Как видим, март был холоднее нормы на 3–4ºС, что задержало снеготаяние, а запасы снега были выше нормы. Поэтому половодье в бассейне Дона было стремительным и многоводным, аномально высоким по уровням воды, но всё же не продолжительным.

В бассейне Волги ситуация иная. Росводресурсы установили режимы работы Волжской ГЭС в соответствии со складывающейся гидрологической и водохозяйственной обстановкой, а также прогнозом притока в водохранилища Волжско-Камского каскада в марте и I квартале 2018 г. С 21 по 31 марта 2018 г. через Волгоградский гидроузел пропускалось 9200–9700 м³/с воды в среднем за период, далее до 11 апреля 2018 г. будет пропускаться 10500–11000 м³/с.

Такое решение принято на основании рекомендаций Межведомственной рабочей группы (МРГ) по регулированию режимов работы водохранилищ Волжско-Камского каскада, заседание которой состоялось 20 марта 2018 г. В нем приняли участие представители органов государственной власти, органов исполнительной власти субъектов Российской Федерации, научных организаций, АО «СО ЕЭС», ПАО «РусГидро» и другие.

Повышенный пропуск воды через замыкающую Волжско-Камский каскад Волжскую ГЭС обусловлен необходимостью снижения уровня водохранилищ каскада в соответствии с требованиями правил использования водных ресурсов в целях подготовки каскада к безопасному пропуску половодья. В связи с многоводным прошлым годом и повышенным притоком воды в осенне-зимний период 2017–18 гг. запасы воды в водохранилища Волжско-Камского каскада на данный мо-

мент выше среднемноголетних значений на 47 % и выше прошлого года на 61 %.

По данным Гидрометцентра России суммарный приток воды в феврале 2018 г. в водохранилища Волжско-Камского каскада составил 11,6 км³, что почти вдвое превышает норму. В марте 2018 г. суммарный приток воды в водохранилища каскада также сохранился повышенным почти в 1,5 раза выше нормы для этого времени года.

Дальнейший режим работы Волгоградского гидроузла определен Федеральным агентством водных ресурсов в зависимости от складывающейся гидрологической и водохозяйственной обстановки на основании рекомендаций МРГ по регулированию режимов работы водохранилищ Волжско-Камского каскада. Режимы подлежат оперативной корректировке в зависимости от складывающихся гидрометеорологических условий и водохозяйственной обстановки.

Деятельность ГЭС находится под контролем государства: режимы наполнения и сработки водохранилищ, пропуска паводков устанавливает и регулирует Министерство природных ресурсов в лице Федерального агентства водных ресурсов (Росводресурсы). Оно согласует свои предложения с МЧС РФ, Минсельхозом, Россельхознадзором, Росморречфлотом, Росстроем, АО «Системный оператор Единой энергетической системы» с учетом интересов всех водопользователей. Мониторинг паводка в Волжском бассейне продолжается.

Главные выводы: 1) В бассейне Дона на 10 апреля половодье пошло на спад, но в целом оно было рекордным за несколько десятилетий, превысив средние объёмы и уровни 2010 г. 2) Наводнения в бассейне Дона зависят от природных факторов, что показали погодные условия 2010 и 2018 гг. 3) Паводки в бассейне Нижней Волги в значительной мере управляются плотиной Волжской ГЭС и они не синхронны таковым в бассейне Дона, так как максимальные попуски через плотину Волжской ГЭС были в 2016 г.

С.В. Будник
Институт водных проблем и мелиорации НААН Украины

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА НАНОСОВ В РЕКАХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНЫЙ БУГ И ПРИПЯТЬ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Ученые и общественность в Украине и других странах в последнее время обеспокоены ситуацией, которая наблюдается с изменением водности рек. Отмечается заиление и зарастание малых водотоков, в отдельных регионах наблюдается подтопление территорий, водность Днепра резко уменьшилась и т.п. Все это отражается на эффективности хозяйственной деятельности и т.п.

Анализ хода стока воды во времени по большинству рек бассейнов Припяти и Западного Буга (на территории Украины), показывает, что поверхностный сток имеет тенденцию к увеличению, а грунтовый – к уменьшению. Однако, на части территории наблюдается обратная картина: поверхностный сток имеет тенденцию к уменьшению, а грунтовый – к росту. Исследование возможного влияния на сток атмосферных осадков и основных гидрографических характеристик не показало какой-либо закономерности в изменении направления хода стока. Здесь, скорее всего, основное влияние оказывают оставшиеся после формирования Карпатских гор разломы земной поверхности; заметим, что формирование Карпат продолжается и в наше время.

В то время как поверхностный сток на исследуемой территории имеет различные направления хода во времени, ход мутности воды во времени показывает тенденцию к уменьшению начиная с 60–70-ых годов XX столетия. Отдельные авторы [В.И.Вишневский, А.А.Косовец, 2003] утверждают, что причиной этого является значительное зарегулирование стока рек прудами и водохранилищами. В настоящее время состояние этих прудов (около 25%) неудовлетворительное, заиленность составляет 10–45% [М.А.Галич и др., 2003]. Однако, если сравнить объем прудов, ставков, водохранилищ в бассейнах рек с объемом стока наносов за эти годы, то можно утверждать, что при таком количестве наносов (в 10–20 раз превышает объем водоемов) все пруды и водохранилища давно были бы заилены. Здесь нужно учитывать транспортирующую способность потоков и руслоформирующие процессы и что не все взвешенные частицы оседают в пудах и водохранилищах. Кроме того наблюдается стабилизация поступления твердых частиц из верхних частей гидрографической сети, что указывает на наличие положительного

эффекта введения агро- и лесо-мелиоративных мероприятий на водосборах рек.

Наблюдающиеся в настоящее время изменения климата отражаются на режиме формирования стока исследуемой территории, в частности наблюдается уменьшение максимумов половодья [В.А. Овчарук, 2018], увеличивается число оттепелей, ход и интенсивность дождей сдвигается в сторону усиления эрозионной опасности и т.п. Исследование изменения стока наносов и мутности под воздействием изменения метеорологических характеристик показывает сложный характер их взаимосвязи. Так, зависимость среднемесячных расходов наносов от среднемесячной температуры воздуха и сумм осадков за месяц показывает, что до 70-80 мм осадков наблюдается некоторое повышение стока наносов при повышении температуры воздуха и количества осадков при наличии множества экстремумов, со 100 мм осадков с ростом количества осадков сток наносов растет, а с ростом температуры – падает. Тут следует отметить, что осадков более 130–140 мм при температуре меньше 0 ^{o}C практически не наблюдалось. Кроме всего прочего, рассматриваемая территория находится в зоне достаточного и избыточного увлажнения, геологическое строение территории также благоприятствует высокому стоянию уровней грунтовых вод (по сравнению с лесостепной и степной зонами Украины). Поэтому выявлена хорошая зависимость максимальной мутности воды от запасов продуктивной влаги в почве. С ростом увлажнения почвы максимальная мутность увеличивается.

Учитывая все вышесказанное, на фоне изменения климата территории можно ожидать усиление эрозионных процессов в верховьях исследуемой территории и на Словечанско-Овручьском кряже.

А.Л. Варенов
Нижегородский государственный педагогический университет

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА МАЛЫХ РЕКАХ БАССЕЙНА Р. КУДЬМЫ

Стационарные исследования русловых процессов на малых реках бассейна Кудьмы проводятся с 2010 года совместно с сотрудниками научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева. Организовано 15 стационаров по изуче-

нию динамики берегов различных типов русел, отличающихся естественными и антропогенными условиями формирования.

Исследования показали, что изменение порядка реки (водности по длине) не влияет на распределение скоростей размыва, что связано с воздействием местных факторов (геолого-геоморфологические условия, растительность, особенности развития вертикальных русловых деформаций) и образованием локальных водоворотных зон. Средние скорости размыва $U_{бср}$ составили от 0,1 до 0,3 м/год, среднемаксимальные $U_{бmaxср}$ от 0,4 до 1 м/год.

Интенсивность горизонтальных русловых деформаций зависит от водности половодий. На большинстве стационаров максимальные размывы берегов от 0,6 до 2,7 м соответствовали наибольшим уровням и наблюдались в 2012 г. при затоплении поймы на глубину до 1 м (по г/п р. Кудьма – Кстово). На стационаре Ветчак в нижнем течении Кудьмы максимальные скорости наблюдались в 2013 г. – 1,4 м при уровнях на 0,3 м ниже бровок поймы (по г/п р. Кудьма – Кстово), тогда как в 2012 г. они составили всего 0,4 м. Это связано с большим подъемом уровней из-за подпора от Чебоксарского водохранилища и расположением основного потока в половодье выше бровок поймы.

Динамика нижнего крыла омеговидной излучины на стационаре Зеленый город-2 (N = 8,2, l/L = 2,14) имеет особенности, связанные с уровнями воды и литологией берега: $U_{бmax}$ наблюдались в 2016 г. - 0,9 м при уровнях на 1 м ниже бровок поймы (по г/п р. Кудьма – Кстово) и воздействии потока на границу слоев оторфованного старичного и перекрывающего его суглинистого пойменного аллювия, более низкие $U_{бср}$ по сравнению с показателями 2012 г. и локализация размыва на участке длиной 8 м. При затоплении поймы в 2012 г. длина фронта размыва составляла 25 м, $U_{бmax}$ = 0,6 м.

На участке прямолинейного русла р. Кудьмы (N = 7,6), адаптированного к надпойменной террасе, изменения связаны с активизацией разрушения пойменного берега в годы с наиболее высокими уровнями с последующим затуханием при смещении вниз задернованных участков бровки, которые препятствуют дальнейшему размыву даже при значительных уровнях.

Связь годовой динамики $U_{бср}$ с уровнями воды менее четкая, чем $U_{бmax}$, так как в годы с невысоким половодьем усиливается влияние нефлювиальных процессов (осыпание, оползание блоков грунта и защита ими берега от размыва, разрушение человеком). Отступание бровки начинает приобретать «случайный характер».

Для сегментных излучин (степень развитости $l/L<2$) характерна прямая зависимость средних и среднемаксимальных скоростей размыва берегов от степени развитости излучин:

$$U_{бср} = 0{,}1565 l/L - 0{,}0886,\ R = 0{,}85$$

$$U_{бmaxср} = 0{,}5912 l/L - 0{,}2148,\ R = 0{,}86$$

Данные зависимости обусловлены усилением роли циркуляционных течений в смещении излучин по мере их искривления, что особенно отчетливо проявляется на малых реках. Берега высотой 2,5 – 4,5 м, сложены преимущественно суглинками, иногда песками в средней и нижней частях берегового откоса.

Для омеговидных и синусоидальных излучин (степень развитости $l/L>2$) зависимость скоростей размыва и степени развитости излучин не выявлена. Это связано с разнообразием условий их формирования (табл.).

Основными антропогенными факторами, влияющими на изменение берегов на стационарах, являются врезание русла вследствие спуска прудов и мелиоративного спрямления, подпор от капитальных плотин. Так на стационаре у д. Александровка наблюдается устойчивое снижением $U_{бср}$ и $U_{бmax}$ под влиянием подпора от плотины, расположенной в 0,9 км ниже по течению.

Для всех излучин существует связь между средними и среднемаксимальными скоростями:

$$U_{бmaxср} = 2{,}3573\ U_{бср} + 0{,}3058,\ R = 0{,}81.$$

Таблица

Стационар	Характеристика	Условия размыва
р. Озерка - д. Белозерово	$N = 6$, $l/L = 2{,}78$, $U_{бср} = 0{,}1$ м/год, $U_{бmaxср} = 0{,}73$ м/год	Антропогенная надпойменная терраса, высота 7 м, оторфованные суглинки, глинистый цоколь в основании террасы, образование водоворотной зоны ($b_p = 2{,}6r$), врезание русла из-за спуска прудов
р. Озерка - д. Кужутки-1	$N = 7{,}3$, $l/L = 2{,}22$, $U_{бср} = 0{,}34$ м/год, $U_{бmaxср} = 1$ м/год	Антропогенная надпойменная терраса, высота 5,5 м, в верхней части – пески, в нижней части - суглинки, врезание русла из-за спуска прудов
р. Озерка - д. Кужутки-2	$N = 7{,}3$, $l/L = 2{,}23$, $U_{бср} = 0{,}15$ м/год, $U_{бmaxср} = 0{,}6$ м/год	Естественная надпойменная терраса, высота 5,5-6 м, пески, врезание русла из-за спуска прудов
р. Печеть - д. Александровка	$N = 3{,}7$, $l/L = 2{,}14$, $U_{бср} = 0{,}1$ м/год, $U_{бmaxср} = 0{,}52$ м/год	Пойменная терраса, высота 2 м, оторфованные суглинки с песком в нижней части, подпор от местной капитальной плотины

р. Сетчуга - с. Ивановское	N = 5,3, l/L = 2, $U_{бср}$ = 0,13 м/год, $U_{бmaxср}$= 0,8 м/год	Пойменная терраса, высота 1,5, супеси и легкие суглинки, закрепление берегов древесной и луговой растительностью

В целом, динамику берегов определяют форма русла, руслоформирующий расход среднего интервала $Q_ф$ в бровках поймы и местные факторы, влияющие на темпы и локализацию зон размывов.

Т.В. Векшина, В.А. Большаков
Российский государственный гидрометеорологический университет

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ И УЧЕТ СТОКА НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

С применение компьютерных технологий появляется возможность использования параметрических моделей при решении различных задач гидрологии, открываются возможности включения большого количества различных взаимосвязанных параметров для описания различных гидрологических процессов. Разумеется, что среди множества параметров главными будут те, которые традиционно характеризуют речной бассейн, могут быть измерены или вычислены по натурным данным.

Таким образом, на основе параметра Великанова был разработан метод оценки коэффициентов шероховатости речного русла, учитывающий порядок реки и фазу вегетации водной растительности. Основными исходными данными для анализа явились материалы гидрометрических наблюдений. Предложенные расчетные зависимости позволяют определить шероховатость русла, опираясь на сведения, содержащиеся в Водном кадастре и банках данных современных информационных систем: гидроморфологические характеристики и климатические параметры региона.

В результате становится возможной расчетная оценка пропускной способности русла неизученных рек. Естественно, для каждого конкретного створа величины коэффициентов шероховатости рассчитываются с той или иной степенью приближения. Но в сравнении с соответствующими описательными шкалами шероховатости зарастающих русел количественная определенность полученных зависимостей дает все основания для их предпочтения.

Представленная методика реализована в виде вычислительных процедур, разработана компьютерная программа. Проведены различные серии численных экспериментов по оптимизации и компьютерной реализации гидрометрического учета стока.

Как показали численные эксперименты, предложенная методика, основанная на хронологическом представлении параметра Великанова, в полной мере отражает изменения пропускной способности русла и является наиболее рациональной математической основой компьютерной технологии гидрометрического учета стока.

Н.Н. Виноградова
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПОВ РАЗМЫВА БЕРЕГОВ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ ЗА ПЕРИОД ЭКСПЛУАТАЦИИ*

Анализ банка данных по протяженности берегов, темпах их размыва и скорости осадконакопления для 30 крупных водохранилищ России и сопредельных государств за различные периоды их эксплуатации, составленного по опубликованным источникам, позволил проследить изменение этих параметров во времени. Анализируемые данные расширили и дополнили проведенные ранее исследования этих параметров на водохранилищах волжско-камского [Назаров и др., 2006, 2009, 2010 гг.] и волжского каскада [Законнов, 1995, 2005, 2007 гг.]

Процессы переформирования берегов и ложа водохранилищ характеризуются пространственно-временной неравномерностью. Наибольшая интенсивность размыва берегов наблюдается обычно в первые годы существования водохранилищ, когда берега отступают на десятки и даже сотни метров. Так скорости размыва берегов водохранилищ в период наполнения превышали значения таковых за последующий 10-летний период в 3–5 раз [Назаров, 2006]. По мере увеличения периода существования водохранилища интенсивность размыва берегов в целом уменьшается. Анализ скоростей размыва берегов водохранилищ за дальнейший период их эксплуатации также выявил их уменьшение. Например скорость размыва берегов на Угличском водохранилище

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ

уменьшилась с 1,0 м/год в 1940–1964 гг. до 0,5–0,7 м/год в 1985–90 гг.; на Рыбинском – с 3 ,1 м/год в 1947–1963 гг. до 0,5–0,7 м/год в 1951–79 гг. Скорости отступания береговых обрывов на Горьковском водохранилище последовательно уменьшались с 2,1–6,2 м/год в 1957–63 гг. (Иконников, 1972) до 0,3-0,74 м/год в 1981–86 гг. [Иконников, Калинин, 1989] и до 0.44 м/год в 2000–2010 гг. [Хохлов, 2017].

В результате размыва береговых склонов происходит спрямление береговой линии и отчленение заливов, что ведет к сокращению протяженности берегов на 20–30% и более от их первоначальной длины. Одновременно происходит постепенное увеличение доли абразионных берегов в общей длине береговой линии. Анализ дополненных данных об общей протяженности берегов и их абразионной составляющей показал, что на Новосибирском водохранилище длина береговой линии уменьшилась с 726 км до 550 км в 2008–2009 гг. [Федорова, 2010]. На Рыбинском водохранилище длина абразионных берегов через 10 лет увеличилась на 100 км. На Иркутском водохранилище длина береговой линии уменьшилась с 350 км в 1977 гг. до 276 км в 1998 г., а протяженность абразионных берегов увеличилась со 100 км до 140 км [Овчинников, 1999]. На Усть-Илимском водохранилище длина береговой линии к 1993 г. уменьшилась с 2560 км до 1853 км, а абразионных берегов увеличилась с 683 до 786 км. На Цимлянском водохранилище в первые 5 лет его эксплуатации длина береговой линии сократилась с 912 до 765 км, в последующие 5 лет до 693 км.

Наблюдаемое изменение режима эксплуатации водохранилищ, уровенного режима и определяющих факторов вызывает повышение или понижение скоростей абразии, способствуя по определению Н.Н. Назарова [2006] импульсивному развитию берега. На Цимлянском водохранилище существенно уменьшенная амплитуда уровней за последнее 5-летнее маловодье наблюдается на заметно более высоких уровнях водохранилища, способствуя усилению размыва берегов [Стародубцев, Богданец, 2016]. В озерной части Горьковского водохранилища в августе 1986 г. при повышенном (на 0,3-0,45 м выше НПУ) уровне воды на фоне общего замедления размыва отмечались разрушения, связанные с сильными штормами. На большинстве участков величины размыва берегов оказались больше годовых за предшествующий 20-летний период [Иконников, Калинин, 1989]. На Красноярском водохранилище за последние 15 лет уровень воды ни разу не достигал отметки НПУ и стабильно держался на 2 м ниже. В этих условиях размыву подвергались береговые отмели, ширина которых увеличилась, одновременно с 1982 по 2013 гг. уменьшилась на 160 км протяженность интенсивно разрушающихся берегов [Федорова, 2016]. На Мингечаурском водохранилище после строительства

Шамхорского водохранилища в связи со снижением амплитуды колебания уровня интенсивность разрушения берегов в 1982–1990 гг. уменьшилась в 2,3 раза по сравнению с 1974–1982 гг. [Халилов, 1996].

Материал, поступивший в водохранилище из различных источников, идет на формирование донных отложений, при этом основная роль в этом процессе принадлежит продуктам размыва берегов и дна, стоку речных наносов. В результате абразионных процессов в водохранилища может поступать более 80% седиментационного материала. Характерно увеличение мощности слоя осадков во времени, максимальные скорости в первые годы существования водоема и их уменьшение в последующие годы. В первые годы интенсивность осадконакопления на водохранилищах Волжского каскада составляла от 0,3 см/год на Иваньковском водохранилище до 1.0 см/год – на Волгоградском; в последующие годы (к 1990–2000 гг.) она уменьшилась соответственно до 0,21 и 0.54 см/год [Законнов, 2007]. К сожалению, для других водохранилищ сведения об изменении интенсивности осадконакопления во времени отсутствуют. Тем не менее, можно предположить, что уменьшение скорости размыва берегов может сказаться на уменьшении интенсивности осадконакопления. Ранее установленная прямая зависимость скорости осадконакопления от относительной длины размываемых берегов [Виноградова, 2007] при наличии данных о длине размываемых берегов может быть использована для определения темпов осадконакопления.

По сопоставлению процессов переформирования берегов и осадконакоплению на водохранилищах за различные периоды их существования отмечается, что ни одно из водохранилищ не достигло стадии динамического равновесия между процессами абразии и аккумуляции [Овчинников, 1999; Назаров, 2006; Филиппов, 2004; Карнаухова, 2009 и др.]

Представленный выше материал подтвердил и дополнил ранее полученные результаты. Дальнейшие исследования должны быть направлены на получение новых материалов по переформированию берегов и осадконакоплению в водохранилищах, которые позволят выявить общие закономерности для водохранилищ с разными природными и эксплуатационными условиями.

О.В. Виноградова
Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова

ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ*

Исследования строения золотоносных россыпей проведены в трех районах Восточной Сибири – Алданском, Куларском и Ленском. Алданский зхолотоносный район, расположен в Якутии, по правым притокам р. Алдана. Алдан очень красив своими синеватыми в сумерках гольцами, которые, как писал основоположник науки о россыпях Ю.А. Билибин, «молча хранят тайну Алданского золота». По своему строению россыпи Алдана более простые, чем россыпи других районов наших исследований. Они залегают в современных долинах низких – средних порядков, и их строение определяется современными русловыми процессами. Россыпи Алданского района локализованы в днищах долин. Преобладает относительно прямолинейный тип русла, пойма узкая. Соответственно и россыпи имеют небольшую ширину и прямолинейный контур. Лишь на некоторых участках формирование врезанных излучин привело к изгибу контура россыпи, в пределах которого наиболее обогащенные золотоносные струи приурочены к вершинам излучин. При анализе россыпей Алданского района формировался подход к россыпям как к результату деятельности руслового процесса, были определены условия аккумуляции и транзита золота.

Следующим районом исследований был Куларский район, расположенный в междуречье р.р. Омолоя и Яны за Северным полярным кругом в невысоких горах Улахан-Сис. Поиск россыпей в Куларском районе, перекрытом мощной толщей рыхлых отложений – не простое дело. Россыпи Куларского района погребены под отложениями льдистых суглинков большой мощности (от 40 до 110 м). Сначала проводятся геофизические работы, а потом уже бурение на большую глубину. Отработка россыпей ведется подземным способом. Однажды нам представилась возможность спуститься в глубокую шахту (110 м). Нам выдали каски, фонарики и мы долго спускались в шахту. Наконец мы достигли уровня речных отложений, где велись работы по добыче золота. Неизгладимое впечатление на меня произвели разрезы аллювиальных отложений в

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ.

стенках шахты – освещенные тусклым светом фонарей они сверкали и переливались благодаря сковывающей их вечной мерзлоте. Эти отложения сформировались в палеогене, т.е. миллионы лет тому назад. В них отчетливо выделялись разные фации аллювия – галечные отложения русла, карманы глинистых фракций поймы. Больше всего меня поразили застрявшие в этих отложениях стволы громадных деревьев. Миллионы лет тому назад здесь по всем законам русловых процессов протекала река, бурный поток которой нес деревья, перемывал и откладывал золото. Геологи, работающие на приисках, замечали приуроченность повышенных содержаний золота к стрежневым фациям аллювия. Россыпи Кулара имеют более сложное строение по сравнению с Алданскими. В погребенных долинах III-IV порядков выделяются днище и низкие эрозионные уровни, на которых располагаются золотоносные пласты. Характерны относительно незначительные изменения морфологии долин по протяженности, обусловленные их формированием на склоне поднимающейся структуры с однообразным литологическим составом пород. Однообразие условий определило преобладание прямолинейного или слабо меандрирующего типов палеорусел. Эти причины определили относительно простое строение россыпей.

Наиболее сложный по строению россыпей – Ленский золотоносный район, располагающийся на правобережье р. Витим в пределах Витимо-Патомского нагорья. Россыпи Ленского золотоносного района уникальны по своему строению и богатству. Россыпи – «гиганты» долин рек Вачи, Бодайбо известны всему миру. Они имеют сложное строение, обусловленное длительной историей их формирования, более высокими порядками долин и неоднократным чередованием по протяженности участков с различными морфодинамическими типами русел. Общая морфология россыпей и характер их строения являются отражением планового соотношения разновозрастных врезов, определяющих сохранность эрозионных уровней. На узких прямолинейных участках долин в условиях интенсивного врезания потока происходит концентрация золота в пределах узкого днища. Благодаря прямолинейным очертаниям русла россыпи также имеют прямолинейный контур и представляют собой узкие (до 100–150 м) обогащенные золотом струи аллювия, хорошо выдержанные по протяженности долин. На участках развития крупных излучин контур россыпи повторяет их конфигурацию и нередко имеет подковообразную форму в плане. На участках долин, где врезы достигали приблизительно одних и тех же высот, процессы россыпеобразования происходили в течение нескольких циклов на одном и том же эрозионном уровне, что приводило к неоднократному перемыву золота без смещения пласта на более низкие уровни. Внутренняя струк-

тура россыпей т.е. характер распределения золота в пределах контуров разновозрастных россыпей обусловлена морфодинамическим типом русел на том или ином участке и характером их горизонтальных деформаций. Каждому морфодинамическому типу русел свойственны определенные русловые деформации, которые отражают форму проявления русловых процессов. На участках преобладающих горизонтальных смещений русла металлоносные пласты характеризуются большой шириной (до 0,5 км), крайне неравномерным распределением золота. Под воздействием впадения крупных притоков россыпи основных крупных долин приобретают чрезвычайно сложное строение Характерно формирование поперечных к оси долины металлоносных пластов, сложного, гнездового распределения золота в плане и резкие изменения абсолютных отметок подошвы золотоносного пласта.

Каждый из районов исследований неповторим и уникален по истории формирования россыпей. Однако, их строение во многом определяется характером палеоруслового процесса и морфодинамическими типами русел.

О.В. Виноградова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

МОРФОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН ВИТИМО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ*

Исследования погребенных долин горных районов являются актуальными в связи с поисками и разведкой аллювиальных россыпей золота. Вместе с тем таких исследований чрезвычайно мало, что связано с трудоемкостью бурения погребенных горных долин, перекрытых толщей рыхлых отложений. На основе разработанной методики реконструкции рельефа погребенных долин по данным геологоразведочной документации по трем крупным рекам Бодайбо, Ваче и Малому Патому, протяженностью около 100 км и их притокам в Ленском золотоносном районе, расположенном в пределах Патомского нагорья на правобережье р. Витима, проведен анализ морфологического строения погребенных долин. В истории формирования долин выделяются три эрозион-

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ.

ных цикла – ранне-, средне- и позднеплейстоценовый. Проведенный анализ планового и высотного положения разновозрастных долин показал высокую степень унаследованности их развития. На одних и тех же участках положение и ширина долин разного возраста остается приблизительно одинаковой. Их заложение произошло в раннем плейстоцене, и они не испытывали значительных смещений в плане на протяжении всей истории развития. Для некоторых участков долин характерны крупные резкие или плавные изгибы – долинные излучины, положение которых унаследовано в течение разных эрозионных циклов. В некоторых случаях отличия конфигурации и планового положения палеоднищ долин раннеплейстоценового возраста связано с еще незавершенным приспособлением потока к литологическим и тектоническим условиям на ранних стадиях формирования, либо с резкими изменениями этих условий в разные эрозионные циклы.

Продольные профили разновозрастных долин имеют вогнутую форму, осложненную многочисленными уступами. В нижнем течении для всех эрозионных циклов отмечается резкий перегиб продольных профилей, причем амплитуда их понижения составляет первые десятки метров. Это связано с понижением базиса эрозии приемных рек. В процессе снижения базиса эрозии в каждом их этапов глубинная эрозия распространялась вверх по течению. Положение резких перегибов продольных профилей, соответствующее распространению волн регрессивной эрозии, отмечается для каждого из этапов, причем продвижение волны регрессивной эрозии вверх по течению тем больше, чем больше амплитуда понижения базиса эрозии. Вследствие неодинакового вреза разновозрастных долин относительные высоты эрозионных уровней могут меняться, в то время как их абсолютные высоты закономерно уменьшаются. В результате отмечается неоднократное перекрещивание днищ долин разных эрозионных циклов по типу «ножниц Мирчинка». По длине долин наблюдается чередование участков с различным соотношением разновозрастных эрозионных уровней. Они объединяются в три основных типа. *При первом типе* большая глубина врезания более позднего по времени формирования эрозионного уровня обусловливает размыв отложений более ранних эрозионных циклов. При этом на фоне формирования собственных террас может происходить частичное включение фрагментов более ранних по времени образования эрозионных уровней. *При втором типе* более поздний врез меньше предыдущего. Он может наследовать коренные поверхности более древних террас, так и вырабатывать свои террасы в рыхлых отложениях. *Третий* – наиболее сложный случай – когда все врезы достигали примерно одного

уровня. При этом на практически одинаковых гипсометрических отметках может прослеживаться несколько разновозрастных палеорусел.

В результате исследований выявлена ведущая роль основного фактора – руслового процесса в формировании морфологии погребенных долин, изменении планового положения палеорусел, характера устьевых областей притоков. Воздействие литологического и тектонического факторов на формирование погребенных долин, определяя морфодинамический тип русла, осуществляется через механизм русловых процессов в течение всех эрозионных циклов. Морфодинамический тип русла, свойственный тому или иному участку, формируется на ранних стадиях развития долин – уже тогда морфология долин приспосабливается к тектоническому плану и литологии пород. В последующие эрозионные циклы, при врезании русел, реки, попадая в те же условия, формируют тот же самый тип русла. В отдельных случаях при изменении условий в разные эрозионные циклы происходит смена типов русел и, соответственно, морфологии погребенных долин.

Наиболее сложная морфология погребенных долин характерна для участков впадения притоков. Устойчивость положения их устьевых областей зависит от типа и устойчивости русла основной реки. Узлы слияния рек низких порядков, впадающих на участках с относительно прямолинейным неразветвленным типом русла, характеризуются незначительными смещениями на протяжении нескольких эрозионных циклов. Положение устьевых областей таких притоков зафиксировано устойчивым положением русла основной долины. В случае свободного меандрирования палеорусла основной реки и впадения притоков низких порядков под углом, близким к прямому, узлы слияния, находящиеся, как и русло основной реки, в зоне распространения легкоразмываемых пород, могут в разные эрозионные циклы смещаться на несколько десятков метров как вверх, так и вниз по течению в зависимости от горизонтальных деформаций русла основной реки (развитие излучин, разветвление на рукава и т.д.). В результате на таких участках может сформироваться устьевая область, в пределах которой отмечается несколько палеорусел, каждое из которых соответствует определенному эрозионному циклу. В таких случаях ширина устьевой области современного притока может значительно превышать ширину основной долины

Детальные исследования морфологии погребенных долин могут дать существенные ориентиры при разведке россыпных месторождений.

А.М. Гареев
Башкирский государственный университет

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТРАНСФОРМАЦИИ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ВЛИЯНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Морфометрические характеристики русел рек по любому створу имеют непосредственную зависимость от соответствующих расходов воды в многолетнем разрезе и внутри года, транспортирующей способности водных потоков, оказывающих разрушающее и аккумулирующее воздействие на русло. Фактически, в результате последовательного увеличения разрушающей способности водных потоков по мере их движения в системе склон-русло в умеренном климатическом поясе как вертикальные, так и горизонтальные перемещения формируются в зависимости от влияния большой совокупности факторов, основными из которых являются: интенсивность линейного увеличения расходов воды; их разрушающей, траспортирующей способности; сопротивляемость грунтов, слагающих склон и русло к воздействию разрушающих сил; скорость вертикальных перемещений земной коры; масштабы антропогенной трансформированности природных комплексов на водосборе, соответственно, их естественной водорегулирующей способности.

Как показывают наблюдения, проведенные на кафедре гидрогеологии и геоэкологии БашГУ под руководством Гареева А.М., в течение продолжительного времени в пределах горно-лесной зоны Южного Урала и лесостепного Предуралья, в условиях многократного увеличения антропогенных нагрузок на природные комплексы на водосборе наиболее существенными являются факторы, как трансформация склонового и речного стока в условиях снижения водопоглащающей способности почв и грунтов и соответствующее увеличение максимальных показателей склонового и речного стока рек 1-го и далее порядков; а также внутривековые колебания составляющих водных балансов бассейнов рек с формированием явных признаков циклических и внутривековых колебаний речного стока в сочетании многоводных и маловодных фаз.

Это отчетливо проявляется на основании сравнительного анализа картографических материалов и космических снимков, отражающих характеристики бассейнов малых и средних рек по двум этапам наблюдений: 1) до широкомасштабного освоения природных комплексов на водосборе, приходящегося на 1950–55 гг.; 2) до 1980–1990 гг. – в годы

наибольшего влияния хозяйственной деятельности человека на природные комплексы на водосборе, а также активизации развития русловых процессов в результате чрезмерного изъятия песчано-гравийной смеси из рр. Белая и Уфа, выполняющих роль местного базиса эрозии для многочисленных притоков.

В активизации развития русловых деформаций кроме антропогенных принимают участие также естественно-исторические процессы, обусловленные циклическими многолетними и внутривековыми колебаниями условий увлажнения территорий, соответственно и расходов воды рек различной категории.

В результате наложения антропогенных факторов на естественные формируются условия, характеризующие изменчивость во времени разрушающей и аккумулирующей способности водных потоков, которые обусловливают не только формирование изменчивости горизонтальных и вертикальных перемещений русел рек, но и заметное трансформирование гидрографической сети. За период с 50-х гг. XX в. к началу XXI века отдельные реки 1–2-го порядков превратились во временные водотоки, некоторые прекратили свое существование. Произошла активизация русловых процессов в низовьях левобережных притоков р. Белая: рр. Уршак, Дёма, Чермасан, Кармасан, а так же рек Янаулка, Шудек, Ярыш и Аюханка. Она проявляется в виде нарастания интенсивности вертикального врезания и горизонтального перемещения, наносящего угрозу населенным пунктам и хозяйственным объектам в виде разрушений и обвалов.

Следует подчеркнуть, что за указанные сроки русла многочисленных малых и средних рек, протекающих в пределах горно-лесной зоны Южного Урала, не претерпели существенных изменений благодаря высокой естественной водорегулирующей способности облесенных на 75–95% водосборов.

Обобщая материалы многолетних наблюдений, экспериментов и опытов, проведенных нами на водосборах бассейнов малых и средних рек Южного Урала и Предуралья, а также анализа картографических материалов за различные периоды съемок можно однозначно констатировать:

1. Современные тенденции активизации русловых процессов связаны с влиянием большой совокупности естественных и антропогенных факторов, приуроченных к бассейнам рек различной категории. Они достаточно отчетливо проявляются на малых и очень малых реках, являющихся непосредственными приемниками склонового стока, в той или иной степени трансформированных в результате влияния антропогенных факторов.

2. Естественноисторические процессы, проявляющиеся в виде большой изменчивости расходов воды рек, как в многолетнем разрезе, так и внутри года обусловливают характер дифференциации во времени разрушающей и аккумулирующей способности водных потоков. Соответственно, как «рисунки» гидрографической сети, так и морфометрические характеристики русел рек по любому створу (участку) не постоянны, зависимы от показателей увлажнения и естественной водорегулирующей способности водосборов.

3. Интенсивность активизации развития русловых процессов на малых реках зависит от масштабов трансформированности и степени деградации природных комплексов на водосборе, соответственно, трансформации склонового и речного стока, проявляющегося в виде нарастания максимальных расходов воды (талых и ливневых вод), заметного снижения минимального стока. Это необходимо учитывать при проведении проектно-изыскательских и строительных работ на водных объектах.

4. Показатели заиления русел малых рек (особенно в среднем и нижнем течениях) – это не признак их «старения», а проявление влияния совокупности антропогенных и естественных факторов в данном отрезке времени в пределах определенно влияющей климатической эпохи.

В.Н. Голосов[1,2], К.А. Мальцев[1], А.В. Гусаров[1], М.А. Иванов[1], А.Г. Шарифуллин[1]
[1]Казанский федеральный университет,
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В СТЕПНОЙ ЗОНЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ*

Степная зона Европейской части России (ЕЧР) является важным сельскохозяйственным регионом, в котором производится значительная доля высококачественного зерна и других сельскохозяйственных культур. В этой связи сохранение плодородия почв является важной задачей, во многом определяющей устойчивый рост урожаев по мере совершенствования технологий. Степная зона протягивается сравнительно узкой

* Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект №15-17-20006

полосой с юго-запада на восток-северо-восток от подножий Кавказа и границы с Украиной до Южного Урала. Эта территория крайне неоднородна по характеру рельефа, а также климатическим характеристикам, что предопределяет разнообразие условий формирований поверхностного стока и смыва на пахотных землях. Наиболее расчленёнными территориями являются возвышенности (Ставропольская, Калачская, юг Приволжской и Бугульмино-Белебеевской), которые существенно различаются друг от друга по характеру расчленения территории, что влияет на расположение пашни в пределах междуречных пространств, размеры полей, а также диапазон уклонов. Низменности, в основном располагающиеся между ними, более однородны по характеру рельефа и могут быть отнесены к территориям со сравнительно более низкими темпами смыва, хотя на протяжённых склонах нередки случаи интенсивного ливневого смыва. Пашни степной зоны подвержены и ветровой эрозии почв, максимальная интенсивность которой наблюдается в районе Армавирского коридора [Ларионов, 1993]. Но в последние десятилетия в связи с климатическими изменениями условия для проявления ветровой эрозии несколько изменились в сторону её сокращения.

Для оценки динамики изменений водной эрозии почв за последние 50-60 лет в пределах степной зоны ЕЧР для исследований были выбраны три речных бассейна (Калаус, Медведица и Самара) и по одному малому водосбору в каждом из бассейнов. Оценки проводились для верхних, наиболее расчленённых частей бассейнов, расположенных в пределах Ставропольской, Приволжской и Бугульмино-Белебеевской возвышенностей), где потенциально темпы смыва при прочих равных условиях должны быть наибольшими. Оценки проводились для двух временных интервалов: 1960–1980 и 1991(86) – 2015 гг. для речных бассейнов на основе использования модифицированных уравнения эрозии почв и одели ГГИ [Ларионов, 1993]. Для малых водосборов для оценки темпов перераспределения наносов в пределах водосборов помимо расчётов по эрозионным моделям использовались почвенно-морфологический и радиоизотопный методы, а также геоморфологическое картирование.

Установлены различия в направленности трендов темпов смыва за два временных интервала в различных частях степной зоны во многом обусловленные влиянием климатических изменений. При этом стоит отметить, что суммарные потери почвы с пашни сократились в период 1986–2015 гг. по сравнению с предшествующим периодом во всех речных бассейнах в связи с сокращением площади пахотных земель на 10–14 % (Иванов и др., 2018). Тем не менее, в бассейне р. Калаус (Ставропольская возвышенность) среднегодовые темпы смыва выросли в по-

следние десятилетия примерно на 10% и составили в среднем 15 т/га в год. Рост темпа смыва обусловлен увеличением частоты выпадения сильных ливней со слоем > 40 мм. В бассейне р. Медведица (Приволжская возвышенность) темпы смыва ещё в 1960–1980 гг. были существенно ниже, составляя в среднем 2,6 т/га в год, но в последние десятилетия они сократились до 1,6 т/га в год во многом благодаря резкому сокращению потерь почвы в период снеготаяния, связанного со снижением глубины промерзания почвы и, как следствием резким уменьшением коэффициента поверхностного стока. Полученные расчётным путём результаты для запада Саратовской области хорошо согласуются с данными мониторинговых наблюдений на стоковых площадках [Медведев и др., 2016]. Аналогичный, но менее ярко выраженный тренд сокращения среднегодовых темпов смыва выявлен и в бассейне р. Самара (Бугульмино-Белебеевская возвышенность), где они понизились с 2,7 до 2,3 т/га в год также благодаря уменьшению талого смыва.

Оценки изменений темпов перераспределения наносов на малых водосборах, расположенных в тех же речных бассейнах, подтвердили выявленные тенденции. Причём для объектов, расположенных в бассейнах р. Самары и Р. Медведицы, если судить по изменениям темпов аккумуляции в днищах долин исследованных водосборов 1–2 порядков, сокращение темпов смыва было гораздо более существенным, чем по речным бассейнам в целом. Одним из объяснений данного несоответствия является наличие на пашне крупных ложбин, в днищах которых в случаях формирования поверхностного стока могли формироваться крупные промоины. Материал, выносимый за пределы пашни из данных ложбин, мог составлять существенную долю от суммарных потерь почвы. Но используемые для расчётов потерь почвы эрозионные модели позволяют проводить только оценки потерь от плоскостного и ручейкового смыва, тогда как крупные промоины формируются за счёт концентрированного в днищах ложбин стока воды с параметрами, близкими к потокам, размывающих днища активных овражных форм. Резкое сокращение талого стока привело к тому, что крупные промоины перестали образовываться. Следовательно, фактический смыв на пашне с ложбинами в 1960–1980 гг. вероятнее всего был существенно выше расчётного по эрозионным моделям.

А.В. Гусаров[1], В.Н. Голосов[1, 2], А.Г. Шарифуллин[1]
[1]*Казанский федеральный университет,*
[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИИ И СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ СТЕПНОГО ПРЕДВОЛЖЬЯ САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТИ*

Саратовская область – один из наиболее агрикультурно освоенных административных регионов Европейской территории России. Область в 2015 г. вошла в ТОП-5 регионов страны по размерам посевных площадей – 3 730.9 тыс. га, или 4.7% в общей посевной площади России. Одним из следствий высокой хозяйственной освоенности земель области выступает водно-эрозионная деградация их почвенного покрова, которая, однако, является здесь, в целом, сравнительно невысокой, прежде всего из-за повышенной противоэрозионной устойчивости местных (преимущественно чернозёмных) почв. В работе даётся оценка современного (с 1950-х гг.) тренда эрозии пахотных почв центра Приволжской возвышенности на основе результатов полевых исследований, выполненных на типичном малом водосборе, расположенном в бассейне р. Медведица, на западном мегасклоне возвышенности (Саратовская область). В качестве объекта исследования выбран малый водосбор верховий балки «Средняя», расположенной на левобережье долины р. Большой Колышлей (площадь бассейна – 651 км^2, левобережный приток р. Медведица) близ д. Варыпаевка Аткарского района Саратовской области. Детальные исследования проведены здесь с использованием радиоцезиевого и почвенно-морфологического методов для оценки изменения современных темпов эрозионно-аккумулятивных процессов. Дополнительно привлечены данные многолетних гидрометеорологических наблюдений в регионе и опубликованные результаты наблюдений за стоком воды и смывом почвы на стоковых площадках НИИ сельского хозяйства Юго-Востока. Для анализа также используются оценки гранулометрического состава стратозёмов, сформированных в днище балки.

Количественная оценка темпов аккумуляции в балочном днище за два временных интервала (1963–1986 и 1986–2017 гг.), выполненная

* Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 15-17-20006).

на основе датировки отложений с использованием в качестве хрономаркера изотопа ^{137}Cs, свидетельствует, как минимум, об их 4–6-кратном снижении после 1986 г. Это указывает на пропорциональное сокращение темпов смыва на распахиваемых склонах водосбора. Анализ временной изменчивости стока взвешенных наносов рек региона за период с 1940 г. по настоящее время позволяет прийти к аналогичному выводу в масштабе всего Предволжья Саратовской области. Так, годовой сток взвешенных наносов р. Хопёр (выше хут. Бесплемяновский (F=44900 км^2), дренирующей весь запад Саратовской и северо-запад Волгоградской областей, имел выраженную тенденцию уменьшения в последние десятилетия: в среднем 9.32±2.43 кг/с в 1940–1941, 1946–1966 гг., 6.80±2.48 кг/с в 1967–1975 гг., и 1.79±0.37 кг/с в 2008, 2010–2015 гг. Основной причиной снижения темпов смыва чернозёмов явилось резкое сокращение стока воды со склонов в период весеннего снеготаяния (интенсивность половодного (талого) стока в бассейне р. Хопёр (тот же гидропост) снизилась, к примеру, почти вдвое: 1.1 мм/сут. в 1940–1966 гг., 0.7 мм/сут. в 1967–1993 гг., и 0.6 мм/сут. в 1994–2008 гг.). Оно было обусловлено сокращением глубины промерзания почв, произошедшим на фоне роста температур воздуха в зимнее и весеннее время. Сокращение темпов смыва в период снеготаяния не компенсировалось региональным ростом ливневого смыва в связи с некоторым увеличением интенсивности стокоформирующих дождей. В той части Приволжской возвышенности, где расположен исследованный водосбор, напротив, в последние десятилетия произошло даже снижение частоты выпадения ливней со слоем свыше 30 мм. Более того, в границах самого водосбора в последние десятилетия заметно увеличилась доля многолетних трав в севооборотах, что стало дополнительным фактором снижения темпов деградации его почв.

И.С. Дедова, Е.В. Шевченко
Волгоградский государственный социально-педагогический университет

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АЛЛЮВИЯ ПРИВОЛГОГРАДСКОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ

Геологическое строение Волго-Ахтубинской поймы характеризуется дифференциацией современных аллювиальных отложений. Выделяются фации прирусловой поймы, пойменных озер и еричных понижений, отличающиеся сортированностью частиц и механическим составом.

Русловые отложения Волги и Ахтубы детально исследованы В.А. Брылевым [2006], В.Н. Коротаевым, В.В. Ивановым [2011], а также нами. При этом установлено, что на современном этапе пойменно-русловой морфодинамики формируются мелко- и среднезернистые песчаные отложения. В этих породах преобладают фракции 0,5–0,25 мм (29,42% – берег р. Волги у г. Краснослободск, 46,82% – иловые площадки о. Голодный, 81,76% – левый берег протоки Воложка Куропатка) и 0,25–0,1 мм – (68,92% – берег р. Волги и г. Краснослободска, 79,11% – Воложка Куропатка, 46,82% – иловые площадки о-ва Голодный, 67, 27% – р. Ахтуба, пос. Средняя Ахтуба). Можно отметить, что отложения прирусловой поймы р. Волги отличаются от таковых у р. Ахтубы крупностью частиц и сортированностью материала. Нами были прослежены такие участки в окрестностях спортивного лагеря ВГСПУ, где отмечено увеличение доли алевритов с прослоями серой глины мощностью несколько см. Сравнивая эти отложения с русловым раннеголоценовым аллювием сарпинской пойменной террасы, отмечаем замедление скорости современной седиментации. Отложения сарпинской террасы представлены песками и алевритами светло-серой окраски, сменяющимися вверх по разрезу разнозернистыми косослоистыми песками с тонкими прослоями серых глин. Падение отдельных слойков колеблется от 35^0 до 60^0, что обусловлено увеличением скорости отдельных ламинарных струй древнего потока. Об этом также свидетельствует увеличение в пробах фракций среднего и крупного песка (0,5–0,25 мм). Выше по разрезу залегают мелкозернистые пески с увеличивающимся числом прослоев серых глин, для которых отмечается окарбоначенность (мощность около 2,2 м). Завершается разрез чередованием прослоев разнозернистых желтовато-серых песков с серыми тонкослоистыми глинами, при этом песчаные отложения носят подчиненный характер. Общая мощность глинистой толщи составляет около 2 м.

Фации озер и ериков, прорезающих пойму, характеризуются вследствие замедленной гидродинамики отложениями более мелкозернистого материала. Так, ерики в окрестностях г. Ленинска характеризуются преобладанием суглинистого и глинистого аллювия, минералогический состав которого определен с помощью электронной лупы. Преобладающими минералами являются лимнические глины, а также кварцевые зерна и включения окисного железа. В меженный период отмечается заболачивание отдельных участков ериков и торфонакопление. Характерным примером здесь является озеро Ильмень, осадкообразование которого на современном этапе подчинено антропогенной регуляции пополнения озера водой. В 2016–2017 гг. нами был выполнен анализ донных отложений, для которых отмечено преобладание органики раз-

личной степени разложения с прослоями глинистых и суглинистых пород. Подобная картина обусловливает изменение pH среды донных отложений. Сравнительный анализ с полученными ранее показателями pH для озерных котловин острова Сарпинский показывает, что подобные показатели характерны для средне-и сильнозагрязненных водоемов.

Таблица

Химический анализ донных отложений пойменного озера (оз. Ильмень, г. Ленинск)

№	Механический состав	pH	Хлориды, мг/л	Карбонаты, мг/л	Сульфаты, мг/л
1	Супесь	6	40,94	158,6	288
2	Средний суглинок	7	131,72	237,9	432
3	Тяжелый суглинок	6,5	55,18	198,25	288
4	Тяжелый суглинок с торфом	6,5	26,7	259,25	288
5	Тяжелый суглинок, торф	7	58,74	216,55	432
6	Средний суглинок, торф	7,5	35,6	235,15	432
7	Тяжелый суглинок	7	108,58	237,9	432

В.В. Дерягин
ФГБОУ ВО Южно-Уральский государственный гуманитарно-педагогический университет

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВЫХ ВАЛОВ НА ОЗЁРАХ ЮЖНОГО УРАЛА

В настоящее время берега озёр Южного Урала интенсивно осваиваются. Строительство как капитальных, так и временных сооружений зачастую влечёт за собой уничтожение естественных форм берегового рельефа, как мешающих освоению территории. Особенно актуальна проблема уничтожения береговых валов в аспекте их экологической (природоохранной) роли в единой природной системе «озеро-водосбор».

Цель данной работы – выявить механизм возникновения озёрного берегового вала для определения его природоохранной функции в озёрной геосистеме.

Первым на береговые валы южноуральских озёр обратил внимание А. фон Гумбольдт в XIX в. и описал предположительный механизм их «нагребания» весенними подвижками льда. Упоминания о возрасте и механизме образования береговых валов озёр Южного Урала имеются в работе Н.М. Грамматчиковой (1974 г.). Относительно подробно меха-

низм формирования береговых валов рассмотрен в диссертации О.П. Дияновой (2011 г.). Современный этап освоения озёр Южного Урала требует более детального подхода к роли береговых валов как маркеров освоения прибрежных территорий.

Для формулирования природоохранной функции берегового вала существенно понимание закономерностей формирование этой формы рельефа во времени и в пространстве. Закономерности формирования валов конкретного озера во времени связаны с общими особенностями гидрологического режима Южного Урала в целом и его отдельных территорий. Так, замкнутые котловины северной части восточного склона Южного Урала начали наполняться водой не ранее 13 тыс. л.н. Однако неустойчивый режим увлажнения способствовал многократному падению и повышению уровня озер, что приводило к уничтожению и новому возникновению береговых валов в период, предшествующий максимуму климатического оптимума в атлантике. Волноприбойные процессы, вероятно, «срезали» существовавшие комплексы валов и формировали новые. Около 6 тыс. л.н., в связи с высоким уровнем увлажнения территории и переполнением водоёмов, вероятно, возникли условия для формирования наиболее высоких береговых валов. Последовавшее за этим снижение уровня озёр формировало ступенчатые берега с комплексами береговых валов. Этот процесс прервало существенное повышение водности озёр на рубеже около 3 тыс. л.н., которое на некоторых озёрах превысило уровень валов, появившихся в климатическом оптимуме.

Закономерности формирования валов озера в пространстве связаны с геоморфологическими особенностями трёх уровней, общими для всех озёр Южного Урала. Уровень макромасштабных процессов образования береговых валов связан с размером озера и степенью изрезанности берегов. На небольших лесных закрытых озёрах береговые валы практически не образуются. Образование валов начинается, предположительно, с площади озера (или залива большого озера с изрезанной береговой линией) не менее 0,5 км^2.

Уровень мезомасштабных процессов связан с особенностями географического положения озера. В соответствие с весенней розой ветров рассматриваемого региона, наиболее мощные валы располагаются на восточных берегах, средние по мощности – на южных и северных берегах, наименьшую мощность имеют валы западных берегов. Иногда на западных берегах они вообще отсутствуют.

Уровень микромасштабных процессов связан с особенностями формирования единичного вала. Во-первых, это нагребание «ядра» вала весенними ледовыми полями под ветровым воздействием. Во-вторых,

это горизонтальное отложение мелкого материала в тыловой зоне вала (в лагуне) при повышении уровня водоёма и перехлёстывании волн через вал. В-третьих, это наклонное отложение материала во фронтальной зоне вала.

Таким образом, в основе механизма формирования берегового вала на озёрах Южного Урала лежат два процесса, действующих последовательно. Это экзарационная деятельность ледовых полей, движимых весенними ветрами, а также следующая за ней абразионно-аккумулятивная активность летних волн. Следовательно, при образовании береговой вал проходит два этапа развития: экзарационно-аккумулятивный и абразионно-аккумулятив-ный. Снижение уровня водоёма интенсифицирует процессы денудации, однако, в отличие от абразии, при повышении уровня вод они не могут полностью уничтожить вал.

Многократное чередование многоводных и маловодных периодов создаёт сложную внутреннюю структуру берегового вала, которая позволяет ему выполнять функцию геофизического и геохимического барьера, фильтрующего и преобразующего сток с водосборной территории. Именно в этом заключается природоохранная роль берегового вала.

Выявленный механизм формирования берегового вала однозначно указывает на связь его появления с уровенем озера. Недооценка роли берегового вала как маркера максимального уровня зеркала озера приводит к тому, что минимум раз в полвека долгопериодические колебания увлажнения приводят к затоплению прибрежных территорий до линии высоких береговых валов и существенным повреждениям или разрушениям капитальных сооружений, построенных в зоне потенциального затопления. Поэтому приозёрный береговой вал – это ещё и «красная линия» приозёрного капитального строительства.

Н.Г. Добровольская, А.Г. Жеренков,
З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

АНТРОПОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ ЮЖНО-ТАЁЖНОЙ ЗОНЫ ЕТР (НА ПРИМЕРЕ ТВЕРСКОЙ ОБЛАСТИ)*

Происшедшие в последние десятилетия изменения социально-экономических и природных условий земледельческой эрозии почв (ЗЭП) таёжной зоны ЕТР существенно сказались на ее интенсивности и географии. Произошло ускоренное сокращение площади обрабатываемой пашни – ареала земледельческой эрозии, что сказалось, прежде всего, на массе перемещаемого по склонам почвенного материала. Заметно трансформировалась структура посевов, а следовательно, и почвозащитная способность агроценозов. Территория Тверской области, занимающая центральную часть среднетаёжной зоны ЕТР, весьма разнообразна почвами и рельефом и в связи с этим может служить зональным эталоном для оценки произошедших изменений.

Сжатие обрабатываемого пахотного клина (ареала ЗЭП) характерное для всей южнотаёжной зоны чрезвычайно ускорилось в области после 1990 г. При этом «безвозвратные» потери пашни (отвод под строительство, селения и т.д.) составили 19,6 и 13,1% по зоне и области соответственно, но доля фактически необрабатываемой (заброшенной) пашни добавляет к сокращению ареала ЗЭП еще 45 и 49,7% соответственно. (В таежной зоне заброшенные пашни уже через три-четыре года начинают зарастать лесом). Картина территориального распределения достаточно сложна. Сравнительно мало (ниже среднеобластного) сократились площади обрабатываемой пашни на юго-востоке, востоке области – Краснохолмский, Сонковский, Кесовогорский муниципальные районы. Массив максимального сокращения расположен на юго-западе – от Ржевского до Западнодвинского районов, а также на северо-западе – Пеновский и Кувшиновский районы. Причины общего сокращения площади обрабатываемых пахотных земель, безусловно, имеют социально-экономическую основу. Однако территориальная дифференциация этого явления чрезвычайно многофакторна. Основными считаются

* Работа выполнена по плану НИР (ГЗ) Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева

различия в урожайности, в уровне естественного плодородия почв, биоклиматическом потенциале, плотности населения, транспортной доступности. В настоящее время, когда уровень использования минеральных и органических удобрений в области снизился почти на порядок величины, важнейшим фактором выглядит естественное плодородие почв и их увлажненность. Мало того, в историческом масштабе эти два фактора во многом контролировали и плотность населения и густоту транспортных сетей и саму земледельческую освоенность.

Интенсивность эрозии ныне обрабатываемых пашен также демонстрирует положительные в экологическом аспекте изменения. В среднем для области она снизилась на 31% от дореформенного уровня. Однако в отличие от повсеместной убыли пашни, интенсивность эрозии изменялась разнонаправлено. Незначительный рост интенсивности (+3,7% к дореформенному в среднем), отмечается только в шести (из 36) районах, тогда как для остальных среднерайонное снижение составляет 33%. Максимальное снижение произошло в Рамешковском, Кувшиновском, Осташковском, Бологовском и Западнодвинском районах (51–57%), максимальное повышение в Бежецком и Конаковском районах. Динамика интенсивности обусловлена изменениями почвозащитной способности агроценозов при талом и дождевом склоновом стоке, вызванная в свою очередь переменами структуры посевов. Почвозащитная способность агроценозов повысилась в целом для области на 34,2% при дождевом стоке и на 6% при талом стоке. Главная причина − это значительный рост площадей посевов многолетних трав, хорошо защищающих почву полей. По данным П.Н., Лебедева и А.Е. Осетрова в дореформенной областной структуре посевов многолетние травы занимали 22–29% и лишь в некоторых центральных районах эта доля достигала 36% посевных площадей. К настоящему времени доля многолетних трав в большинстве административных районов повысилась (до 55–85%) и составила в среднем по области 68,7%. Практически исчезла из посевов группа «эрозионноопасных» высокостебельных пропашных культур с малой почвозащитной способностью, а низкостебельные (картофель и др.) занимают в районах от 1 до 18% площади посевов (по области менее 10%). При этом система обработки почвы существенно не менялась.

Достаточно значимо влияние на интенсивность эрозии изменение эрозионного потенциала рельефа (ЭПР) при резком сокращении площади или смене пространственного положения пахотных земель. Оценка этого фактора в масштабе области затруднительна, так как современные районные карты сельхозугодий отсутствуют либо труднодоступны. По результатам исследований А.Г. Жеренкова на ключевых участках в

Краснохолмском районе можно сделать вывод, что увеличение площади пахотных земель приводит к существенным изменениям ЭПР. При этом в зависимости от типа рельефа средняя крутизна склонов и сама величина ЭПР могут, как увеличиваться, так и уменьшаться. Например, зарастание лесом пахотных земель песчаной плоской Молого-Шекснинской равнины, несколько повышает общий ЭПР пашен Весьегонского района, хотя и мало скажется на массе склоновых наносов, поступающих в реки этой территории.

Общий итог пореформенного изменения антропогенных факторов земледельческой эрозии почв по массе перемещаемого на склонах почвенного субстрата составляет минус 72% от дореформенного. Для основного массива административных районов области это снижение варьирует от 65 до 75% при районном максимуме в 90 и минимуме в 35%.

И.Е. Егоров, И.В. Глейзер, А.Г. Казаков
Удмуртский государственный университет

СКОРОСТИ МЕДЛЕННОГО МАССОВОГО СМЕЩЕНИЯ ГРУНТОВ В НАДВОДНЫХ И ПОДВОДНЫХ УСЛОВИЯХ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА

Для обозначения медленных массовых смещений грунтов вниз по склонам обычно употребляется термин «крип». Крип возникает в результате периодического изменения объёма грунтовой массы в субаэральных условиях. Потенциальную величину смещения грунта определяют по амплитуде его вертикальных гидротермических движений. Следует ожидать более высокие темпы смещения на более крутых склонах. Однако чёткой зависимости скорости смещения от крутизны склона не было обнаружено в целом ряде исследований. Очевидно, степень воздействия фактора уклона склона сильно зависит от сопутствующих условий – крутые склоны часто бывают более сухими и в составе их поверхностных отложений нередко уменьшается примесь глин, что снижает проявление пластических деформаций грунта.

Результаты полевых исследований на востоке Русской равнины показали, что средняя скорость смещения материала на склонах крутизной 10–30º составляет 1–2 мм/год. При этом измерения величины смещения во всех случаях показывают результаты меньше расчётных, что объясняется воздействием сил сцепления между частицами.

Главным условием, определяющим интенсивность смещения грунтов, является содержание воды в грунте. В сухих грунтах сопротивление сдвигу значительно. В периоды же сильного увлажнения сопротивление их деформациям настолько уменьшается, что грунты приобретают свойства ползучести. Соответственно всегда отмечается хорошая связь интенсивности крипа с периодами увлажнения.

Существует зависимость скоростей и объёмов смещаемого материала от положения пункта наблюдения на профиле склона и от расстояния от водораздела. Наибольшие скорости смещения характерны для нижних частей склонов, где углы наименьшие. Важнейшим фактором развития крипа является и экспозиция склона. Экспозиционные различия объясняются разной степенью подготовки материала к движению, прежде всего неодинаковым содержанием активной тонкодисперсной фракции и различным увлажнением склонового чехла. В условиях гумидного климата на склонах северной экспозиции интенсивность движений в 1,5–2 раза больше, чем на более сухих склонах южных румбов.

Крип активно проявляется на осыпях, чему способствует невысокая связность коллювия в сочетании с его высокой влагоёмкостью.

По нашим наблюдениям смещение материала наблюдается в днищах балок, несмотря на небольшие уклоны поверхности. Скорости смещения слоя поверхностных отложений в целом увеличиваются к центральной части днища и составляют до 3 см/год, что существенно выше скорости смещения материала на склонах. По-видимому, решающее значение в данном случае имеет устойчивая высокая увлажнённость грунта, обеспечивающая его пластические деформации.

Наблюдения, проведённые Казанскими геоморфологами в долинах малых рек, расположенных в разных природных зонах от степи до северной тайги, показали, что в их днищах также идет процесс, схожий со склоновым крипом. Скорости смещения по уклону днища составили 10–100 см за 15 лет (0,7–6,7 см/год), при этом наибольшие смещения отмечены возле русел рек.

Своеобразная форма массового смещения материала наблюдается в подводных условиях. Её трудно сопоставить с классическим проявлением крипа, вызванного объёмными изменениями грунтов поскольку условия, в которых происходит смещение, весьма стабильны. Процесс подводного «крипа» изучался нами в зоне осушки Воткинского водохранилища. Причины и механизм медленного смещения рыхлого покрова под водой совершенно иные. Здесь отсутствуют распространенные на суше факторы сноса, тем не менее, рыхлые грунты здесь интенсивно перемещаются. Поступление рыхлого материала связано с разви-

тием процессов осыпания и обваливания, а также абразии берегов. Наибольшее количество материала поступает к основанию абразионных склонов весной, в период сброса воды на водохранилище. После подъёма уровня воды осыпные шлейфы быстро размываются, и весь летний период времени основание склонов подвергается абразионной обработке. Осенью, при вторичном сбросе воды, зона осушки бывает покрыта слоем рыхлых наносов толщиной 25–30 см. К ледоставу уровень воды вновь поднимается, но к следующему сбросу воды в зоне осушки основная часть наносов оказывается смещённой на несколько метров. На берегах, сложенных алевролитами с небольшими прослоями песчаника, коренные породы лишаются рыхлого покрова в прибрежной зоне шириной 12–15 м, иногда больше. Помимо мелкозёма, смещаются и валуны.

По нашим данным, величина смещения обломков зависит от их размера. Крупные уплощённые валуны песчаника размерами 50×50 см двигаются со скоростью до 4 см/год, у валунов размерами в первые десятки сантиметров скорость движения составляет 10–11 см/год, наибольшее зарегистрированное смещение валунов составило 52 см/год. Что касается мелкозёма, то установлено, что основная его масса удаляется в береговой зоне осушки на расстояние 10–15м за полугодовой период ледостава. В летний период активное смещение рыхлого материала в донной части компенсируется его поступлением за счёт развития процессов осыпания, обваливания и абразии берегов.

Таким образом, массовое смещение материала охватывает, по-видимому, все элементы рельефа, на более низких его отметках проявляется сильнее, а в подводных условиях играет ведущую роль в перемещении продуктов разрушения берегов в наиболее глубокие части водохранилища.

А.С. Завадский, А.В. Чернов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ИЗУЧЕНИЕ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕК ВЫСОКОУРБАНИЗИРОВАННЫХ РАВНИННЫХ РЕГИОНОВ*

Морфология и динамика речных русел, морфология пойм, влияющие на них факторы, прогнозы их развития изучены к настоящему времени достаточно хорошо. Так как заказчиком исследований рек выступают, как правило, производственные организации, и акцент при изучении делается на те аспекты русловых и пойменных процессов, которые используются данной отраслью, и на те последствия, которые сопровождают это использование. Русловые процессы исследуются по заказу судоходства, водоснабжения, извлечения аллювия, как строительного материала со дна реки; поймы являются важным сельскохозяйственным, а также селитебным и рекреационным ресурсом.

Однако исследований, направленных на изучение всего комплекса проблем, возникающих на реках при использовании их ресурсов многими отраслями деятельности человека или просто протекающими в современных высокоурбанизированных регионах, до сих пор проводится очень мало. Поэтому сейчас актуальным становится изучение рек, их морфологии и динамики, влияния на них факторов, учитывающих весь комплекс проблем (или следствий), вызванных антропогенным воздействием на их пойменно-русловые комплексы.

Наибольшая концентрация антропогенных факторов, влияющих, по сути, на все стороны формирования пойменно-русловых комплексов, сосредоточена в Московском регионе; рекой, испытывающей на протяжении длительного времени как непосредственное влияние деятельности человека в русле и пойме, так и опосредованное, проявляющееся на всем водосборе, является река Москва.

На протяжении веков сравнительно небольшая река Москва являлась одним из основных водных путей России и главной водной артерией центрального региона. Положение реки в центре Древней Руси, затем Государства Российского, Российской Империи, СССР и, наконец,

* Выполнено по планам НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова и при частичной поддержке РФФИ (проект 18-05-00712).

Российской Федерации определяло ее высокое государственное значение. Наряду с важным стратегическим значением, большой исследовательский интерес представляет природное разнообразие пойменно-русловых комплексов реки Москвы, в последние столетия подвергающихся интенсивному антропогенному преобразованию.

Во-первых, долина реки характеризуется частой сменой литологических условий развития русловых деформаций. Соответственно, происходит частая смена морфологии пойменно-русловых комплексов и динамики русла и поймы, в частности способности русла размывать пойменные берега и блуждать по дну долины, темпов этого процесса, наличия или отсутствия поймы. Во-вторых, река Москва и её основные притоки – Руза и Истра, определяющие более 90% стока верхнего течения реки, зарегулированы системой Москворецких водохранилищ многолетнего регулирования, что заметно изменило гидрологический режим реки на всем остальном ее протяжении. В-третьих, в среднем и нижнем течении на реке сооружено несколько низконапорных гидроузлов, также определяющих сезонное регулирование стока воды. В-четвертых, помимо естественных источников питания, река Москва получает волжскую воду по каналу имени Москвы. Сток по нему, а, следовательно, и приток воды в среднее и нижнее течение реки Москвы, регулируется не столько природными процессами, сколько технологическими обстоятельствами. Это ещё более искажает естественный водный режим. В-пятых, пойменно-русловой комплекс и прилегающие к нему территории почти на всём своем протяжении испытывают сильнейшее антропогенное влияние: высока плотность городской застройки на берегах реки, ещё выше плотность дачных поселений, существуют промышленные и сельскохозяйственные предприятия, рекреационные объекты и др.

Кроме того, пойма и низкие террасы реки Москвы несут на себе следы динамики русла в прошлом, что, в свою очередь, позволяет идентифицировать природные условия, в которых когда-то протекала река, и определяет произошедшие с тех пор их изменения. Эти знания позволят выявить тенденцию развития долины реки Москвы в исторический и геологический (поздний неоплейстоцен и голоцен) периоды.

Уже всё это позволяет считать реку Москву модельным объектом для изучения особенностей функционирования пойменно-русловых комплексов и прилегающих территорий, как экосистемы высокого ранга, любые изменения в которой, так или иначе, отражаются на экологическом состоянии всего речного бассейна.

Но река Москва, плюс ко всему сказанному, протекает через столицу России – город Москву – крупнейшую городскую агломерацию в

стране. Нормальное развитие города всецело зависит от состояния и динамики пойменно-руслового комплекса реки. Ровно и наоборот – на протяжении 70 км русло реки Москвы расположено в черте города и ближайших пригородов и урбанизировано – его берега либо укреплены гранитными набережными, либо – насыпным грунтом. И то и другое препятствует горизонтальным русловым деформациям и накладывает свою специфику на переформирования форм руслового рельефа. Поэтому была разработана программа комплексного изучения русла и поймы реки Москвы на всем ее протяжении – от истоков до устья, и геоэкологической оценки результатов человека влияния на пойменно-русловой комплекс реки.

Анализ происходящих в пойменно-русловом комплексе реки Москвы антропогенных изменений будет неполным, если не начать рассмотрение эволюции пойменно-русловых комплексов в доантропогенный период, т.е. происходившей только под влиянием природных факторов – изменения количества осадков, объема стока, его внутригодового распределения. Поэтому в основании плана исследований реки Москвы лежит палеорусловой анализ ее поймы, построенный на реконструкции положений древнего русла реки по рисунку первичного пойменного рельефа на разновозрастных пойменных массивах (генерациях). Конфигурация древних положений русла указывает на величину руслоформирующих расходов воды во время их формирования. Состав отложений их стратификация дополняют эту информацию палеоландшафтными и фенологическими характеристиками, а абсолютный возраст несущих эту информацию пойменных генераций определяется методами абсолютной геохронологии.

После получения представления о развитии пойменно-руслового комплекса р. Москвы в естественных (доантропогенных) условиях, план дальнейших исследований подразумевает последовательное рассмотрение антропогенных изменений русла и поймы – от незначительных и локальных, происходивших в середине XIX столетия, до массированного антропогенного прессинга по всем составляющим пойменно-руслового комплекса в XX-XXI веках. Для решения поставленной задачи планируется использовать комплекс современных методов руслового анализа.

Ретроспективная часть этого анализа, следующая непосредственно за палеорусловой и раскрывающая эволюцию и динамику ПРК в исторический период, когда уже началось незначительное по масштабу освоение реки, основана на последовательном сопоставлении разновременного картографического материала, имеющегося в распоряжении

исполнителей проекта, а также по палеорусловому анализу молодых пойменных генераций.

Анализ русловых и пойменных процессов, происходящих в настоящее время, основывается на широком применении современных методов исследования. Они включают натурное изучение ключевых участков пойменно-руслового комплекса верхнего, среднего (наиболее урбанизированного) и нижнего участков р. Москвы. На их основе планируется построение зависимостей между морфологическими параметрами русловых форм и гидрологическими характеристиками стока воды, рассчитанными по актуальным современным рядам наблюдений, восстановленными в процессе ретроспективного анализа и прогнозируемыми с применением модели формирования стока ECOMAG. На пойме реки оценивается современная ландшафтная структура и следы ее недавних трансформаций под влиянием различных видов хозяйственной деятельности. Изучение изменений русловых процессов и пойменных ландшафтов, происходящее при современном антропогенном воздействии, учитывающее также историю и эволюцию их развития в геологическом и историческом прошлом, ложится в основу прогноза развития ПРК различных участков р. Москвы при существующем сценарии использования ее ресурсов.

Итогом выполняемых исследований станет серия карт пойменного-руслового комплекса реки Москвы - палеогеографическая карта ПРК реки Москвы; карта «Природная и антропогенная трансформация русла реки Москвы в XVIII-XX вв.; «ландшафтная карта современных пойменно-русловых комплексов реки Москвы; батиграфическая карта русла реки Москвы; карта морфологии, динамики и опасных форм проявления русловых процессов реки Москвы. Эти карты в качестве информационных слоев лягут в основу информационной базы данных «Река Москва – прошлое, настоящее, будущее». Такая комплексная база данных в результате ее внедрения в оболочку ГИС будет являться абсолютно новым научно-информационным продуктом, позволяющем использовать ее в дальнейшем при анализе условий формирования и прогнозе развития пойменно-русловых комплексов высоко урбанизированных рек с сильно видоизмененными ландшафтами водосборов.

В.В. Занозин, А.Н. Бармин
Астраханский государственный университет

ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОМЕТРИРОВАНИЯ ПТК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЛАНДШАФТА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

Углубление идентификации ландшафтов предполагает переход от распознавания доминирующих урочищ к анализу внутренней структуры ландшафта в целом, т.е. всей совокупности урочищ. Чем контрастнее между собой тона (цвета), свойственные космическому изображению ландшафта, тем легче диагностируется его морфология. При визуальном дешифрировании контрасты тонового (цветового) изображения эталонных ПТК могут стать среди прочих дешифровочных признаков одними из эффективных. Для определения эталонных ПТК следует учитывать текстурные черты рисунка, размеры и конфигурации контуров. Несмотря на изменчивость тона космического изображения, часто обусловленную сменой сезонных, подсезонных и погодных состояний ландшафтов, особенности рисунка в основных чертах сравнительно долгое время могут сохраняться, отражая горизонтальную внутриландшафтную дифференциацию элементарных природных геосистем [Николаев В.А., 1993].

Только лишь ретроспективный анализ доступных космоснимков не дает полного представления об особенностях и пространственном размещении естественных ПТК. Один из путей решения данной проблемы – исследование спектральной отражательной способности ПТК.

Яркость объектов, которая характеризуется коэффициентом спектральной яркости (СКЯ) r_λ, в разных спектральных зонах различна и обозначается в процентах или долях единицы. Показатели СКЯ представляют в виде графика (или кривой) спектральной яркости. В аэрокосмическом зондировании различают графики спектральной яркости объектов, получаемые по результатам прямых спектрометрических измерений. Существуют также кривые спектрального образа, определяемые обычно по некалиброванным многозональным снимкам.

СКЯ объектов ландшафта, а также облаков и воздушной дымки, зависят от физико-химических свойств элементов этих объектов, температуры, влажности, а растительных покровов – от фенофазы, сезона года, пространственной структуры и других факторов. Таким образом, одной из главных задач исследования оптических свойств природных объектов и растительного покрова, в частности, является определение

эмпирических зависимостей СКЯ этих объектов от разных факторов, влияющих на их изменчивость.

Полные функциональные описания вариаций СКЯ природных объектов от различных влияющих факторов принято называть каталогами СКЯ. Справочники или иные описания, не содержащие полной информации о зависимости СКЯ от факторов, влияющих на их изменчивость, и не обеспеченные статистически значимыми рядами исходных данных, целесообразно называть атласами СКЯ [Алтынов А.Е. и др., 2010].

Спектрометрические измерения естественных ПТК центральной части дельты Волги должны выполняться путем выполнения аэроспектрометрических и космоспектрометрических работ.

Результаты работы отображают показатели комплекса элементов, что и представляет из себя урочище. В данном случае можно привести аналогию между градацией «фация-подурочище-урочище» и отражательной способностью ряда «Alhagi Gagnebin (верблюжья колючка) – скоплением кустов верблюжьей колючки на склоне бэровского бугра (аэроспектрометрирование) – бэровский бугор и окружающий его шлейф (космоспектрометрирование)».

Работы по дешифрированию и спектрометрированию ПТК осуществляются в ПК Image Media Center, разрабатываемым ООО «Центр инновационных технологий» (г. Москва). Так, показатели значения пикселя DN переводятся в физические величины (отражение).

Применение спектральных атласов эталонных ПТК центральной части дельты Волги перспективно как для решения научных, так и прикладных задач. Имея опыт в обработке геоданных в программной среде R [Занозин В.В., Бармин А.Н., 2017], к вопросу о дистрибуции полученных результатов спектрометрирования можно подойти путем создания доступного веб-ресурса с интерактивными графиками спектральных образов. Такие графики можно сопроводить дополнительной атрибутивной информацией.

Результаты работы могут использоваться при анализе эталонных ПТК в ходе картировании дельты Волги, а так же в учебном процессе, например, студентам, изучающим особенности природы региона, а так же методику использования ГИС-технологий и данных ДЗЗ.

В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, В.И. Мысливец, А.В. Поротов, А.А. Пронин, Н.А. Римский-Корсаков
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ КРЫМА*

В 2017 г. Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Лаборатория акустики Института океанологии П.П. Ширшова РАН провели морские работы на Керченском и Феодосийском полигонах Восточного шельфа, а также выполнили буровые работы на Камыш-Бурунской пересыпи в Керченском проливе. В экспедиции было задействовано нис «Ашамба» Черноморской экспериментальной научно-исследовательской станции Института океанологии РАН.

В процессе работы при исследовании современного рельефа дна и геологического строения шельфа применены методы практической океанографии, гидроакустики и сейсмопрофилирования. В частности, использовался комплекс гидролокационной аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна (ЛГД) Института океанологии РАН. Для геодезической привязки маршрутов промера, акустического зондирования и гидролокационной съемки, а также для проводки судна по запланированному маршруту применялся современный DGPS-приемник Sigma-G3T фирмы Javad, использующий данные спутниковых группировок GPS и ГЛОНАСС. Для площадной гидролокационной съемки с целью геоморфологического картирования поверхности дна использовался гидролокатор бокового обзора (ГБО) «Сифокс» с рабочей частотой 240 кГц, а также ГБО «YelowFin» фирмы Imagenex с рабочими частотами 120, 300 и 600 кГц. Для зондирования верхней толщи рыхлых осадочных отложений использовался сейсмопрофилограф «АП-5-ИОРАН» с рабочей частотой 4.5 кГц. Сбор, обработка и представление информации в реальном времени велась с помощью оригинальной компьютерной системы, работой которой управляет программа «ЭхоГраф» разработки ЛГД ИО РАН. Подготовка данных и приведение их к виду, удобному для обработки стандартными пакетами программ, велась с использованием также оригинальной программы ВинРАСТР.

Грунтовые съемки с отбором поверхностного слоя наносов (5–10 см) производились синхронно с промером и автономно во время ос-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-РГО (проект № 17-05-41041).

тановки судна при помощи грейферных пробоотборников. Геологические работы включали бурение скважин в береговой зоне аккумулятивных форм (пересыпей и кос), описание кернов и лабораторные аналитические исследования вещественного состава и возраста отложе*ний.*

Результаты. 1. Исследование Феодосийского залива и шельфа показало повсеместное распространение голоценового покрова мощностью в среднем около 10 м. Лишь в самом заливе на глубинах около 20 м мощность достигает значений 20–30 м. В средней части шельфа, на глубинах около 50 м, отчетливо видна срезанная абразией антиклиналь с крыльями по обеим сторонам сводовой части, где абразионная поверхность перекрыта голоценовым покровом мощностью до 10 м.

2. На Керчинском полигоне под покровом голоценовых осадков мощностью до 5 м протягивается абразионная поверхность, срезающая падающие на север пласты коренных пород. На глубинах 18–20 м запись пластов исчезает, мощность голоценового покрова увеличивается местами до 10 м, а на дне появляются валы высотой до 3–4 м и шириной 200–250 м.

3. Материалы сейсмоакустического профилирования и анализ буровых скважин на побережье Керченского пролива позволили в строении осадочной толщи прибрежной части пролива выделить следы по крайней мере трех древних береговых линий, маркирующих положение уровня в различные стадии голоценовой трансгрессии Черного моря. Установлено, что повышение уровня моря за последние 1,5 тыс. лет сопровождалось размывом береговых абразионно-аккумулятивных форм и общим смещением их в сторону суши. Подобная схема развития прибрежной территории подтверждается результатами литолого-фациального и геохронологического изучения толщи прибрежных отложений Камыш-Бурунской бухты.

4. Камыш-Бурунская коса является полигенетической формой, прошедшей сложную эволюцию. Ее зарождение относится к середине III тысячелетия до н.э., при положении уровня на 6–9 м ниже современного. Древний береговой барьер, существовавший в этот период, являлся частью барьерной системы, отчленявшей внутреннюю часть Керченского пролива. В ходе развития трансгрессии эта барьерная форма распалась на ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований, одним из которых является Героевская терраса и Камыш-Бурунская коса. Рельеф прибрежной суши Камыш-Бурунского залива представляет собой серию древних генераций Камыш-Бурунской косы, формировавшихся в ходе последовательного выполнения палеозалива на месте устьевой зоны Черубашского лимана. В ходе последней трансгрессивной фазы, охватывающей последние 1,5 тыс. лет, подъем уровня моря

составил около 3,5–4 м и сопровождался активным размывом Героевской террасы и аккумуляцией на участке Камыш-Бурунской косы. Средняя величина выдвижения береговой линии косы составила около 2–2,5 км. Современная Камыш-Бурунская коса представляет собой наиболее молодую генерацию береговых валов, продолжающих естественную стадию развития береговой зоны.

М.М. Иванов, В.Н. Голосов, Н.В. Кузьменкова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПА ^{137}CS ЧЕРНОБЫЛЬСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В РЕЧНОМ БАССЕЙНЕ СРЕДНИХ РАЗМЕРОВ*

Радиоактивное загрязнение обширных площадей Европейской части России после аварии на Чернобыльской АЭС, которое произошло более 30 лет назад, затронуло в том числе территории с высокой долей пахотных земель. Это предполагает активную латеральную миграцию долгоживущего радиоизотопа ^{137}Cs в пределах различных звеньев флювиальной сети. Ранее были выполнены достаточно детальные количественные оценки перераспределения наносов и переносимого совместно с ними ^{137}Cs в пределах склоновых и балочных водосборов, бассейнов малых рек, которые позволили оценить суммарные потери данного радионуклида с пахотных склонов в связи с развитием процессов водной эрозии и его накопление в днищах долин различных порядков, включая поймы малых рек [Panin et al., 2001; Golosov et al., 1999, 2000, 2013; Walling et al., 2000; Belyaev et al., 2013, Мамихин и др., 2016; Иванов и др. 2017]. Однако остались не в полной мере изученными экологические последствия латеральной миграции ^{137}Cs в пределах речных бассейнов средних размеров с контрастными уровнями начального радиоактивного загрязнения их различных частей и наличием довольно крупных водохранилищ, являющихся аккумуляторами наносов и ^{137}Cs, переносимых со стоком воды. Остаётся неизвестным в какой степени разбавление радиоактивно загрязнённых наносов, поступающих за счёт смыва

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-55-50002 ЯФ.

почв с загрязнённых частей бассейна, разбавляется чистыми наносами, поступающими с незагрязнённых территорий и как далеко прослеживается шлейф загрязнённых наносов по длине реки. Также важным вопросом является роль водохранилищ, собирающих сток загрязнённых наносов со сравнительно больших площадей, которые могут быть источниками потенциальных экологических проблем, связанных с вероятным накоплением ^{137}Cs в ихтиофауне и вторичного обогащения стока наносов радионуклидами при их спуске.

В качестве объекта исследований выбран бассейн р. Упы, дренирующий обширную территорию в центре Тульской области. Река Упа в своём верхнем течении протекает с юга на север в пределах восточной оконечности Плавского цезиевого пятна, а минуя областной центр г. Тулу поворачивает на запад и впадает в р. Оку южнее г. Суворова. На участке среднего и нижнего течения долина реки разделяет практически незагрязнённую после аварии на Чернобыльской АЭС северную часть бассейна от сильно загрязнённой южной половины. Сток наносов р. Упы, формирующийся в её верхнем течении преимущественно накапливается в Щёкинском водохранилище, созданном возле Щёкинской ГРЭС в г. Советске, расположенном к югу от г. Тула. Таким образом, бассейн р. Упы представляет собой уникальный объект для изучения латеральной миграции ^{137}Cs Чернобыльского происхождения: часть водосбора, расположенная выше по течению от плотины Щёкинского водохранилища, является удобным объектом для оценки баланса ^{137}Cs и влияния его накопления в водохранилище на биоту, тогда как остальная часть бассейна представляет собой удобный объект для детальной оценки распространения шлейфа радиоактивно загрязнённых наносов вплоть до впадения в р. Оку.

Важным аспектом для понимания механизмов формирования стока наносов и, как следствие, путей латеральной миграции ^{137}Cs в речном бассейне, является выявление основных источников наносов, накапливающихся в водохранилище, к которым относятся продукты плоскостного и ручейкового смыва преимущественно с пахотных земель, материал, формирующийся при линейных размывах в овражной сети, а также при размыве грунтовых дорог, строительных отвалов и других техногенных нарушений, и, наконец, наносы, формирующиеся при размыве берегов водохранилища и берегов и русел рек бассейна, включая собственно р. Упу, протекающих выше по течению от водохранилища. Для реализации данной задачи предполагается использовать метод «отпечатков пальцев» (fingerprinting) [Collins, Walling, 1997], который позволяет оценить долевой вклад различных источников наносов в сочетании с детальным анализом структуры флювиальной сети данной

части бассейна на основе проведения морфометрического анализа и использованием результатов дешифрирования космических снимков высокого разрешения. Оценки содержания ^{137}Cs и, возможно, других радионуклидов в тканях ихтиофауны, обитающей в водохранилище, дадут представление об объёмах и путях миграции радионуклидов.

В пределах средней и нижней части бассейна р. Упы, расположенной ниже по течению от водохранилища, оценка особенностей перераспределения ^{137}Cs Чернобыльского происхождения проводится на основе детальной оценки его накопления на уровне низкой поймы путём послойного отбора пойменных отложений, использования ловушки Филипса (Phillips et al., 2000) на ряде створов по длине реки в период весеннего половодья и гидролого-геоморфологического анализа формирования стока наносов отдельно для правобережной сильно радиоактивно загрязнённой части бассейна и левобережной, практически незатронутой Чернобыльским загрязнением части бассейна р. Упы. Следует учитывать, что помимо собственно радиоактивного загрязнения бассейна, в данной его части располагается большое количество промышленных предприятий, в основном расположенных в городской агломерации г. Тулы, включая г. Щёкино, где располагается крупный химический комбинат. Известны случаи загрязнения р. Упы аварийными выбросами, приводившими к массовой гибели рыбы на её большем протяжении. В этой связи, также важно оценить влияние радиоактивного и других видов загрязнения на участке среднего и нижнего течения р. Упы, а также влияния данных выбросов на р. Оку.

Н.Н. Иванова, В.Н. Голосов,
Ю.С. Кузнецова, Д.В. Ботавин
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ИСТОЧНИКИ И ПУТИ ПОСТУПЛЕНИЯ НАНОСОВ В МАЛЫЙ ВОДОТОК НИЗКОГОРНОЙ ЗОНЫ СУБТРОПИЧЕСКОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. ЦАНЫК)*

Предгорно-низкогорная зона субтропического пояса является одной из наиболее благоприятных для проживания и курортного отдыха в связи с комфортными климатическими условиями и достаточно плодородными почвами, позволяющими в условиях длительного безморозного периода получать высокие урожаи различных сельскохозяйственных культур. Во многом по этим причинам в Европе и других регионах мира именно подобные территории давно освоены человеком. Значительную опасность, наряду с землетрясениями, представляют последствия экстремальных ливневых осадков, достаточно часто выпадающих как в сухих, так и влажных субтропиках. В пределах сельскохозяйственных угодий они приводят к сильному смыву почв, а также интенсификации природных экзогенных процессов (оползни, осыпи и т.п.) и формированию непродолжительных, но мощных дождевых паводков (flash-floods), которые зачастую наносят большой урон примыкающей к водотоку инфраструктуре и селитебным территориям.

Периодичность и мощность экстремальных паводков значительно возрастают по мере увеличения антропогенной нагрузки на водосборе, что объясняется ростом коэффициента поверхностного стока при сведении растительного покрова, в том числе в связи с усилением ударного воздействия капель дождя на оголённую почву. Однако, не менее важно оценить условия формирования стока наносов и пути их доставки в русло водотоков в условиях ненарушенных антропогенной деятельностью водосборов, так как это позволяет выявить сочетания природных факторов, способствующих образованию мощных, насыщенных наносами экстремальных паводков в низкогорье субтропиков.

В качестве объекта детальных исследований выбран водосбор р. Цанык, расположенный в предгорно-низкогорной зоне Черноморского побережья Кавказа в районе Большого Сочи. В верхней части водо-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-00815.

сбора преобладают залесённые территории со сравнительно небольшой долей освоенных земель (в основном под дачными участками). Растительный покров представлен характерными для данной части субтропической зоны Черноморского побережья Кавказа многоярусными колхидскими лесами, отличающимися богатством видов, мощным подлеском и достаточно разреженным из-за высокого затенения травостоем. В геологическом отношении в пределах водосбора доминируют флишевые толщи палеогенового возраста, сложенные переслаиванием глин, песчаников и алевролитов, перекрытых с поверхности рыхлообломочным чехлом мощностью 0,6–1 м.

Основными экзогенными процессами на склонах, помимо плоскостного смыва, формирующегося при выпадении ливневых дождей, являются крип, оползневые процессы, тоннельная эрозия, линейная эрозия, осыпные процессы, формирование блоков отседания на подмываемых бортах овражных врезов. Из перечисленных процессов только плоскостной смыв и крип наблюдаются практически повсеместно, тогда как остальные развиты локально, но при этом их вклад в суммарную денудацию весьма значителен.

Проведена типизация склонов и склоновых водосборов, позволившая ранжировать их по особенностям доставки наносов в днище долины и русло реки и интенсивности процессов денудации. Выявлено, что транспорт наносов с площади водосбора происходит в основном в периоды выпадения интенсивных ливней. Для залесённых склонов ключевую роль играет суммарный слой осадков и предварительное увлажнение рыхлообломочной толщи предшествующими дождями. Усложнение структуры эрозионной сети от практически нерасчлененных склонов к водосборам с врезанными руслами происходит преимущественно за счёт развития процессов тоннельной эрозии, а также размыва ископей, образующихся на склонах в местах обрушения деревьев. Постепенно по длине склона формируется линейное понижение, обычно осваивающее зону повышенной трещиноватости коренных пород, так как здесь более активно идут процессы выветривания, и концентрируется внутрипочвенный сток, для которого подошва коренных пород служит водоупором.

Интенсивность процессов денудации и их вклад в суммарный сток наносов со склонов водосбора увеличивается от нерасчленённых склонов различной конфигурации к склоновым водосборам с максимально врезанными руслами временных водотоков. В последнем случае значительное усиление темпов денудации обусловлено выклиниванием внутрипочвенного стока и сокращением времени добегания поверхностного стока к основному врезу и его притокам по сравнению с элемен-

тарными склонами, примыкающими к руслу основной реки. Это приводит к формированию максимальных расходов воды, активизации обвально-осыпных и оползневых процессов на бортах и размыву днищ временных водотоков. Высокие темпы денудации на водосборах оврагов подтверждаются скоростью накопления материала на конусах выноса. Радиоизотопный анализ отложений показал, что за 30 лет после чернобыльской аварии аккумуляция здесь составила более 2 см/год. Невысокие концентрации изотопа ^{137}Cs в отложениях, накопившихся после 1986 г., доказывают, что основными источниками наносов являются продукты размыва днища и бортов оврагов, тогда как на долю плоскостного смыва приходится не более 5%.

Таким образом, детальное крупномасштабное картирование участков распространения различных экзогенных процессов в пределах склоновых водосборов может служить основанием для вероятностной оценки их долевого вклада в формирование бассейновой составляющей стока наносов.

В.А. Исыпов, С.Е. Коркин
Нижневартовский государственный университет

ПРИМЕР ПРИМЕНЕНИЯ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ ПРИ МОНИТОРИНГЕ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ*

Мониторинг за изменением земельных участков, подверженных русловым деформациям, является актуальной задачей. В данной работе рассматривается современный метод с применением систем спутникового позиционирования. Он демонстрирует высокую точность и эффективность, требует наличия спутникового оборудования и проведения полевых работ.

Опасность боковой эрозии заключается в том, что основные населенные пункты Нижневартовского района Ханты-Мансийского автономного округа (Югра) располагаются в береговых зонах. Таким образом, территории населенных пунктов подвержены эрозионному воздействию, что приводит к уменьшению их площади, уничтожению жилых

* Работа выполнена в рамках исполнения инициативного научного проекта № 5.7590.2017/8.9 Министерства образования и науки Российской Федерации и при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры в рамках научного проекта № 18-45-860001.

строений, разрушению кладбищ, сельскохозяйственных угодий и поэтому на сегодняшний день наблюдение за изменениями береговых зон, является актуальной проблемой. Объектом исследования выступает стационар «Усть-Вахский», расположенный на широтном отрезке среднего течения р. Обь, на ее правом берегу.

Показательность выбранного объекта исследования заключается в интенсивном проявлении эрозионного размыва береговой линии, сопровождающимся обвально-осыпными явлениями, дефляцией песчаных пляжей и оврагообразованием. Экспозиция склона, легко размываемый литологический состав, а также максимальное гидродинамическое давление на берег при слиянии рек Обь и Вах позволяют считать данный участок наиболее сильно подверженным воздействию боковой эрозии.

Целью исследования является мониторинг русловых деформаций береговой линии р. Обь, где располагаются земельные участки, используемые в качестве кормовых угодий, с помощью геодезических спутниковых систем, а также построение краткосрочных и долгосрочных прогнозов на основе многолетнего ряда стационарных наблюдений с привлечением повторных геодезических съемок.

Ежегодно на месте исследования производятся полевые работы, представляющие собой маршруты, в ходе которых определяются координаты и высоты характерных точек береговой линии р. Обь. Общая протяженность пути от базовой до первой точки по прямой составляет 5000 м и 7000 м по бровке, а от 1 до 10 створа – 3792 м. Ход работы спутниковой съемки заключался в установке на точку с известными координатами контрольно-корректирующей станции (базовый приёмник). Со вторым мобильным (роверным) приемником производилось движение по заданному маршруту. Съемка выполнена в двух режимах. Статичное позиционирование (статика) – съемка статичных объектов (базовая точка, контрольные точки – створы, закрепленные реперами на местности). Кинематическое позиционирование (кинематика) – используется при определении траектории движущегося приемника относительно другого неподвижного спутникового приемника. В итоге ежегодно выполняется определение координат и высоты точек береговой линии. Обработка и унификация данных выполнена в ГИС-программе Mapinfo Professional 15. В результате получен картографический материал и произведен расчет площадей и объемов русловых деформаций с 2014 по 2017 годы.

Для нахождения объема размытого грунта была использована средняя высота берега за определенный период времени. Полученные данные представлены в таблице.

Таблица

Результаты размыва правого берега реки Обь

Период наблюдений	Площадь потерянной земли, $м^2$	Средняя высота берега, м	Объем размытого грунта, $м^3$
2014–2015	29472	4,9	144413
2015–2016	11403	4,8	54734
2016–2017	15400	5,3	81620

На основании вышеприведенных результатов можно предположить, что площадь русловых деформации на данном участке может составлять от 10000 до 30000 $м^2$, а объем от 54000 $м^3$ до 145000 $м^3$.

Данный участок используется в качестве сенокосных угодий, в связи с этим можно сделать вывод о потерях кормовых угодий. Кроме того, мониторинг данного участка поможет в дальнейшем для составления прогнозов русловых деформаций реки Обь.

А.А. Камышев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ОСОБЕННОСТИ МОРФОДИНАМИКИ РУСЛА ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ОБИ И ЕЕ СВЯЗЬ С КРИТЕРИЕМ КВАЗИОДНОРОДНОСТИ ПОТОКА*

Комплексный анализ русловых процессов на верхней и средней Оби от слияния рек Бии и Катуни до границы Томской области и Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО) позволил выявить ряд специфичных особенностей и тенденций развития русла в конце XX – начале XXI веков и выполнить типизацию русла. Здесь выделено 152 однородных участка с различным морфодинамическим типом русла. По встречаемости среди них наибольшую протяженность до Барнаула имеет разветвленное русло, в котором преобладают разветвления: параллельно-рукавные (до устья р. Чарыша) – 46 км, и одиночные (от устья Чарыша до г. Барнаула) – 46 км. Между г. Барнаулом и г. Камень-на-Оби наибольшую длину имеет извилистое русло 43%, за ним следует разветвленное, составляющее 35% от длины участка. От Новосибирско-

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ и гранту РФФИ (проект №18-17-00086).

го гидроузла до устья Томи преобладает разветвленное русло (45%), в котором превалируют сопряженные разветвления, составляющие 55% от длины разветвленного; на прямолинейное русло приходится 31%, на меандрирующее - 24%. От устья Томи до границы Томской области и ХМАО преобладает извилистое русло, составляющее 49,4 % длины участка.

Анализ многолетних русловых переформирований, позволил выявить следующие закономерности:

– на первых ста километрах происходит увеличение со временем доли параллельно-рукавного русла за счет уменьшения доли одиночных разветвлений;

– вдоль Степного плато из-за прекращения дноуглубительных работ нарушается правило ведущего берега и сток постепенно рассредотачивается по правобережным рукавам;

– в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла наметилась тенденция к трансформации ряда сопряженных разветвлений в излучины;

– спрямление излучин происходит путем развития спрямляющих проток, т.е. путем образования прорванных излучин.

Связь между параметрами излучин и водоносностью реки прослеживается до впадения р. Кети; рассредоточение потока ниже устья р. Кети в пойменные ответвления и по широкой пойме вызывает сокращение водоносности основного русла и нарушение связи $П=F(Q)$, где П – параметр излучин, Q – среднемноголетний расход воды.

Для всех узлов разветвлений определена их сложность. Среднее значение которой для всей Оби составило n_o/l = 2,18 (где n_o – количество островов на участке русла длинной l); максимальное значение равное 5,0 зарегистрировано ниже слияния Бии и Катуни, где основными являются морфологически самые сложные параллельно-рукавные разветвления; минимальное – на средней Оби (0,1). По типам разветвлений осреднённые значения n_o/l распределяются следующим образом: параллельно-рукавные – 2,44, изменяясь от 5,0 на участке слияние Бии и Катуни – устье р. Чарыша, где оно составляет 64% от его длины, до 0,39; односторонние – 0,90 (наибольшее значение 2,63, наименьшее – 0,27), одиночные – 0,69 (соответственно, 2,58 и 0,22); сопряжённые – 0,53 (0,66 и 0,37), прорванные излучины – 0,40 (0,79 и 0,18), пойменно-русловые – 0,35 (0,96 и 0,11). Экспоненциальное снижение сложности разветвлений на верхней Оби связано с увеличением устойчивости русла, снижением транспортирующей способности потока и уменьшением ширины русла.

Для всего исследуемого отрезка реки был подсчитан критерий И.Ф. Карасева $Q = \frac{B_p}{h}\sqrt{\lambda}$ (B_p – ширина русла, h – глубина русла, λ – коэффициент гидравлических сопротивлений). Для русел различных типов значения критерия многократно превышают значения, установленные И. Ф. Карасевым теоретически и на осове лабораторных опытов (4,5 и 9,5). Максимальное значение параметра соответствует параллельно-рукавному руслу и в среднем составляет 72, для односторонних и одиночных разветвлений он равен 56 и 53 соответственно. Для меандрирующего русла критерий примерно в два раза меньше: прорванные излучины – 24, вписанные - 14, свободные – 12; прямолинейное русло имеет величину критерия 31.

С.Н. Ковалев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЛОВА ОВРАГ*

Бытует предположение, что слово «овраг» произошло от высказывания некого крестьянина увидевшего на своем поле огромную промоину – «О, враг мой – овраг». Это высказывание даже попало в научные труды. Во всех доступных словарях – В.И.Даля, С.И. Ожегова, Д.Н. Ушакова, В.В. Лопатина, Т.Ф. Ефремовой, А.П. Евгеньевой и др. – такого словосочетания не нашлось. Единственно, что нашлось, но и, то не в словарях – «*Думал Иван о словах: почему овраг называется оврагом? И додумался. Потому, что он землю у мужиков отымает. Каждый год по весне и осенью рушатся края оврагов и пропадает земля, которая могла бы родить хлебушек. Вот увидел это первый человек и вскрикнул в гневе:*

– *О враг ты наш! Овраг — враг мужиков.*» [А.П. Платонов, 2004].

В принципе не понятна взаимосвязь слов «овраг» и «враг». В русском языке множество синонимом слову овраг: ляда, ложбина, лощина, яр, падина, байрак, яма, балка, яруга, впадина, сай, вымоина, лог, буерак, падь, водороина, овражек, ров. Правда, не все они, из-за разно-

* Выполнено по плану НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ имени М.В. Ломоносова

образия морфологии, соответствуют сути формы рельефа – овраг. Но, ни один из них не ассоциируется со словом враг.

То, что слово овраг – древнеславянское слово не оспаривается. Но это слово претерпело, как это часто происходит с языками, трансформацию, которая и дала, в конечном счете, современное значение.

Небольшое этимологическое исследование показало, что изначально слово овраг звучало совсем по-другому и, надо сказать, больше отражало геоморфологический (физический) смысл.

В Этимологическом словаре русского языка Макса Фасмера [2011–2012] происхождение слова овраг описывается так: «*Овраг. Ближайшая этимология: Род. п. - а, др.-русск. Врагъ (Сузд. летоп. под 1373 г., Двинск. грам. XV в.; см. Соболевский, ниже), болг. Овраг. Дальнейшая этимология: Как правило, исходят из Вьрагъ от Виръ "ключ (вод.), стремнина (в реке)", ВьрКти "бить ключом" (см. Соболевский, РФВ 66, 346 и сл.; Преобр. I, 636; Младенов 372). С др. стороны, предполагали происхождение из чув. varak "овраг, долина, дупло", var, "овраг, долина"»…*

Тем самым, на основании записи в летописи, овраг соотносится с врагом. При этом почему-то игнорируется толкование А.И. Соболевского (1884) по которому слово овраг происходит от «*Вьрагъ «ключ (вод.)», …, ВьрКти «бить ключом»*. Что иногда отражается в названиях оврагов – Кипятка (овраг пересекающий Мосфильмовскую улицу), Чертотый (другое название – Черторой) (овраг ставший ручьём, в пределах Бульварного кольца).

Здесь явно прослеживается та самая словесная (понятийная) трансформация содержания понятия. Смотрим «Этимологический словарь русского языка» Г.А. Крылова [2005]. «*Враг. Заимствование из старославянского восходит к общеславянской основе vorgъ, родственного древненемецкому wargs — "злой" и готскому wrikan — "преследовать"*». Или в этимологическом онлайн-словаре Шанского Н.М.: «*Враг. Заимств. из ст.-сл. яз., где врагъ < общеслав. vorgъ (ср. исконно рус. ворог "дьявол, черт, неприятель, враг"), того же корня, что и др.-прус. wargs "злой", готск. wrikan "преследовать", лат. urgēre "угнетать, гнать"*.»

Интересно описание оврага в летописи 1300 г. (раньше чем Суздальская летопись – 1373 г.) так описывается образование оврага в г. Торжке: «*…того же лета, с весны, ветры сильные быша, и дождеве, и Громове; в Торжку туча на одном часу ров учинило, и хоромов несколько снесло до основания…*» [Лаврентьевский список, стр. 461, год 6808]. А вот уже в Новгородской четвертой летописи (стр. 300) так описывает в 1372 г. овраг у г. Лубудська: «*…и сташа противу себе обе ра-*

ти, Московскиа и Литовьскиа въороужася, а промежь ими бысть враг крут и глоубок зело и не лзе бяше полкома толь борзо снятися на бои и бяше им враг тьи в спасение. И тако стояше несколько дни… и възмя мир Олгерд с князем Дмитрием и поидоша в своаси…». С одной стороны у оврага нет прямого названия используется слово «ров», с другой – слово «враг» можно рассматривать не как описание формы рельефа, а как непреодолимое (злое) препятствие. В случае «враг» как препятствия это мог быть и глубоко врезанный водоток, данном случае – *ручей Любуча (в Калужской области)*.

Считается, что древнерусский язык (древнеславянский) просуществовал до XIV века и был замещен церковнославянским. Вот тут-то и появился враг, но не ворог. Т.е. слово, определяющее форму рельефа – овраг существовало(?) до того как его упомянули в летописи. Может быть, изначально овраг звучал как-то по-другому, но в церковнославянском слово уже преобразовалось в овраг.

Откуда появилось это весьма благозвучное словосочетание «О, враг мой …»? Надо сказать, что многие века овраг не мог быть врагом. Наоборот – овраг был «другом» – это и естественная защита поселения, и спуск к реке (озеру) с высокого берега, и, часто, источник воды (многие овраги вскрывали водоносные горизонты). А вот действительно врагом крестьянина он стал после реформы 1861 г., когда начали сдавать-продавать господские земли. Как отделить свой надел от чужого? Просто – межу пропахал вот и граница. И пахали не то, что абы как, а, не ведая, что по весне по этой меже на склоне весенняя вода пророет большую промоину. И тут не овраг враг, а неосмотрительность крестьянская.

Таким образом, из-за разнообразия местных названий формы рельефа описывающих овраг установить первоначальное значение невозможно. Единственно, что можно утверждать с большой долей вероятности – это то, что слово «овраг» пришло в обиход из церковнославянского языка, а не как некое восклицание какого-то крестьянина.

С.В. Копытов, Н.Н. Назаров
Пермский государственный национальный исследовательский университет

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КАМСКОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ*

По мнению большинства исследователей, бассейн верхней Камы в неоплейстоцене представлял собой единую и неделимую на части гидрографическую систему, главной рекой которой была Кама. При этом предполагалось, что вне зависимости от того являлась ли ее долина каналом транзита речных вод в Арктический бассейн (с юга на север), или озерно-ледниковых вод в бассейн Каспийского моря (с севера на юг), его ядро – бассейн верхней Камы являлся неделимым, а русло главной реки от истока до устья Вишеры непрерывным. Представляется, что данная схема функционирования и развития бассейна верхней Камы в среднем неоплейстоцене лишь в общем виде и без какой-либо детализации описывает этапы смены направленности и масштабы развития русловых процессов. Малоизученной остается история геоморфологического развития долин притоков Камы, которые в отдельные периоды, по всей видимости, становились самостоятельными водотоками в системе русловой сети приледниковой части региона.

Одним из показательных примеров детализирующих процесс фрагментации русловой сети на отдельных стадиях развития бассейна верхней Камы является самый верхний участок реки – от истока до устья Весляны. Проведенные казанскими учеными в 1971–1980 гг. геолого-геоморфологи-ческие исследования в пределах Кирсинской палеодолины и примыкающей к ней с востока долины Камы привели к заключению о существовании в раннем и среднем неоплейстоцене Камско-Вятской (Кирсинской) реки. Кама через Кирсинскую палеодолину соединялась с долиной Вятки, принимая справа перед входом в нее притока (Кирсинскую реку).

Принимая схему формирования гидросети в раннем и среднем неоплейстоцене, в которой верховья пра-Камы относились к бассейну пра-Вятки, напрашивается вывод, что к северу от истока Кирсинской реки – в весляно-косинско-уролкинском бассейне (часть современного бассейна верхней Камы без самой Камы) в качестве главной реки, по-видимому, следует считать пра-Косу. За это говорят ее б*о*льшая удаленность от края московского ледника по сравнению с пра-Весляной и, со-

* Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00356).

ответственно, более продолжительный период развития и функционирования в качестве постоянного водотока. Принимая пра-Весляну слева, а ниже по течению пра-Уролку справа, именно пра-Коса направляла через Кельтминскую ложбину свои воды в бассейн Вычегды в лихвинское межледниковье.

Возрождение рек после спуска озер в среднем и позднем неоплейстоцене проходило по разному, что было связано не только со скоростью и продолжительностью самого процесса адаптации речных долин к рельефу их осушенных днищ, но и зависело от направления сброса вод – на восток – в колво-вишерский бассейн, или на запад – в бассейн пра-Вятки. В конце московского оледенения, когда пра-Кама еще входила в систему Вятского бассейна, а Верхнекамская депрессия через Кельтминский спиллвей принимала воды Вычегды и Печоры, именно долина Уролки стала тем понижением через который в направлении Вишеры был образован проран и происходил переток «лишних» ледниково-озерных вод. Его объемы при относительно небольших расходах рек в период стабильного положения ледника (МИС 6) не способствовали значительному расширению новообразованной долины практически до самого начала периода активного разрушения ледникового покрова. Очевидно, ситуация коренным образом изменилась когда в результате резкого потепления талые воды в значительно большем объеме стали поступать в Верхнекамскую депрессию уже не только через Кельтминскую ложбину, но и через понижения в рельефе на водоразделе Весляны и Локчима. Предвишерский (восточный) проран из-за своей относительной узости и ограниченных объемах сбрасываемых вод не смог предотвратить рост уровня водоема, что, по-видимому, и привело к образованию другого прорана на его западной периферии. Начался продолжительный по времени спуск озера в сторону Вятки, в результате которого юго-западнее современного устья Весляны произошла «реставрация» долины ранненеоплейстоценовой пра-Камы и расширена долина Кирсинской реки.

Геологическое строение палеодолин фиксирует достаточно продолжительный период совместного развития «камской» и «вятской» гидрографических систем, разъединение которых, по всей видимости, произошло лишь в позднем неоплейстоцене. Причиной его стало прекращение стока северных вод через Кельтминский спиллвей и восстановление камского русла на участке от Кирсинской палеодолины до Весляны. Можно считать, что бассейн верхней Камы в основных чертах сформировался лишь к калининскому времени и Кама с этого момента становится главной рекой соединяющей его с бассейном Вишеры.

Е.М. Коринец
Российский государственный гидрометеорологический университет

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПОЙМЕННОГО ПОТОКА НА ТРАНСПОРТИРУЮЩУЮ СПОСОБНОСТЬ РУСЛА

На основе данных исследований по оценке формул для расчета расходов донных наносов были сделаны выводы о причинах неудовлетворительных результатов расчетов. Одной из основных причин таких результатов явилось то, что для равнинных пойменных рек не учитывался эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков. Тогда была сформулирована новая научная задача по оценке влияния эффекта взаимодействия руслового и пойменного потока на транспорт донных наносов, для ее решения было необходимо экспериментальным путем установить влияние пойменной шероховатости на транспортирующую способность руслового потока.

Методика проведения экспериментов была оптимизирована введением нового параметра, отвечающего за вариативность характера подстилающей поверхности поймы. Проведенные экспериментальные исследования по предложенной методике позволили выявить новые закономерности в поведении геосистемы. Впервые экспериментальным путем подтвержден факт резкого увеличения транспортирующей способности русловой составляющей потока в периоды подъема уровней при пропуске паводков и половодий, когда в русло реки поступает наибольшее количество наносов, и ее снижения при спаде уровней, когда в русло реки поступает «осветленный поток».

Также была разработана база данных для геоинформационной системы, которая отличается от использованных ранее тем, что данные по речной геосистеме классифицированы, структурированы, и предложены диапазоны их измерений, с учетом новых параметров, использованных в модифицированной методике. Для воспроизводства в графическом и табличном видах информации, по экспериментальной оценке, влияния эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков при различных типах этого взаимодействия, была разработана программа визуализации. Основным результатом, полученным по итогам разработки данного программного обеспечения, является обоснование структуры и содержания базы знаний для прогнозирования русловых деформаций, включающие в себя новый методический аппарат и систематизированную базу данных для этого аппарата. Данная база знаний позволит сформировать единое информационное поле научного эксперимента на физической модели, посвященного эффекту взаимодействия руслового

и пойменного потоков, а архитектура этой базы может быть адаптирована к множеству еще не рассмотренных условий, которые охватывает данная проблематика.

С.Е. Коркин, Д.А. Кугушева
Нижневартовский государственный университет

РАЗРУШЕНИЕ БЕРЕГА ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЭРОЗИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА*

Одним из важнейших направлений является изучение динамики пойменных природных территориальных комплексов, их пространственной дифференциации и эволюции под воздействием естественных и антропогенных факторов. В тезисах рассматривается стационарный участок «Усть-Вахский», на котором проводятся геоморфологические, почвенные, физико-механические исследования. Максимальная скорость отступания берега с 2001 по 2017 гг. была зафиксирована в 2004 году с показателем в 17,5 м на V контрольном участке. Процесс, связанный с взаимодействием текучей воды и подстилающих горных пород, представляет собой эрозионно-аккумулятивный процесс. Он подчиняется гидрологическим, гидромеханическим и геоморфологическим закономерностям. Однако при одних и тех же гидравлических характеристиках эрозионный процесс происходит по-разному в зависимости от литологического состава. Среднегодовые отступания береговой линии по створам дают результаты, которые колеблются от 0,68 до 5,00 м/год. Это происходит по разным причинам. Одна из главных – это разнообразный литологический состав. На исследуемом участке в 1987 году было проведено опробование и лабораторное выявление физико-механических свойств. Исследования показали, что верхняя часть инженерно-геологического разреза представлена аллювиальными светло-серыми мелкозернистыми песками. На пяти створах темно-коричневый слаборазложившиеся торф с остатками древесных корней, сучьев, к основанию приобретает темный оттенок. На других пяти створах состав

* Исследование выполнено в рамках исполнения инициативного научного проекта № 5.7590.2017/8.9 Минобрнауки России и при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры в рамках научного проекта № 18-45-860001.

представлен темно-серыми и зеленовато-серыми суглинками, супесями и песками старичной фации. Для створов суглинистого состава характерен проточный режим поймы. Они сложены аллювием легкого механического состава, отличаются хорошей дренированностью. Берег с таким литологическим составом считается легко размываемым.

Характер, интенсивность и скорость разрушения берега под действием эрозии во многом зависят от состава и современного состояния пород, определяемого как степенью их литификации, так и фазовым составом воды в них. Наиболее быстро разрушаются берега, сложенные немёрзлыми и талыми песками и супесями.

Торфяные участки берега характеризуются постоянным избыточным увлажнением и считаются слабо подверженными воздействию боковой эрозии. Визуально береговые обвалы выглядят крупными, твердыми кусками торфа. Темно-коричневый слаборазложившийся торф, а к подошве с темной окраской и остатками коры березы имеет естественную влажность 0,522, объемный вес 1,57, пористость 54,5, предел текучести 0,74, предел пластичности 0,44, число пластичности 0,29.

Размер частиц песка значительно меньше частиц торфа, поэтому вымывание на этих створах должно быть больше. Современный аллювий светло-серый мелкозернистый представлен намывным песком, имеет естественную влажность 0,14, объемный вес 1,56, пористость 48,3. Темно-серые и зеленоватые суглинки и алевритовые супеси, с глубиной становятся более песчаными имеют естественную влажность 0,203, объемный вес 1,67, пористость 46,9, предел текучести 0,32, предел пластичности 0,21, число пластичности 0,11, коэффициент фильтрации 0,0014, сцепление 0,71 кг/см^2, коэффициент внутреннего трения 0,14. В слое с ритмичным переслаиванием темно-серых и серых суглинков, супесей и песков старичной фации и по границам напластования отмечается слабое ожелезнение, встречаются растительные остатки в верху линзы торфа. Слой имеет естественную влажность 0,20, объемный вес 1,74, пористость 45,8, предел текучести 0,29, предел пластичности 0,17, число пластичности 0,098, коэффициент фильтрации 0,0008, сцепление 0,7 кг/см^2, коэффициент внутреннего трения 0,56. Слой переслаивания светло-серых и серых мелкозернистых и среднезернистых песков имеет естественную влажность 0,14, объемный вес 1,76, пористость 41,3, предел текучести 0,26, предел пластичности 0,18, число пластичности 0,072, коэффициент фильтрации 0,0044, сцепление 0,4 кг/см^2, коэффициент внутреннего трения 0,30.

В ходе исследования произведен подсчет суммарного эрозионного воздействия с 2002 по 2017 годы для створов с разным литологическим составом. В результате участки берега, сложенные торфом, имеют

высокий показатель деформации (номера створов: 2; 3; 4; 5; 10) – 267,1 м, берег, сложенный суглинком, супесью и песком (номера створов: 1; 6; 7; 8; V) имеет общий суммарный показатель 209,3 м. В связи с этим можно утверждать, что пойма, сложенная темно-коричневым слаборазложившимся торфом, разрушается с большей скоростью, нежели пойма, образованная суглинком, супесью и песком.

В.Н. Коротаев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

МОРФОЛОГИЯ И СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ ГОРНЫХ ОЗЕР*

На основе анализа опубликованных данных, топографических карт и космических снимков получены новые данные по гидрологическому режиму, морфологии, размерам и динамике дельт рек, впадающих в озера Евразии. Наиболее распространенным морфогенетическим типом среди рассмотренных 50 озерных дельт является многорукавная дельта выдвижения. Несколько крупных рек России (Верхняя Ангара, Селенга) и Монголии (Тэйсин-Гол, Кобдо-Гол) имеют площади дельт от 200 до 500 км^2, площади остальных дельт не превышают 50 км^2. Современная скорость выдвижения большинства озерных дельт за исключением некоторых крупных рек по данным сопоставления топографических карт и космических снимков за 30 последних лет вследствие крайне незначительного стока взвешенных наносов очень мала.

Результаты. 1. Установлено, что к настоящему времени хорошо исследованы природные особенности (гидрометеорологический режим, геологическое строение, палеогеография, донные отложения, водная растительность, ихтиофауна) крупных горных озер России, Армении и Монголии. Однако, опубликованных работ по речным дельтам озер нет, за исключением нескольких статей по дельте р. Селенги и дельтам крупных рек бассейнов озер Иссык-Куль.

2. По опубликованным работам и гидрологическим справочникам удалось собрать сведения по гидролого-морфологическим показателям 15 озер и 50 рек России, республик бывшего СССР и Монголии (длина,

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00156) и плана НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых наносов им. Н.И. Маккавеева

глубина, площадь, амплитуда уровня), рекам (площади бассейна, длина, сток воды и наносов, мутность) и размерам озерных дельт.

3. На основе анализа топографических карт и космических снимков выделены морфогенетические типы дельт и морфодинамические типы устьев рек, впадающих в озера. Для высокогорных озер (Байкал, Иссык-Куль, Сон-Куль, Чатыр-Куль, Севан, озера Монголии) большинство малых рек формируют при впадении *аллювиальные выступы с веером проток*. Крупные реки, впадающие в долинные заливы, образуют *многорукавные лопастные дельты заполнения* (озеро Иссык-Куль). Меньше распространены *блокированные устья, дельты заполнения устьевых лагун и дельты выдвижения на открытом взморье* (озеро Байкал, некоторые озера Монголии).

4. На основе космоснимков *Landsat TM+* (2000 г., уровень озера – 1606,8 м абс.) и топографических карт 1: 100 000 масштаба (состояние местности на 1970–1980-е годы, уровень озера – 1606,5 и 1607,9 м абс.) составлены крупномасштабные карто-схемы отдельных участков побережья озера Иссык-Куль и подсчитаны площади аккумуляции в береговой зоне озера и в устьях крупных рек за период 1974–2000 гг.

Выводы. 1. Наибольшие размеры речных дельт горных озер в Российской Федерации имеют реки бассейна Байкала (Селенга – 547 км^2, Верхн. Ангара – 377 км^2), в Монголии – реки бассейна оз. Убсу-Нор (Тэйсин-Гол – ок. 470 км^2, Хандагайты-Гол и Улатай – 223 км^2), оз. Хара-Ус-Нур (Кобдо-Гол – 474 км^2) и оз. Ачит-Нур (Бух-Мурэн-Гол – 122 км^2). На высокогорных озерах Севан, Иссык-Куль, Сон-Куль и Чатыр-Куль площади дельт впадающих в них рек колеблются от 0,1 до 4 км^2. Площади большинства озерных дельт не превышают 50 км^2.

2. Скорости прироста речных дельт озер зависят главным образом от величины стока речных наносов и строения подводного склона авандельты. Современная скорость выдвижения 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^3). 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^2/год, в западном – 2,7 и в северном – 1,8 км^2/год.

3. Средняя скорость прироста крупных рек бассейна оз. Иссык-Куль (Тюп, Джергалан) составляет от 0,1 до 0,23 км^2/год, оз. Чатыр-Куль (Кёкайгыр) – 0,1 км^2/год. Выдвижение речных дельт в горных озе-

рах Монголии составляет менее 1 км^2/год (Хандагаты-Гол и Улетай – 0,72 км^2/год).

Э.А. Кузнецова, Д.Н. Федченко
Нижневартовский государственный университет

ИЗУЧЕНИЕ ЛЕДОВЫХ ЗАТОРОВ КАК ЧРЕЗВЫЧАЙНОЙ СИТУАЦИИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

Величина ущерба от чрезвычайных ситуаций гидрологического характера в значительной мере зависит от степени заселенности и застройки городов и населенных пунктов. Наиболее частые чрезвычайные ситуации гидрологического характера возникают при обильном выпадении осадков в виде дождя, обильном таянии снега и при заторах льда на реках. При этом поражающим фактором является гидродинамический напор (давление движущихся масс воды). Поражающее действие характеризует два параметра: уровень подъема воды в метрах и расход воды в кубических метрах в секунду через определенный створ. В зонах бедствия гибнут и получают травмы люди, домашние животные, уничтожаются сельскохозяйственные посевы, разрушаются и повреждаются здания, сооружения, коммунально-энергетические сети, транспортные коммуникации, нарушаются нормальные условия жизни и деятельности людей.

Число чрезвычайных ситуаций в России, вызванных прохождением весеннего половодья, колеблется от 28 до 67 (средний показатель за 7 лет – 50 чрезвычайных ситуаций), что составляет 3–4% от общего числа чрезвычайных ситуаций всех уровней. В г. Нижневартовске в июне 2015 г. был введен режим чрезвычайной ситуации из-за роста уровня воды в реке Обь с максимальной отметкой в 1061 см.

Вопросам зашиты населения в чрезвычайных ситуациях гидрологического характера посвящены труды Ю.Л. Воробьева, Н.Г. Жаворонковой, Г.В. Федулова, С.Б. Федотова, Ю.Г. Шпаковского, С.К. Шойгу и др. А.В. Баринов, В.В. Щекунов занимались разработкой и применением новых взрывных технологий для борьбы с ледяными заторами на реках, при обрушении зданий и конструкций в районах чрезвычайных ситуаций. В.А. Васильевым, А.И. Гребенюк, Л.Г. Одинцовым, С. Шеломенцевым было изучено производство взрывных работ при проведении аварийно-спасательных и других неотложных работ в различных чрезвычайных ситуациях.

Ускорение вскрытия речных участков для беззаторного пропуска расхода воды и льда и в целях предупреждения возникновения заторов льда обусловлено работами, которые связаны с предварительным ослаблением ледяного покрова и его разрушением. Основная причина возникновения ледяного затора – это задержка вскрытия тех рек, на которых весной кромка ледяного покрова смещается по течению сверху вниз. Вместе с тем раздробленный лед, движущийся сверху, на своем пути встречает также ненарушенный ледяной покров. Отметим, что последовательность такого вскрытия – это необходимое, однако недостаточное условие образования затора льда. Достаточное условие создается в том случае, если при вскрытии поверхностная скорость течения воды является весьма значительной (0,6–0,8 метров в секунду и больше). Лишь в данном случае происходит торошение льда, подвижки. Наличие разных русловых препятствий (сужений русла, крутых поворотов, конусов выноса, островов) только усиливает данный процесс.

Затор является кратковременным явлением, высокий уровень, как правило, держится 0,5–1,5 дня. Известны, тем не менее, случаи достаточно длительного стояния очень высокого заторного уровня: до 6–8 суток – в европейской части, до 12–15 суток – в азиатской части Российской Федерации. Другая часто используемая характеристика заторов – это повторяемость данных явлений. Изменяется она в широких пределах от одного раза в 50–100 лет до одного раза в 2–5 лет, в отдельных местах образование заторов происходит ежегодно. Основными факторами заторообразования являются:

– интенсивность паводка, в том числе, максимальная интенсивность подъема уровня воды во время ледохода;

– количество льда и интенсивность его поступления к затору;

– наличие препятствий для движения льда.

Непосредственная опасность ледяного затора состоит в значительном и резком подъеме в реке уровня воды, когда вода выходит из своих берегов, а также затопляет прилегающую территорию.

Целесообразность и необходимость использования взрыва в чрезвычайных ситуациях гидрологического характера, как правило, обуславливается потребностью стремительного перемещения взрывом скальных пород, больших масс грунта, снега, либо льда, к примеру, в целях возведения защитных дамб и каналов, селезащитных плотин при наводнениях, расчистки ледяных заторов, снежных завалов, устройства рвов и котлованов для отвода воды и так далее. Отметим, что ледокольные взрывы активно применяют для борьбы с наводнениями, для проводки судов, выколки древесины изо льда, на строительстве. Взрывные работы, в случае отсутствия ледоколов либо там, где использование

ледоколов является невозможным (на небольших реках), выступают очень мощным средством определенной механизации весьма сложного ледокольного процесса.

В зависимости от цели ледовых взрывных работ могут быть выбраны следующие три типа расположения зарядов: на поверхности ледяного покрова, в толще льда и под ледяным покровом (в воде). Разрушение ледяного покрова с помощью подрыва заряда на его поверхности вызывается действием продуктов детонации и ударной воздушной волны, распространяющейся с определенной скоростью по поверхности льда. Наиболее эффективный способ разрушения льда – зарядами, расположенными под ледяным покровом. Характер разрушения льда определяется воздействием на него взрывной волны, возникающей в воде.

Л.В. Куксина
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

СТОК НАНОСОВ РЕК КАМЧАТСКОГО КРАЯ В ТИХИЙ ОКЕАН, БЕРИНГОВО И ОХОТСКОЕ МОРЯ*

Впервые выполняется оценка суммарного стока наносов (взвешенных и влекомых), поступающего в Тихий океан, Берингово и Охотское моря с территории Камчатского края, оценивается их соотношение в суммарном стоке твердого вещества.

Оценка стока взвешенных наносов выполняется на основе данных стационарного мониторинга за стоком воды и взвешенных наносов на 63 постах за период с 1930 по 2015 гг., охватывающего наблюдениями 56 речных бассейнов на территории Камчатского края; более половины речных бассейнов на территории региона остаются неизученными по этому показателю. Возникает задача оценки стока взвешенных наносов с территории неизученных речных водосборов, выполнение которой основано на эрозионном районировании (Куксина, Алексеевский, 2016), где каждый из выделенных районов имеет схожий набор и количественную характеристику факторов формирования стока взвешенных наносов, послужившего базой для разработки регрессионных зависимостей модуля стока взвешенных наносов от определяющих факторов для

* Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ 17-77-10047 и по плану НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ.

оценки стока взвешенных наносов с территории неизученных речных бассейнов.

Суммарный сток взвешенных наносов с территории Камчатского края в Тихий океан, Берингово и Охотское моря оценен в 11.4 млн. т/год. Модуль стока взвешенных наносов с территории Камчатского края в 2.5 раза меньше по сравнению с величиной, полученной для бассейна Мирового океана (Dedkov, Gusarov, 2006).

Сетевые наблюдения за характеристиками стока влекомых наносов на территории Камчатского края никогда не выполнялись. Для решения задачи оценки стока влекомых наносов рек региона впервые применена методика, разработанная Н.И. Алексеевским (Алексеевский, 1998) и требующая сведений о порядке водотока по методике (Черных, 1971), взаимосвязи ширины русла и скорости течения в различные фазы водного режима, плотности отложений, продолжительности периода половодья. Все необходимые для расчетов сведения были получены по материалам гидрологической изученности.

Оценка стока влекомых наносов выполнена для 60 замыкающих створов рек на территории Камчатского края. Сопоставление величин стока взвешенных и влекомых наносов для крупнейших рек региона (рр. Пенжина, Камчатка) показало, что сток взвешенных наносов существенно превышает величину стока влекомых наносов. Так, в стоке р. Пенжины соотношение составляет 5:1; в суммарном стоке р. Камчатки доля влекомых наносов еще меньше – 14%.

Г.М. Кукуричкин
Сургутский государственный университет

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ КАК ИНДИКАТОР СТАДИЙНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЙМЕННОГО ЛАНДШАФТА

Стадийность развития пойменного ландшафта очевидна и подчеркивалась многими исследователями. Она обусловлена неравномерностью вертикальных и плановых деформаций русла реки, цикличностью много- и маловодных лет. В результате формируются разновысотные и разновозрастные ступени поймы. Эти процессы отражаются на процессах дифференциации растительного покрова.

Объектом наших исследований являлись поймы средних и малых рек Среднего Приобья – Лямин, Малый Юган, Сабун и др.

Можно выделить три типа дискретно разновозрастных поверхностей современной поймы: молодая, зрелая и старая. Наиболее наглядно

индикаторная роль растительности проявляется на участках поймы со свободным меандрированием русла.

Молодая пойма формируется на выпуклых сегментах меандров за счет причленения во время половодья придонных грив. Она постоянно расширяется по площади и растет в высоту, имеет ярко выраженный грядово-западинный рельеф, сложена преимущественно песчаными отложениями. Здесь можно выделить несколько основных урочищ.

Прирусловая коса (отмель). Это переходная от субаквальных к супераквальным стадия развития ландшафта. Сложена русловым аллювием. Даже в межень испытывает периодическое затопление (при обильном выпадении осадков в бассейне). Свободна от растительности или занята пестрыми несомкнутыми группировками аллювиафильных видов.

Прирусловые валы. Сильно аллювиальные местоположения с неустойчивым режимом увлажнения. Сложены русловым аллювием с прослойками пойменного, иногда встречается погребенный дерновый горизонт. В зависимости от возраста, аллювиальное, высоты и других условий могут быть заняты сообществами хвоща полевого, прирусловыми разнотравными и наземновейниковыми лугами, пруто- и шерстистолозняками, молодыми, реже средневозрастными, березовыми, сосновыми и (на севере) лиственничными насаждениями. На самых старых валах встречается темнохвойный подрост, поселяются лесные виды.

Промоины. Формируются между валами; их ширина зависит от интенсивности плановых деформаций русла. Снизу сложены русловым аллювием, сверху могут быть заилены (особенно в ухвостье). Свободны от растительности или заняты разреженными вариантами прирусловых лугов, иногда черемушниками, в ухвостье – топянохвощовниками.

Тыловой шов. Формируется не в каждом сегменте. В половодье превращается в пронос. В растительном покрове обычны ивняки и березняки пурпурновейниково-таволговые.

По мере увеличения площади молодой поймы происходит подмыв шейки сегмента, что рано или поздно приводит к ее прорыву и спрямлению русла. Отчленившийся сегмент примыкает к основному массиву поймы и переходит в зрелую стадию. *Зрелая пойма* перестает увеличиваться по площади, но продолжает очень медленно нарастать в высоту (седиментация тонкозернистых фракций аллювия). В зрелой пойме урочищ меньше.

Основная поверхность. Образована сочетанием бывших прирусловых валов и промоин (веером перемещения русла). Рельеф более сглажен. Характерны темнохвойные леса зеленомошной группы или производные послепожарные насаждения (сосняки, осинники, березняки).

Старичные понижения. Постепенно старицы заиливаются, зарастают прибрежно-водной растительностью или крупноосоковыми болотистыми лугами и заболачиваются (с поселением сфагновых мхов).

В недавно отчленившихся сегментах встречаются регрессивные урочища, например, бывшие прирусловые косы, постепенно зарастающие болотистыми сабельниково-водяноосоковыми лугами.

Старая пойма формируется, в основном, за пределами современного пояса меандрирования. Здесь встречаются заболачивающиеся леса, топянохвощевые и осоковые болота.

В процессе эволюции пойменного сегмента происходит выполаживание рельефа и изменение размерности морфологических структур. Бывшие прирусловые валы и промоины, составлявшие в молодой пойме серию разновозрастных и разновысотных урочищ с разнообразными фациями, в зрелой пойме сливаются в единое урочище, в пространстве которого может быть в той или иной степени выражен микрорельеф; таким образом, имеет место нивелировка возраста элементов аллювиального ландшафта. Эта гомогенизация продолжается и далее, вплоть до становления довольно однородного в пространстве эдафического субклимакса – кедрача мелкотравно-зеленомошного (рр. Сабун, Малый Юган) или бруснично-зеленомошного (р. Лямин). В старой пойме происходит дальнейшая гомогенизация, но теперь уже между суб- и супераквальными фациями за счет всеохватывающего процесса заболачивания. Вследствие этого комплексность растительного покрова сменяется его мозаичностью.

Направленная эволюция пойменного ландшафта может прерываться разными факторами, которые существенно сказываются на растительном покрове, например:

– омоложение, когда участки поймы достаточно высокого уровня в процессе меандрирования русла попадают в зону интенсивного отложения руслового аллювия; напочвенный покров обогащается прирусловыми эксплерентами при частичной элиминации субклимаксовых видов

– подмыв и разболачивание заторфованных стариц с последующим интенсивным отложением аллювия, на захороненных старичных торфах формируются конвергентные с сухопутными формы растительности.

М.В. Кумани[1], Ю.А. Соловьева[2]
[1]Курский государственный университет,
[2]ВНИИ земледелия и защиты почв от эрозии, г. Курск

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫНОСА БИОГЕННЫЕ ВЕЩЕСТВ С ПАШНИ ДОЖДЕВЫМ СТОКОМ

Реки Курской области подвергаются загрязнению от различных источников: это в первую очередь диффузные источники загрязнения биогенными веществами в результате эрозионно-гидрологических процессов на сельскохозяйственных угодьях их водосборов. Поверхностный сток и эрозионный смыв с полей, расположенных на склоновых землях формируется как в период весеннего снеготаяния, так и при выпадении ливневых дождей высокой интенсивности.

В многочисленных исследованиях неоднократно отмечалось, что вынос с полей эрозионного материала приводит к целому ряду негативных последствий от снижения почвенного плодородия до загрязнения поверхностных и грунтовых вод. В последнее время все более очевидным становится, что сток растворенных биогенных веществ, при формировании склонового стока, также является значимым фактором неблагоприятных экологических воздействий на качество поверхностных вод, отражается на гидроэкосистемах рек в целом.

При этом, сток растворенных веществ с талыми водами изучался в рамках целого ряда исследований, а данные по выносу растворенных биогенных веществ с ливневым склоновым стоком практически отсутствуют.

В связи с этими обстоятельствами весьма актуальным является изучение с применением искусственного дождевания. Получение репрезентативных данных по концентрациям растворенных в поверхностном стоке веществ, их временной динамике, зависимости от параметров дождя и свойств почвенных образцов – чрезвычайно важная и актуальная задача.

При проведении дождевания приходится решать целый ряд достаточно сложных методических условий дождевания, не соблюдение которых приведет к грубым ошибкам и неправильной интерпретации результатов.

Перечислим основные проблемы, возникающие при проведении эксперимента, и методы их учета.

Все начинается с подготовки воды, необходимой для дождевания. Использование для этого воды из водопровода или непосредственно из поверхностных водных объектов, дистиллированной воды не позволяет

получить достоверных результатов, так как одним из важных критериев подобия искусственного дождевания является его химический состав. Для каждого региона необходимо изучить химический состав дождевых осадков; вода, используемая для дождевания, должна соответствовать природному фону. Решить эту проблему для малых дождевых установок можно собирая дождевую воду в химически чистые емкости. Второй вариант – при подготовке воды использовать дистиллят, который доводится до гидрохимических кондиций природного дождя.

Не менее важно корректно готовить почвенные образцы для дождевания. По своему механическому составу, агрохимическим показателям они должны соответствовать изучаемому типу почв.

Использование дождевания для оценки выноса биогенных веществ с сельскохозяйственных угодий – современный и весьма перспективный метод получения данных, необходимых для разработки методов расчета и прогноза выноса дождевыми водами биогенных веществ со склоновых земель агроландшафтов. Последующее сравнение с данными о биогенном стоке малых рек и временных водотоков позволит разработать критерии подобия и использовать полученные данные для разработки устойчивых, физически и химически обоснованных методов, формул расчета выноса биогенных веществ.

Г.А. Ларионов, А.В. Горобец
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

КРИТИЧЕСКИЕ СКОРОСТИ РАЗМЫВА ЧЕРНОЗЕМНОЙ ПОЧВЫ*

Обычно эрозию почв исследуют в диапазоне скоростей от 0 до 1,5–2 м/с, в таком диапазоне обычно варьирует скорость течения воды на склонах при снеготаянии и во время ливней. При этом оказалось, что до 1,5 м/с график связи между кубом скорости и интенсивностью размыва почвы имеет вид прямой линии, то есть эродируемость, под которой подразумевается отношение смыва к кубу скорости, оказывается постоянной. При этом верхний слой черноземной почвы смывается не сразу после пуска воды в лоток, а спустя некоторое время. При этом нередко смывается сразу целый пласт почвы. После смыва верхнего

* Исследование выполнено по плану НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ.

слоя почвы дальнейший отрыв на некоторое время приостанавливается. Затем смыв возобновляется, чтобы вновь остановиться. Такой характер смыва объясняется следующим образом. На поверхности гидрофильных глиннистых минералов, которые входят практически во все почвы, находятся свободные заряды, которые притягивают молекулы воды. Эти молекулы образуют эпитаксиальную пленку, особенностью которой является искажение структуры молекул воды за счет притяжения центров тяготения. Эта пленка воды не передает гидростатического давления, ее вязкость в 3–4 раза больше вязкости обычной воды. Толщина ее составляет не более 10 нанометров. Далее следует ионный слой, который также притягивает воду. Вода в силу своей полярности проникает в ионный слой, образуя слой толщиной до 100 и более нанометров. Однако на такое расстояние почвенный мономолекулярный или слой из нескольких молекул может отодвинуться от основной массы, если он находится на внешней границе почвы. Внутри почвы такое разделение почвенной массы происходить не может, так как этому противостоит сила земного тяготения. При расстоянии около 100 нанометров силы межмолекулярного тяготения исчезают, и частицы почвы просто лежат на поверхности. В этом случае поток может их захватывать как свободно лежащие частицы, преодолевая лишь силу тяжести этих частиц за вычетом взвешивающей силы воды.

Но с другой стороны сила потока может превышать скорость, которая является критической для данного субстрата, и тогда смыв будет увеличиваться пропорционально кубу скорости потока. Такое увеличение будет продолжаться до тех пор, пока будет иметь место ослабление сил межмолекулярного сцепления между частицами, вследствие утолщения водной пленки между агрегатами. И действительно, экспериментально доказано, что постоянный наклон угла смыва продолжается с несколько выше куба критической скорости до куба скорости порядка 1,5–1,6 м/с. Такая зависимость, очевидно, будет сохраняться до тех пор, пока силы сцепления будут незначительными.

Но при дальнейшем увеличении скорости потока, когда силы межмолекулярного сцепления будут большими, размыв скоро замедлится и приобретет постоянную величину, постепенно становясь пропорциональным кубу скорости, но уже с иным, много меньшим наклоном, чем в первом случае.

Чтобы составить представление о динамике эродируемости, следует разбить график зависимости интенсивности смыва от куба скорости на 2 части. Первая часть будет характеризовать угол наклона линии эродируемости для начальной части графика, т. е. до второй критической скорости. Следующий отрезок графика будет иметь существенно

меньший угол наклона и пересечет ось абсцисс на значительном удалении от нулевой точки. Поэтому для второй части следует обязательно добавлять величину, отсекаемую на оси абсцисс продолжением линии графика налево.

Все перечисленные данные приведены в таблице. Эродируемость до первой критической скорости для почвы плотностью 1,2 г/см^2 равна 171,53, а для почвы плотностью 1,5 г/см^2 – 3,17 м$^{-2}$с^2. Таким образом, они различаются в 54 раза. В таком же соотношении находятся и эродируемости после критической скорости.

Таблица

Значение эродируемости черноземной почвы

Плотность почвы, г/м^2	Вторая критическая скорость, м/с	Эродируемость до второй критической скорости, м^2/с^2,	Эродируемость после второй критической скорости, м$^{-2}$/с^2	Свободный член в уравнении после второй критической скорости
1,2	1,58	171,53	36,88	510,12
1,3	1,68	49,24	3,48	221,31
1,4	1,60	5,73	1,64	36,89
1,5	1,72	3,17	0,88	14,18

Например, для черноземной монозернистой почвы плотностью 1,4 г/см^3 первая критическая скорость равна 0,2 м/с, а эродируемость – 5,73 м$^{-2}$/с^2. При достижении скорости равной 1,60 м/с первая критическая скорость сменяется на вторую, коэффициент эродируемости после второй критической скорости становится равным 1,64 м$^{-2}$/с^2, т. е. эродируемость уменьшается до 28%.

Ф.Н. Лисецкий, М.А. Польшина, В.В. Цыбенко, А.С. Зайцева
Белгородский государственный национальный исследовательский университет

ПОЧВОВОДООХРАННОЕ ОБУСТРОЙСТВО РЕЧНОГО БАССЕЙНА И ОБЛАСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА ВОДЫ И НАНОСОВ

Граница перехода от лесостепи к степи характеризуется максимальным развитием водной эрозии и высокой степенью деградации речной сети в результате заиления русел. Общая эродированность почвенного покрова Белгородской области, расположенной в подзонах типичной и южной лесостепи, а на юго-востоке входящей в степную зону,

оценивается в 60%, а годовые эрозионные потери почвы с пахотных земель могут достигать 18–20 млн т.

В последнее время отмечено все больше инициатив по созданию особо охраняемых природных территорий в истоках рек, а также экологическое обустройство этих территорий, включая создание новых лесонасаждений. Однако в условиях сильной антропогенной преобразованности земель в пределах плакорной и склоновой подсистем бассейновых ландшафтных структур только такая локализация природоохранных мероприятий не позволит предотвратить заиление рек.

Метод территориального зонирования представляет собой хорошо апробированный инструмент для рассредоточения антропогенных нагрузок. С учетом причинно-следственных связей указанный метод целесообразно применять в такой последовательности: почвоводоохранное обустройство бассейна – проектирование водоохранных зон. Обеспечение защитных функций в водоохранных зонах имеет большое значение для планирования и решения различных водно-ресурсных проблем. Ранее [Chalov et al., 2013] было показано, что вклад половодья и паводков в перенос взвешенных наносов составляет от 52% годового стока на крупных реках до 99% на малых реках. Для предотвращения заиления малых рек большое значение имеет создание с помощью древесно-кустарниковой и травянистой растительности многоуровневой системы биотехнических мероприятий в пределах водоохранных зон и прибрежных защитных полос.

В докладе проанализированы результаты выполнения двух проектов: 1) бассейнового природопользования; 2) разработки мероприятий по экологической реабилитации пойменно-русловой зоны за счет увеличения лесистости, обустройству водоохранной зоны (на примере трансграничной реки Лопань в границах Белгородского района Белгородской области). Общая длина реки составляет 96 км при площади бассейна 2000 кв. км, из которых 75% приходится на площадь регионального водосбора.

Первый проект – составная часть реализации на Белгородчине Концепции бассейнового природопользования, которая предусматривает в 2016–2020 гг. внедрение почвоводоохранных мероприятий на всей площади водосборов (2.69 млн га). Используя авторскую методику геопланирования [Лисецкий и др, 2015] и принцип оптимизации эколого-хозяйственного баланса земельного фонда речного бассейна, разработаны и внедряются на всей площади водосбора (15299 га) мероприятия по экологическому оздоровлению и рациональному природопользованию, включающие биологизацию пашни, залужение ложбин на пашне, отведение площадей для лесонасаждений и ренатурации, план рационально-

го хозяйственного и рекреационного использования водных объектов и др.

В Белгородской области согласно областной программе озеленения и ландшафтного обустройства территории к 80 тыс. га эрозионно опасных участков, невыположенных откосов оврагов и верховий балок облесенных в 2010–2017 гг., предполагается, что до 2020 г. будет занято древесными культурами ещё 20.6 тыс. га. Для облесения будут использованы такие участки как крутосклоны; участки незадернованных песков, эрозионно опасные участки и невыполаживаемые откосы оврагов и верховья балок с крутизной более 10º; эрозионно опасные участки и невыполаживаемые откосы оврагов и верховья балок с крутизной менее 10º, неудобные для использования под сенокосы и пастбища; днища оврагов и балок (высаживаются донные насаждения и насаждения-илофильтры); участки вокруг истоков рек (массивные истоковые насаждения). Площадь таких земель в пределах водоохранных зон реки Лопань составляет 433.3 га.

Полученная в ArcGIS экспликация земель для бассейна реки Лопань показала, что по градациям уклонов менее 3°, 3–5°, 5–7° и более 7° площади распределяются в соотношении 64:19.7:6.45:9% соответственно. Участки сплошного и полосного облесения бассейна реки Лопань будут заняты лесом на общей площади 512 га, в том числе в днищах оврагов и балок 21 %, на эрозионно опасных участках с крутизной менее и более 10º – 67 и 12% соответственно.

В результате выполнения второго проекта для р. Лопань была обоснована на основе ландшафтных принципов водоохранная зона на площади 3634.4 га, что составляет 23.8 % площади бассейна реки в границах России. Определено, что существующих лесных насаждений на территории бассейна реки недостаточно и необходимо увеличение лесистости в пойменно-русловой зоне до 30%. Если фактически соотношение между площадями, занятыми под прирусловыми и прибалочными (приовражными) водорегулирующими лесными полосами, составляет 1:4.4, то в результате проекта оно станет 1:2.1 за счет увеличения насаждений вдоль русел в 2.3 раза.

Таким образом, помимо облесения области зарождения стока у истоков малых рек, используя массивные истоковые насаждения, как на р. Лопань (433.3 га), лесомелиорации водоохранных зон и прибрежных защитных полос, необходима превентивная территориальная организация земельного фонда на всей площади бассейна, на лснове бассейновых и позиционно-динамических принципов.

Е.А. Морозова
Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова

БАЛАНС НАНОСОВ В ЯКУТСКОМ ВОДНОМ УЗЛЕ НА РЕКЕ ЛЕНЕ*

Якутский водный узел является сложным водохозяйственным и транспортным узлом, расположенным в среднем течении р. Лены. В последнее десятилетие на участке происходили интенсивные переформирования русла, что привело к осложнению условий судоходства и ряду других водохозяйственных проблем.

Показатель устойчивости русла характеризует интегральную интенсивность русловых переформирований и потенциальное сопротивление русла механическому воздействия потока. При помощи карты распределения руслообразующих наносов, построенной по результатам полевых работ 2016 г., были определены показатели устойчивости: число Лохтина (Л), коэффициент стабильности Н.И. Маккавеева (Кс), а также морфометрический показатель С.Г. Шатаевой для некоторых перекатов. Для всех участков значения этих показателей находятся в диапазоне, соответствующему неустойчивому руслу.

По ежегодным данным о расходах воды были рассчитаны руслоформирующие расходы. Было выбрано два расчетных периода: с 1970 по 1990 гг. и с 1991 по 2015 гг. Для первого временного промежутка руслоформирующий расход составлял 21000 $м^3/с$ (обеспеченность 12%), для второго – 25000 $м^3/с$ (обеспеченность 8%).

Для оценки горизонтальных деформаций была проведена классификация берегов по интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов. Средние скорости размывов берегов изменяются от первых метров до 26 м/год. В отдельные периоды времени максимальные скорости достигали 60 м/год. Были выявлены наиболее эрозионно-активные участки вблизи населенных пунктов, для которых были рассчитаны скорости отступания бровки берега, а также сделан прогноз на ближайшие 3,5,10 лет.

При помощи цифровой модели рельефа и данных съемок русла с 1972 по 2016 год были рассчитаны объемы эрозии и аккумуляции на участке для разных временных промежутков (съемки проводились в

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ и гранту РФФИ (проект №18-17-00086).

1972, 1982, 1989, 2001, 2011, 2013 и 2016 годах). Для более детального руслового анализа Якутский водный узел был разделен на 12 частей. Полученные результаты позволяют провести анализ эрозионно-аккумулятивных процессов как по длине участка, так и во времени.

За последние 45 лет на участке Якутского водного узла преобладают процессы эрозии, объем размытого материала составляет 45 млн м^3. Особенно сильный размыв отмечается на участке от пос. Нижний Бестях до о-ва Пономарев, в то время как в верхней части участка от Табагинского мыса до пос. Нижний Бестях происходит аккумуляция материала.

Н.Н. Назаров, И.В. Фролова
Пермский государственный национальный исследовательский университет

СМЕНА МОРФОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ РУСЛА РЕКИ НА ТЕРРИТОРИИ РАЗВИТИЯ КАРСТА (р. БАБКА, ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Изучение структуры морфодинамических типов русел рек на территориях развития карста в большинстве случаев тесно связано с решением вопросов, касающихся их современного состояния и направленности развития. В Пермском крае объектом такого изучения был выбран участок долины р. Бабка, которая впадает в Сылву (бассейн Камы) ниже г. Кунгур. Река здесь в субширотном направлении пересекает самую северную оконечность Уфимского плато (Сылвинского кряжа).

Основным источником информации о морфологическом строении русла Бабки в исторический период стал картографический материал XVIII-XX вв – карта Генерального межевания Кунгурского уезда Пермской губернии и современные топографические карты крупного и среднего масштаба. Изменения русловой ситуации фиксировались путем сравнения местоположения морфологических элементов русла – наложением плановых очертаний русла периода конца XVIII века на современную ситуацию (космический снимок 2000-х годов).

Развитие русловых процессов в нижнем течении Бабки в настоящее время происходит в основном под воздействием глубинной эрозии, что подтверждается крайне небольшим количеством относительно активных врезанных меандр. На тех излучинах, на которых проявляется боковая эрозия, ее развитие фиксируется лишь на ограниченных по длине участках верхних крыльев петлеобразных и сегментных излучин. Расположение в шпорах практически всех крупных излучин первой надпоймен-

ной террасы, а в их вершинах контакта с коренным берегом или второй надпойменной террасой в значительной степени ограничивает развитие плановых деформаций русла.

Сравнение разновременных материалов показало, что в исторический период в долине Сылвы произошла исключительно активная перестройка условий руслоформирования, отразившаяся на развитии поймы и речной долины в целом. В течение короткого времени, по-видимому, измеряемого всего несколькими десятилетиями в конце XVIII – первой половине XIX века, резко изменились скорость и направленность русловых процессов. Их проявление выразилось в превращении достаточно широкой на тот момент поймы (в которой на каких то этапах сначала развивалось широкопойменное извилистое русло, постепенно эволюционирующее в адаптированное извилистое) в надпойменную террасу (высокую пойму?). Одновременно с этим процессом происходило и формирование новой поймы, русловые процессы в которой ограничивались (адаптировались) уступами уже сформировавшегося к тому моменту более высокого уровня днища речной долины.

Устанавливается следующая очередность смены морфодинамических типов. Период, предшествующий малому ледниковому периоду (МЛП), можно отнести ко времени развития широкопойменного извилистого русла, в настоящее время выявляемого в пределах второй надпойменной террасы. Ширина ее обычно превышает ширину первой, но следы русла петлеобразной формы (размеры превышают размеры староречий следующего этапа) просматриваются крайне редко и нечетко вследствие перекрытия поверхности продуктами почвенной эрозии. Этап, относящийся к времени МЛП (XIV–XVII вв.), представлен широкопойменным извилистым руслом с продольным и продольно-поперечным перемещением в пределах первой надпойменной террасы. Смена климатических условий, ознаменовавшая его окончание, спровоцировала увеличение стока и, как следствие, наступление периода резкого увеличения активности эрозионных процессов, что в свою очередь привело к образованию широкопойменного извилистого русла с излучинами б*о*льшего размера. На последних стадиях своего развития они характеризовались уже продольно-поперечным перемещением и прорывами через шпору. Начало последнего периода в первом приближении можно отнести к середине XIX в., когда по мере «накопления условий» для следующего более высокого уровня активности русловых процессов сформировался «рисунок» современного русла Бабки. Сегодня его морфодинамический тип можно определить как чередование врезанных макроизлучин адаптированного русла с участками извилистого адаптированного русла в пределах первой надпойменной террасы, где в на-

стоящее время развиваются вписанные или пологие излучины с продольным перемещением.

Резкие смены направленности русловых процессов, обусловившие изменения морфодинамических типов русла реки в исторический и предшествующие ему периоды, во многом могут быть объяснены принадлежностью нижнего течения реки к территории развития карста. В таких районах обычное формирование геоморфологических уровней в речных долинах нарушается поддолинными и/или подрусловыми карстовыми процессами, которые в зависимости от масштабов их локализации могут приводить к усложнению (быстрое образование новой ступени микрорельефа) или упрощению (сближение уровней надпойменных террас и поймы) геоморфологического строения днища речной долины.

Обсуждая причины, повлекшие за собой кардинальное изменение всего хода русловых процессов – смены ведущего морфодинамического типа в нижнем течении р. Бабка, необходимо учитывать такой фактор, как антропогенная деятельность. По всей видимости, на быстрое превращение поймы в надпойменную террасу в XVIII–XIX вв. в результате изменения климатических условий и направленных современных тектонических движений в пределах морфоструктуры Сылвинского кряжа наложились процессы ускоренной эрозии, охватившие юго-восточные уезды Пермской губернии.

Я.В. Павлюк
Белгородский государственный национальный исследовательский университет

РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ В БАССЕЙНАХ РЕК БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 200 ЛЕТ*

Расчлененность территории Белгородской области весьма неравномерна. Величина густоты эрозионного расчленения по данным разных авторов колеблется от 0,2 до 1,9 км/км^2 [Очерки краеведения, 2000; Атлас природные ресурсы…, 2005; Белоусова, 2013]. Длины тальвегов линейной эрозии колеблются от 0,060 до 197,8 км.

* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №16–35–00614 мол_а.

Важность ретроспективного анализа состояния флювиальных систем до начала нарушения человеком их динамического равновесия и на различных этапах хозяйственного освоения для оценки пространственных масштабов, выявления тенденций и установления темпов изменения состояния малых рек и их бассейнов, подчеркивает И.П. Ковальчук (2000). Пределы эрозионного расчленения, ограничение этого процесса, создаваемые естественными условиями и комплексом противоэрозионных мероприятий, рассматривалось многими исследователями.

Нами рассчитана густота овражно-балочной сети в пределах водосборов рек VI порядка Белгородской области за последние 200 лет (таблица 1). Она определялась без учёта протяжённости постоянных водотоков. Эрозионная сеть выделена по картам Генерального межевания конца XVIII в., масштаба в 1 дюйме 2 версты (М 1: 84000) и топографическим картам конца XX в. (М 1: 100000).

Для количественной характеристики степени трансформации овражно-балочной сети полученные данные густоты эрозионной сети по бассейнам приведены к единому масштабу на основе коэффициентов фрактальности, полученных А.Г. Нарожней [2012].

Установлено, что в конце XVIII в. длина эрозионной сети области составляла 15242 км, однако, к XX в. она увеличилась до 18064 км. Скорость прироста составила почти 13 км/год. В конце XVIII в. густота эрозионной сети по бассейнам рек VI порядка увеличивалась с запада на восток. К настоящему времени густота овражно-балочной сите (ОБС) составляет 0,70 км/км^2. Наиболее сильное эрозионное расчленение отмечено на территории максимально интенсивного оврагообразования.

Таблица

Изменение овражно-балочной сети Белгородской области с конца XVIII в.

Бассейн	Площадь, км^2	XVIII в.	XX в.	Прирост, %
		густота, км/км^2	густота, км/км^2	
Айдар	1448,46	0,61	0,71	16,11
Валуй	1345,95	0,54	0,65	21,38
Ворскла	2486,78	0,59	0,67	14,22
Нежеголь	2844,76	0,49	0,57	15,75
Оскол	6930,48	0,60	0,70	16,3
Потудань	1024,09	0,48	0,60	24,44
Псёл	2302,74	0,47	0,54	15,28
Северский Донец	3701,94	0,55	0,67	21,11
Сейм	826,65	0,30	0,40	32,26
Тихая Сосна	2970,03	0,56	0,66	18,15
Черная Калитва	1244,50	0,61	0,80	32,56
Всего:	27126,38	0,55	0,65	18,43

Проведенный анализ показал, что, несмотря на увеличение густоты горизонтального расчленения территории, характер ее пространственного распределения с конца XVIII в. не изменился, несмотря на антропогенный прессинг. Таким образом, природные особенности территории определяют характер развития эрозионных процессов, в то время как антропогенная составляющая определяет их интенсивность.

Анализ изменения ОБС наряду с изменениями речной сети дает более полную картину происходящих во времени процессов. В одной группе бассейнов (р. Тихая Сосна, Валуй, Потудань, Черная Калитва, Оскол, Айдар) речная сеть за 200 лет подверглась значительному сокращению своей длины. Густота ОБС в этих бассейнах к концу XVIII в. уже имела высокие значения и выросла за исследуемый период только на 18–24%. Значительное эрозионное расчленение бассейнов уже к концу XVIII в. привело к большому поступлению наносов в русла рек и их аккумуляцию. Установлено, что основной этап сокращения речной сети в этих бассейнах приходится на период до конца 1880 гг. В настоящее время наблюдаются процессы заиления русел рек в данных бассейнах даже в период средней водности.

Группа рек с небольшими изменениями протяженности речной сети за последние двести лет (менее 29%) (Ворскла, Северский Донец, Нежеголь, Псёл и Сейм) характеризуется менее высокими, по сравнению с первой группой, значениями эрозионного расчленения территории на конец XVIII в. Основные темпы сокращения длины водотоков приходятся на период с конца XIX в. в результате антропогенного воздействия.

А.И. Петелько
ФНЦ агроэкологии РАН, Новосильская зональная агролесомелиоративная опытная станция – филиал Федерального государственного бюджетного научного учреждения «Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения Российской академии наук»

СОСТОЯНИЕ ЗАЩИТНЫХ ЛЕСНЫХ НАСАЖДЕНИЙ НА НОВОСИЛЬСКОЙ ЗОНАЛЬНОЙ АГРОЛЕСОМЕЛИОРАТИВНОЙ ОПЫТНОЙ СТАНЦИИ

Первая попытка провести агролесомелиоративное устройство ЗЛН опытной станции была предпринята в 1950 г. с.н.с. отдела борьбы с эрозией почв ВНИАЛМИ М.А. Боневоленским совместно с Орловской экспедицией Агролеспроекта. Был выполнен большой объём полевых работ, восстановлены ранее заложенные пробные площади с историей выращивания насаждений, но работы до конца не доведены. Не были составлены ни технорабочий проект, ни таксационное описание насаждений. Не был до конца составлен и картографический материал. Поэтому можно считать, что первое агролесомелиоративное устройство защитных лесных насаждений станции было выполнено в 1977–1978 гг. Орловским филиалом «Союзгипролесхоз» (гл. инженер проекта Е.Е. Колесников). В 1991–1992 гг. старшим научным сотрудником опытной станции Н.Е. Новиковым было проведено повторное агролесомелиоративное устройство ЗЛН. При этом на территории опытного хозяйства станции было обследовано 779 га насаждений, в т.ч. 307 га имеющих искусственное происхождение. Общая лесистость территории в современных границах составила 15,1%. Все насаждения условно разбиты на две группы. В первой группе сосредоточены линейные насаждения на приводораздельном фонде (полезащитные, садозащитные, снегораспределительные), во второй – насаждения на присетевых землях и гидрографическом фонде (кольматирующие и прибалочные лесные полосы, массивные естественные и искусственно созданные насаждения).

Искусственные насаждения первой группы занимают 80,4 га (26,2%), второй – 227 га (73,8%). Во второй группе преобладают участки сплошного облесения (167 га), в первой – полезащитные лесные полосы (73,3 га). Естественные леса занимают площадь 472 га. Представляют они собой самооблесившиеся в годы войны залежи, а также куртинные насаждения на пастбищах, берегах и откосах размывов, разросшиеся опушки ранее созданных насаждений.

Среди искусственных насаждений обеих подгрупп преобладают посадки старше 50 лет. Они занимают площадь 172,6 га (56,2%). Созданная система защитных лесных насаждений охватывает всю территорию хозяйства. В настоящее время местами имеется необходимость в уплотнении этой системы посадкой небольшого количества новых полос и частичная реконструкция старых насаждений, не соответствующих современным требованиям сельскохозяйственного производства или санитарным нормам.

Во всех видах защитных насаждений чаще всего встречается дуб (91,5 га или 29,8%), сосна (94,0 га или 30,6%), берёза (70,2 га или 22,9%). Значительно меньшие площади занимает лиственница (12,5 га или 4,1%), ель (7,5 га или 2,4%), липа (6,9 га или2,2%), клёны (9,5 га или 3,1%), ясень (4,0 га или 1,3%). Довольно часто встречается вяз, но только в смешении с другими породами, где занимает подчинённое положение (II и III ярус).

В естественных насаждениях господствующее положение занимает берёза – 400,7 га (84,8%), насаждения с преобладанием осины составляет более 3%, дуба – около 3%.

Как в естественных, так и в искусственно созданных насаждениях во всех условиях успешным ростом произрастания характеризуется берёза. На это свойство берёзы обратили внимание с первых же лет работы станции. Однако оказалось, что на смытых почвах берёза формирует низкотоварные древостои с преобладанием дровяных деревьев.

Как порода – пионер, берёза, наряду с ивой обязательно присутствует в естественном возобновлении на откосах размывов, у опушек насаждений. Нередко за счёт налёта семян берёза формирует густой подрост и в молодых насаждениях дуба, угнетает его и, при непринятии мер по осветлению, полностью вытесняет его из состава насаждения. Следует отметить, что берёзу пытались использовать в качестве подгона для дуба, создавая смешанные берёзово-дубовые культуры, однако все они оказались неудачными.

Берёза довольно «агрессивна» и по отношению к хвойным породам, особенно к сосне. В зимнее время она своими оголёнными ветвями охлёстывает кроны соседних деревьев, сбивая мелкие ветви и хвою, нередко повреждая при этом верхушечную почку. Деревья начинают болеть, отставать в росте, со временем многие из них отмирают.

Берёза может успешно применяться во всех видах ЗЛН. Наиболее целесообразно её применение в полезащитных лесных полосах, где она, вследствие самоочищения от сучьев, формирует продуваемую конструкцию. Правда в узких лесных полосах из берёзы из-за большой продуваемости подстилка не формируется, почва задернована, поэтому их

водопоглотительная способность невелика. Зато такие полосы способствуют хорошему снегораспределению на прилегающих полях.

В первые годы работы станции предполагалось, что вяз, ясень, клён найдут широкое применение в качестве главных пород. Как показали первые же опыты они оказались непригодными для этих целей из-за высокой требовательности к почвенному плодородию. Полностью исключить эти породы из ассортимента для защитного лесоразведения вряд ли целесообразно, но высаживать их следует только с учётом биологических особенностей.

На Станции испытывалось более 100 древесных пород и кустарников. И только те, которые зарекомендовали себя с положительной стороны, создали надёжный каркас для противоэрозионной агролесомелиорации.

А.И. Петелько

Новосильская зональная агролесомелиоративная опытная станция – филиал Федерального государственного бюджетного научного учреждения «Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения Российской академии наук»

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ТАЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

На незащищённых склонах разной экспозиции и на элементах одних и тех же склонов снег распределяется неравномерно. Так, в условиях Новосильской ЗАГЛОС Орловской области, на склонах восточной, юго-восточной и южной экспозиций мощность снежного покрова составляла 50% снежного покрова ровной приводораздельной площади, северо-восточной – 100, юго-западной – 120, северной и западной – 150 и северо-западной – 200%. Следовательно, снегозаносимыми являются склоны, обращённые на север, северо-запад и запад, а снегосдуваемыми – склоны восточной, юго-восточной и южной экспозиций.

Неравномерное снегораспределение влияет на сроки окончания снеготаяния, обнажения почвы и, в конечно счёте, на влажность и смыв почвы. Интенсивность снеготаяния на солнечных (инсолируемых) склонах выше, чем на теневых. Она повышается с увеличением крутизны склона.

Снегосдуваемые (ветроударные) южные, юго-восточные и юго-западные склоны быстрее освобождаются от снега и разрушаются потоками воды с вышерасположенной части склона. Такие склоны должны

иметь защиту, обеспечивающую равномерное снегораспределение и последовательное обнажение их от снега сверху вниз по склону.

Длительные наблюдения показали, что существенные изменения в снегораспределении и снеготаянии вносят созданные на склонах защитные лесные насаждения. Они способны задерживать и перераспределять снег.

Свойствами равномерного снегораспределения обладают лишь стокорегулирующие лесные полосы продуваемой коструктции. Более равномерно распределяется снег на полевых склонах Новосильской ЗАГЛОС под защитой узких лесных полос продуваемой конструкции и в однорядных контурных лесополосах из дуба.

Распределение снега необходимо контролировать и регулировать. Скопление больших сугробов следует считать явлением отрицательным. Относительная мощность снежного покрова на разных почвах и в разных природных зонах неодинакова. Она должна обеспечить надёжную защиту почвы от промерзания, а образующаяся при снеготаянии вода должна быть поглощена почвой. Для лесостепных районов оптимальная высота снега – 70–85 см.

Лесные полосы влияют и на снеготаяние. На удалённых от них местах снеготаяние начинается одновременно со снеготаянием на незащищённых полях, а вблизи полос и внутри их оно начинается на 1–2 дня позже. На защищённой территории интенсивность снеготаяния ниже. Наиболее продолжительное время снег тает в местах наибольшего его отложения, т.е. вблизи и внутри лесных полос продуваемой и ажурной конструкций.

Неодновременное освобождение полей от снега и затягивание снеготаяния на отдельных их участках влечёт за собой поверхностный сток воды по оттаявшей почве, её смыв и равномерное «поспевание» почвы для весенней обработки, что значительно усложняет ведение весенних полевых работ и задерживает сроки посева. Вдоль непродуваемых лесополос пашня остаётся незасеянной. Такое явление отрицательно в лесостепных районах, но ещё более отрицательно в северных районах, где более короткий вегетационный период и затягивание сева недопустимо. Лучшим снегораспределением и характером снеготаяния характеризуются стокорегулирующие лесные полосы продуваемой конструкции.

Таким образом, зная снегоотложение и таяние снега на склоновых землях различных экспозиций с защитными лесными полосами и другими противоэрозионными мероприятиями, можно предотвратить почву от смыва и размыва и защитить её от водной эрозии. Разработанный учёными Новосильской ЗАГЛОС комплекс противоэрозионных

мероприятий необходимо применять на эродированных почвах в хозяйствах с различной формой собственности. Такие почвозащитные приёмы на склоновых землях надёжно предохраняют её от процессов водной эрозии.

Н.Ф. Петров, И.В. Никонорова
Чувашский государственный университет им. И.Н. Ульянова

РЕКОМЕНДАЦИИ ПРОТИВООПОЛЗНЕВЫХ МЕРОПРИЯТИЙ НА АВТОДОРОГЕ САРАНСК-СУРСКОЕ-УЛЬЯНОВСК В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ХАРАКТЕРА РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ р. ЧЕБЕРЧИНКА

На автодороге 1Р 178 «Саранск-Сурское-Ульяновск» в процессе реконструкции старой дороги с грунтовой насыпью высотой 3–4 м в новую высотой 11–13 м 6-го декабря 2017 г. начались деформации оползневого характера. Мы были приглашены АО «Дорпроект» (ниже – «Проектировщик») для определения причин деформаций и разработки рекомендаций по стабилизации дороги, 28 января 2018 г., т.е. почти через два месяца после начала деформаций, очевидно, после того, как многократные попытки строителей и проектировщиков остановить разрушение грунтовой насыпи доступными им методами потерпели фиаско. Дорогу планировали сдать в эксплуатацию к началу Мирового первенства по футболу в нашей стране 2018 г. По данным нашего обследования и предоставленных Проектировщиком изыскательских материалов и многочисленных фотографий (более 500 штук, снятых в период с 07.12 по 30.12.2017 г.) проблемного участка дороги в пределах пикетов 40–43 были сформулированы следующие предварительные выводы:

1. В проекте реконструкции старой дороги, составленном АО «Дорпроект», не был выявлен и учтен оползневой характер участка. К началу деформаций земляное полотно оставалось досыпать еще на 1,5–2,0 м, доведя высоту насыпи с 3–4 м до 11–13 м.

2. Проблемный участок с новым оползнем оказался в зоне сочленения делювиального склона (отметки поверхности 150–130 м, крутизна 2–3°) со старичной, возможно, фацией (4б) пойменной террасы р. Чеберчинка (отметки поверхности 129–126 м, отметка русла этой реки – около 124 м). Кратчайшее расстояние от участка до русла реки – 750–800 м.

3. В этой зоне еще до строительства старой дороги располагался локальный давний оползень размерами 250х150 м, и новая дорога вместе со старой оказались в пределах этого оползня, на оползневых грунтах с «подготовленной поверхностью» смещения. Основные элементы нового оползня унаследованы от элементов давнего.

4. Новый оползень имеет, судя по особенностям разрывных нарушений (трещин, сбросов, оседаний, выдавливания и др.) признаки глубокой одно- и двухъярусной системы, ограниченной с юга диагональной стенкой срыва головного блока типа сброса ($С_б$) и вращения ($В_р$), а с востока – продольной трещиной растяжения, разломавшей дорожное полотно на две части почти по его осевой линии. Общая длина оползня около 200 м. Язык располагается в пределах заболоченной поймы и имеет в восточной части признаки выдавливания и выпирания, трансформируясь в западном направлении в язык выпирания и надвигания.

1. Для уточнения механизма смещения, глубины захвата и составления корректных расчетных моделей необходимы дополнительные работы по оползневой съемке масштаба 1:1000 (исхаживание и описание точек наблюдений, бурение и статическое зондирование) и построение не менее трех инженерно-геологических разрезов, необходимых для составления трех расчетных моделей устойчивости склона.

2. Исходя из предварительных представлений о механизме деформаций, которые следовало проверить и уточнить дополнительными изысканиями, намечены такие мероприятия: после определения проектного оползневого давления ($Д_{оп.\ пр.}$), рассчитанного на проектный коэффициент устойчивости ($К_у$) не менее 1,15–1,20, определить размеры контрбанкета как при сохранении в зоне смещения естественных грунтов, так и при их замене более качественным грунтом, инертным к воде (песок, гравий, щебень).

Все эти работы по разработке надежных, экономически целесообразных и технически возможных мероприятий планировалось выполнить совместно с проектировщиком. Вскоре выяснилось, что проектировщик самостоятельно, как бы без нашего участия, предложил проект противооползневых мероприятий (ПОМ), в котором основным мероприятием предусмотрен рекомендованный нами контрбанкет на песчаном основании в фронтальной части оползневой системы. Однако, данный проект, наспех составленный Проектировщиком по предварительным данным о механизме и строении оползня, нельзя рекомендовать к осуществлению, т.к. фактический механизм и структура этой оползневой системы, и соответствующие им корректные расчетные модели резко отличаются от наспех принятых в проекте. Кроме того, в проекте не предусмотрено дрени-

рование грунтов основания контрбанкета в соответствии с гидрологическими и геоморфологическими особенностями поймы и русла реки Чеберчинки (см. ниже). Учитывая высокий уровень подземных вод на месте контрбанкета (заболоченная местность с аллювиальными грунтами старичной фации) эффект от контрбанкета во многом будет зависеть от возможности водоотведения (дренирования) грунтов зоны предполагаемого смещения. Параметры же водосбросного дренажного коллектора с гарантированной глубиной дренирования грунтов основания насыпи определяются гидрологическими особенностям поймы и русла реки Чеберчинки, т.е. теми географическими особенностями проблемного участка дороги, которые в проекте ПОМ вообще не рассматриваются. Для стабилизации рассмотренного оползневого участка необходим новый проект ПОМ, составленный с учетом перечисленных в данном сообщении замечаний и предложений по поводу поспешного проекта АО «Дорпроект», в котором не учтены ни структура давнего и современного оползней, ни русловые и гидрологические процессы в долине реки Чеберчинки.

И.И. Рысин[1,2], И.И. Григорьев[2], М.Ю. Зайцева[2]
[1]Казанский (Приволжский) Федеральный университет,
[2]Удмуртский государственный университет

РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ИНТЕНСИВНОСТИ РОСТА ОВРАГОВ НА ТЕРРИТОРИИ УДМУРТСКОЙ РЕСПУБЛИКИ *

В представленной работе проводится анализ влияния отдельных литолого-геоморфологических факторов (состав размываемых пород, площадь вершинного водосбора оврага, длина и средний уклон линии стока, глубина местного базиса эрозии, средний уклон и экспозиция склона) на темпы ежегодного прироста оврагов в пределах территории Удмуртской Республики (УР), установленные на основе мониторинга в период 1998–2017 гг. 168 вершин оврагов, расположенных в различных районах республики и имеющих в основном распахиваемые водосборы. Из них 56 вершин не имеет признаков роста в течение 10 и более лет. Для 36 вершин оврагов основной причиной отсутствия роста является зарас-

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект №15-17-20006).

тание ранее распахиваемых водосборов многолетними травами и мелколесьем [Рысин и др., 2017].

Детальный анализ влияния геолого-геоморфологических факторов на развитие овражной эрозии имеется для временного ряда с 1978 по 1997 гг. [Рысин, 1998]. С тех пор произошли существенные изменения в сельскохозяйственном производстве и в целом в экономических отношениях. Значительные площади пахотных земель не обрабатываются и зарастают мелколесьем, что заметно повлияло на процессы развития овражной эрозии. Поэтому появилась необходимость проведения подобного анализа для периода с 1998 по 2017 годы.

При изучении процессов овражной эрозии в УР все размываемые породы были объединены в шесть литолого-стратиграфических комплексов. Сравнение темпов линейного прироста за 1978–1997 и 1998—2017 гг. для оврагов, развивающихся в разных по литологии отложениях, выявило интересные закономерности. Наибольшее сокращение отмечается для пойменных голоценовых отложений, что однозначно связано с переходом оврага от стадии бурного роста к стадии относительной стабилизации. Также высокие многолетние темпы роста отмечаются у вторичных оврагов, размывающих современные аллювиальные и балочные отложения, представленные переслаивающимися суглинками и суглинисто-супесчаными (реже глинистыми) рыхлыми отложениями. Они находятся в переувлажненном состоянии вследствие близости грунтовых вод и поэтому отличаются слабым сцеплением частиц пород между собой, что способствует их быстрому размыву.

Высокие многолетние темпы роста наблюдаются у первичных оврагов в лессовидных делювиально-солифлюкционных суглинках, отложившихся в перигляциальных условиях плейстоцена. Эти породы наименее литофицированы, они быстро размокают и характеризуются наименьшим сопротивлением размыву. Напротив, минимальное сокращение темпов выявлено для оврагов, развивающихся на перигляциальном супесчано-суглинистом аллювии, что связано с нахождением данных оврагов на завершающей стадии развития. Этот же фактор сказывается на низких темпах роста оврагов, размывающих перигляциальный аллювий на левобережье р. Вятки у с. Крымская Слудка. Медленнее всего растут овраги, размывающие коренные пермские глины, особенно в случае переслаивания их с песчаниками, аргиллитами, известняками и другими прочными породами.

Для того, чтобы понять характер зависимости между средними многолетними скоростями роста оврагов и геоморфологическими факторами, проведен корреляционный анализ. Определялись следующие показатели: коэффициент корреляции (r), корреляционное отношение

(η), позволяющее измерить степень криволинейных связей, коэффициент детерминации (η2), по которому судят о силе влияния факторов на результативный признак, и критерий Блэкмана (B) – критерий нелинейности связи (связь нелинейна, если B>11,37) [Лакин, 1990]. Корреляционные показатели рассчитаны для четырех типов оврагов: донных, вершинных, приводораздельных и придолинных. Пойменные и прибалочные овраги не рассматривались по причине недостаточной выборки.

Объем и концентрация поверхностного стока воды определяются, прежде всего, площадью водосбора оврага. Для рассматриваемого временного ряда площадь водосбора оказывала сильное влияние на приводораздельные овраги (r=0,865; η=0,884; η^2=0,782). Весомый вклад в этой группе вносит овраг на ключевом участке «Мушак», имеющий площадь водосбора 1,6 км^2 и развивающийся со значительной для исследуемой территории скоростью – 2 м/год. Невысокий положительный коэффициент корреляции (r=0,301; η=0,602; η^2=0,363) отмечается для донных оврагов. Для предыдущего периода эта связь проявлялась намного сильнее (r=0,840).

Наиболее высокая связь средних скоростей роста оврагов с длиной линии стока характерна для приводораздельных оврагов (r=0,658; η=0,902; η^2=0,813). Для остальных типов оврагов связь не выявлена. Это обусловлено разнообразием форм склонов, непосредственно влияющих на скорость водного потока и его размывающую способность.

Роль глубин местных базисов эрозии за предыдущий период была несущественной. Однако за текущий временной ряд небольшая связь между средними многолетними скоростями роста оврагов и глубинами местных базисов эрозии прослеживается у придолинных оврагов, развивающихся на склонах речных долин (r=0,482; η=0,484; η^2=0,234).

Неоднозначные результаты получились в отношении средних уклонов линий стока. Между ними и средней многолетней скоростью роста характерна невысокая отрицательная связь для донных (r=-0,300; η=0,543; η^2=0,295) и придолинных (r=-0,340; η=0,579; η^2=0,335) оврагов. Это связано с тем, что при увеличении площади водосбора и длин линий стока, их уклоны, как правило, уменьшаются.

Аналогично предыдущему периоду между средними уклонами склонов и средними многолетними скоростями роста оврагов отмечается обратная связь для донных (r=-0,408; η=0,476; η^2=0,227) и придолинных оврагов (r= -0,430; η=0,637; η^2=0,405). Как и в случае с уклонами линий стока, это обусловлено обратной зависимостью размеров водосбора и уклонов склона, т.е. чем длиннее склон, тем меньше угол его наклона, и наоборот.

В рамках данного этапа исследования впервые проведен анализ средних многолетних скоростей роста за период с 1998 по 2017 гг. по экспозициям склонов. Из анализа исключены донные овраги, развивающиеся в днищах древних эрозионных форм, а также пойменный овраг. Выяснилось, что максимальные скорости роста оврагов наблюдаются на склонах северной экспозиции (0,46 м/год), минимальные – на склонах южной, восточной и юго-восточной экспозиций (0,09; 0,13 и 0,17 м/год соответственно). Обусловлено это тем, что мощность снежного покрова, запасы воды в снеге, слой стока и содержание воды в почве после снеготаяния характеризуются более высокими значениями на склонах северных экспозиций; на склонах южных экспозиций значения этих показателей меньше. Наряду с этим, склоны холодных румбов часто выположены вследствие проявления климатической асимметрии и слагаются легко размываемыми делювиально-солифлюкционными суглинками, возникшими в перигляциальных условиях плейстоцена [Бутаков, 1986]. Это подтверждается и результатами расчетов средних скоростей роста оврагов отдельно для теплых и холодных румбов. Для оврагов, развивающихся на склонах теплых румбов, скорость роста 0,20 м/год, для холодных – 0,31 м/год.

А.Ю. Сидорчук
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ПРОЦЕССЫ АБРАЗИИ КРУПНОГО АЛЛЮВИЯ В БАССЕЙНЕ р. ТЕРЕК

Типичным примером проявления процессов эрозии, транспорта и аккумуляции наносов является река Терек (Северный Кавказ). Площадь бассейна составляет 43200 км^2, длина реки – 623 км, среднегодовой расход воды в вершине дельты 267 м^3/с. Верховья Терека находятся на Центральном хребте Кавказских гор. Вдоль первых 100 км своей длины река пересекает несколько горных хребтов и межгорных котловин, далее протекает по предгорной Северо-Осетинской равнине и Терско-Кумской низменности, на нижних 100 км формирует русло в пределах дельтовой равнины. Продольный профиль реки в целом вогнутый, с увеличением уклонов при пересечении горных хребтов и с уменьшением в межгорных котловинах.

В бассейне реки Терек имеется 25 гидрологических станций с длительными периодами (более 60 лет) измерения стока взвешенных наносов, 11 из них находятся в горах на высоте 2000 м и более (общая

площадь горной части бассейна около 20000 км^2). В горах модуль стока взвешенных наносов доходит до 1500 т/км^2, при этом средний годовой сток наносов составляет более 23x10^6 тонн. По бассейнам основных рек это количество распределяется следующим образом: около 10x10^6 тонн поступает из горной части бассейна Сунжи (7700 км^2), ~8x10^6 тонн из горных районов бассейна Терека (5300 км^2) и более 5x10^6 тонн из горных районов бассейна Малки (7500 км^2). На предгорной Северо-Осетинской равнине модуль стока взвешенных наносов составляет 320–480 т/км^2, а среднегодовой сток наносов ниже слияния рек Малка и Терек – 9,4x10^6 тонн. Коэффициент доставки взвешенных наносов составляет ~72% в этой части речного бассейна.

Наносы поступают в основную реку со склонов и из притоков обычно в виде грязевых потоков и селей. Значительная часть наносов – это валуны и галька, которые откладываются по длине реки по мере уменьшения уклона и транспортирующей способности потока. Галечные отложения выклиниваются по Тереку ниже слияния с Малкой, по Сунже – в районе устья этого притока. Оценки скорости занесения нескольких водохранилищ использовались для выведения региональной формулы для оценки стока влекомых наносов (Ресурсы поверхностных вод, т. 8). Расчеты по этим формулам показывают, что на предгорную Северо-Осетинскую равнину (площадью 6750 км^2) ежегодно выносится и откладывается около 5 10^6 тонн наносов, в основном галечных, около 3,5x10^6 тонн выносится и откладывается в предгорья бассейна Сунжи (на площади 5000 км^2). Валуны (крупность более 10 см) откладываются еще в горной части бассейна и в предгорья практически не поступают.

В горной части бассейна Терека русла основных рек врезаются. Так, на посту Казбеги на входе в Дарьяльское ущелье за период 1936–1986 гг. врезание составило 1,2 м (2,4 см/год). На посту Владикавказ на выходе из ущелья Лесистого хребта врезание за тот же период составило 0.4 м (0,8 см/год). На посту Эльхотово в пределах Сунженского хребта врезание составило 2 м (4 см/год). Одновременно этот участок реки является областью аккумуляции валунного материала, который в горной части составляет более половины руслового аллювия, но ниже ущелья Сунженского хребта (Эльхотовские ворота) практически исчезает из руслового аллювия.

Частично это противоречие между процессами аккумуляции крупного аллювия и одновременного врезания русла можно объяснить абразией (истиранием) аллювия. Из-за истирания размеры обломков на данном участке реки уменьшаются, и транспортирующей способности потока становится достаточно для их перемещения. По мере уменьше-

ния уклона и транспортирующей способности эти наносы опять перестают перемещаться, подвергаются абразии и смещаются ниже по реке.

Долина р. Терек очень благоприятна для исследования абразии крупного аллювия. Хорошо определяемые красно-коричневые магматические андезитовые скалы выходят на правом берегу реки на участке 20-25 км от верховья. Обнажение таких пород является единственным в бассейне. Изменение объема V и окатанности обломков красно-коричневого андезита в аллювии вдоль верхних 200 км длины реки описывается модифицированным законом Штернберга (R^2 = 0,79)

$$V = 0.84V_0 \exp\left(-2.*10^{-10} \int_0^L \rho g U_{bf} S d_{bf} \mathrm{d}x \right)$$

Здесь L – длина, на которую перемещается обломок (м), ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести, S – уклон свободной поверхности, U_{bf} и d_{bf} – средняя скорость (м / с) и глубина (м) при руслонаполняющем расходе воды, V_0 – начальный объем обломка при L=0. Валуны среднего размера способны переместиться на 4–8 км / день в условиях руслонаполняющего и более высокого уровня воды, поэтому 30% их веса могут быть потеряны в течение 5–10 лет. Обломки андезита довольно легко поддаются истиранию, поэтому эта оценка находится на верхнем пределе скорости абразии аллювия. Объем валунов из более жестких гнейсов уменьшается вдоль реки Терек в 4–5 раз медленнее. Коэффициент при экспоненте *в* модифицированной формуле Штернберга для гнейсов равен 5×10^{-11}. Очень приблизительная оценка годовой абразии валунного аллювия в горной части бассейна Терека составляет ~1% от стока влекомых наносов или ~$0.1 \square 10^6$ т в год.

Л.А. Турыкин, К.М. Беркович,
А.К. Ильясов, Л.В. Злотина
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

СОВРЕМЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ РУСЛА ВЕРХНЕЙ ОКИ НА УЧАСТКЕ ОТ п. ДУГНА ДО г. АЛЕКСИН*

Участок исследования включает отрезок верхней Оки от г Алексин (1038 км от устья) до п. Дугна (1053 км от устья) протяженностью около 15 км. Площадь бассейна Оки составляет 245 000 км^2, площадь, замыкаемая на гидропост Алексин (Щукина) – 56400 км^2. Длина р. Оки – 1500 км, средняя густота речной сети 0,37 км/км^2. Питание Оки преимущественно снеговое (60%), дождевое питание составляет несколько более 20%, грунтовое — несколько менее 20%. Тип водного режима Оки - восточно-европейский, характеризующийся высоким половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным стоком осенью. Средний уклон реки составляет 0,11 ‰, уменьшаясь от верховьев к устью. Уклон реки на участке Калуга-Алексин составляет 0,08–0,1‰.

Период с 2014 года по 2017 гг. характеризуется как маловодный этап гидрологического цикла. Он отличается экстремально низкими весенними половодьями: в 2014 г. уровень в Калуге не поднимался выше 0,4 м над «0» поста (2,5 м над проектным уровнем), в 2015 г максимальный весенний подъем уровня составил 0,8 м над «0» поста (2,9 м над проектным уровнем), в 2016 – 0,7 м (2,8 м над проектным уровнем), в 2017 – 1,8 (3,9 м над проектным уровнем).

На исследованном участке р. Ока имеет врезанное слабоизвилистое русло, образованное тремя пологими излучинами с прямолинейными вставками. Ширина русла изменяется от 90 до 190 м, составляя в среднем 170 м. Русловой рельеф включает мелководные «останцы» бытового русла (гребни и плесовые лощины нескольких перекатов; охранные зоны гидротехнических сооружений) и глубоководные техногенные плесы, сформированные в ходе многолетней русловой добычи нерудных строительных материалов (НСМ). Последние образованы как старыми, занесенными карьерами, так и современными, выработанными в

* Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ и гранту РФФИ (проект №18-17-00086).

2017 г. Меженные глубины на гребнях перекатов составляют 1,4–1,9 м, в плесовых лощинах – 2,5–3 м, на участках старых карьеров – 3–5 м.

Руслообразующие наносы на рассматриваемом участке представлены преимущественно крупно- и средне-крупнозернистыми, а также гравелистыми песками, иногда с примесью мелкой и средней гальки. Данные отложения залегают повсеместно по тальвегу русла как на участках бытового русла (перекатах и плесовых лощинах), так и в пределах старых и новых карьеров. Средний диаметр песков составляет 0,94 мм.

Объем стока русловых наносов в средний по водности год на исследованном участке согласно уточненным расчетам составляет 173 тыс. т (102 тыс. м^3). Длина зоны восстановления стока руслообразующих наносов при руслонаполняющем расходе воды (2160 м^3/с) составляет от 2 до 5 км.

Многолетняя трансформация русла Оки на исследованном участке определена путем сопоставления гипсометрических планов русла за 2012 и 2017 гг., Установлено, что за этот период *объем меженного русла увеличился* приблизительно на 863 тыс м^3 или на 19,9 % от его первоначального объема, что говорит о весьма значительном понижении отметок дна как в результате естественной эрозии (390 тыс. м3), так и вследствие русловой добычи нерудных строительных материалов (473 тыс. м^3). Поскольку площадь меженного русла увеличилась очень незначительно (на 0,4 %), можно считать, что основным естественным фактором увеличения объема русла является глубинная эрозия.

Параметры русловых деформаций соответствуют многолетней тенденции увеличения объема меженного русла – площадь и объем понижения дна, а также мощность слоя понижения превышают те же показатели для аккумуляции. При этом понижение дна наблюдается по всей площади русла – на прирусловых отмелях и в глубоководной зоне, на большинстве перекатов и в плесовых лощинах. Зоны аккумуляции приурочены главным образом к местам расположения выработанных в 2012 году карьеров.

В период 2013–2017 гг. на исследованном участке проводилась русловая добыча НСМ. Ее суммарный объем составил 473 тыс м^3. Сопоставление разновременных планов русла показало, что все карьеры, разработанные на обследованном участке до 2017 года, в 2017 году практически полностью занесены песчаными наносами. Хорошей заносимости русловых карьеров способствует песчаный состав донных отложений. Скорость занесения карьеров в средний по водности год составляет 60–80 тыс. м^3 в год.

Увеличение объема русла на рассматриваемом участке под воздействием техногенного (добыча НСМ) и естественного (развитие ру-

словой эрозии) факторов приводит к понижению равнообеспеченных уровней воды – посадке уровней и соответствующей трансформации продольного профиля водной поверхности. Наиболее остро данный процесс проявляется при меженных условиях.

Сопоставление кривых свободной поверхности 2012 и 2017 гг., приведенных к одинаковому расходу воды (219 $м^3/с$) показало, что в период 2012–2017 гг. на всем участке отметки продольного профиля водной поверхности понизились, т. е. продолжилась посадка меженных уровней. При этом наблюдается почти параллельное смещение крутого участка кривых свободной поверхности 2012 и 2017 гг вверх по течению примерно на 3 км за 5 лет (с 1046 км до 1049 км), что отражает процесс развития регрессивной русловой эрозии. При сохранении такой тенденции усиленное выполаживание продольного профиля и соответственно относительно интенсивная посадка уровней в следующие пять будет происходить на вышележащем отрезке русла (1049–1051 км). Напротив, на отрезке 1046-1049 км посадка уровня должна затихать.

Величина посадки заметно различается по длине участка: в верхней части она составляет 0,22 м, в средней – 0,04 м, в нижней – 0,1 м. Среднее значение посадки для всего обследованного участка составляет 0,14 см, что несколько превышает ее среднюю величину для предшествующего периода (2007–2012 гг.) – 0,11 м.

Посадка уровня связана как с разработкой русловых карьеров, так и с естественным процессом русловой эрозии. Вклад русловой добычи в суммарную посадку в период 2012–2017 гг. составляет 54,8% или 0,08 см. При осреднении по достаточно протяженным отрезкам реки наблюдается прямая зависимость посадки уровней от величины приращения объема русла.

С.И. Федорова, Ю.В. Артюхин, Э.Х. Кушу
НПЦ «Берегозащита»

РАЗВИТИЕ КОС НА ЮЖНОМ ФЛАНГЕ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГИРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

В состав южного фланга дельты Кубани авторы включают Новую дельту, формирование которой восходит к началу XX в., когда она обозначалась как Чайкинское мелководье и Вербяную косу.

Возрастные рубежи формирования этой части морского края дельты Кубани, прослежены Я.А. Измайловым на основе радиоуглеродных датировок. Если экстраполировать нанесенные Я.А Измайловым оси валов на восток, то древняя береговая линия, датируемая V–VI вв. н.э., пройдет в 1,7–2 км севернее корня Новой дельты и в 2–3 км мористее линии уреза Вербяной косы. Эти данные в целом подтверждают взгляды авторов на масштабное отступание Вербяной косы вглубь лиманно-лагунного пространства южной части дельты Кубани. Фазы перемыва и активизации аккумулятивного процесса следовали за фазами значительного спада уровня моря в XIII – начале XIV вв., во второй четверти и середине XVII в. Огромную по масштабам перестройку и, скорее всего, омоложения берегового рельефа рассматриваемого побережья произвели ураганы 1836, 1877, 1914, 1969 гг. Как показывают наблюдения на других азовских косах в подобных условиях, уничтожаются террасы, ракушечные гряды, материал которых впоследствии переотлагается на других участках, в других литодинамических обстановках.

Южный фланг дельты, динамически развивающийся как единая в литодинамическом отношении система, расположен между устьем Курчанского лимана, позднее Петрушиным рукавом Кубани, а на севере – зоной сложного взаимодействия морских генераций Вербяной косы и аллювиально-морских вторичных форм части Ачуевомысско-Протокского аккумулятивного выступа. При этом выдвижение в море Новой дельты Кубани способствует все большей изоляции Вербяной косы от пляжей и мелководья, расположенного западнее Глухого канала. Подача наносов с запада в зоне глубин 0–3 м ныне уже полностью прервана, хотя некоторые объемы видимо могут поступать в условиях жестких штормов в зоне 4–6 м.

Некоторые выявленные особенности морфологических перестроек русел Соловьевского и Куликовского гирлов влияют на литоморфодинамику подводного склона рассматриваемого участка Вербяной косы

и берега севернее Куликовского гирла. Это влияние тем больше, чем больше расход воды, выносимой из лиманов в море. Для Куликовского гирла характерна весьма активная динамика устьевых форм. В 1960-е гг. береговая линия Вербяной косы находилась на одном уровне с линией уреза участка «Перекопка». В начале 1970-х гг. в устье гирла существовала прирусловая коса, обеспечивающая ориентировку оси гирла примерно под углом 15–20° к общему простиранию береговой линии. Коса немного была выдвинута в море по сравнению с общим простиранием Вербяной косы. За период с 1970–1973 гг. береговая линия северного фланга Вербяной косы, вплоть до Куликовского гирла, отступила в разных местах от 30 до 47 м. Коса оказалась смещенной в акваторию гирла в среднем на 20–26 м При этом северный фланг гирла оказался размыт на 60 м, местами – на 180 м. Такое смещение однако не вызвало существенного изменения параметров живого сечения гирла. Его ширина в устьевой зоне на тот период (50 м) мало отличалась от состояния в 1973–1976 гг. – 52 м.

По данным анализа аэрофотоснимков залета 2000 г. в горловине Куликовского гирла произошло расширение устья протоки до 54–56 м. Одновременно длина оконечности прирусловой косы сократилась, а вся коса сместилась вглубь суши, отступив на 27–30 м по сравнению с линией уреза участка берега между Куликовским гирлом и пос. Перекопка. На съемке Вербяной косы, выполненной в мае 2006 г., видно, что северный фланг гирла и береговая линия Перекопского участка выдвинуты немного мористее прирусловой косы. По мере активного сброса наносов на север, вызванного общей перестройкой приурезовой зоны и пляжа косы после возведения волногасящей дамбы, устьевая коса несколько выдвинулась на север, вызвав искривление канала стока воды на предустьевом взморье.

Таким образом, Вербяная коса и аккумулятивные тела обрамления Новой дельты Кубани, благодаря наличию в их тыльной части обширных лиманно-лагунных акваторий, развиваются как в условиях сброса распресненных водных масс в море из лиманов, из дренажных каналов, так и вследствие перераспределения воды между разными резервуарами лиманно-лагунной системы под влиянием ветрового напора от юго-востока, востока и отчасти юга. Этот фактор требует учета, поскольку его игнорирование может приводить к неверному истолкованию закономерностей эволюции подводного рельефа той части Темрюкского залива, который примыкает к Вербяной косе и Новой дельте Кубани.

В отличие от других аккумулятивных систем Азовского моря, грядово-ложбинный рельеф подводного склона Вербяной косы, также

реагирует на сильные и продолжительные ветры и волнения, развивающиеся по нормали или под косым углом от берега. Пляж и подводный склон Вербяной косы весной и летом 2014 г. развивались в условиях сгонного понижения уровня и сильных вдольбереговых течений, генерируемых косоподходящими ветрами от юга и юго-востока или от севера.

В.С. Хромых
Национальный исследовательский Томский государственный университет

ТИПОЛОГИЯ ЗЕМЕЛЬ КАРГАСОКСКОГО УЧАСТКА ПОЙМЫ р. ОБИ И ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Своеобразие условий формирования и развития, четко обособляющее пойму Оби от окружающих ее пространств, позволяет рассматривать ее как природную провинцию. Внутрипровинциальные различия связаны уже с изменением морфологической структуры поймы под влиянием гидрологического режима и климата. Специфика пространственной организации пойменных ландшафтов определяет и особенности их районирования и классификации. Это позволило выделить на пойме Средней Оби шесть участков ранга природных районов. Границы между ними совпадают с изменением гидрологического режима поймы Оби, а вместе с ним и остальных компонентов ландшафта под влиянием крупных притоков. В тезисах предлагается характеристика Каргасокского участка поймы Оби, расположенного между устьями рек Парабели и Тыма.

Севернее впадения правого рукава р. Парабелъ в Обь начинается обширная Обско-Парабельская пойма. По своим природным особенностям она резко отличается от Обско-Кетской поймы, что обусловило выделение здесь Каргасокского пойменного южно-таежного района. Район делится на два подрайона: 1) Обско-Парабельская пойма, 2) Обская пойма ниже впадения р. Васюган. Эти подрайоны очень близки по своей морфологической структуре, что дало возможность их объединения.

Главной природной особенностью Обско-Парабельской поймы является очень большая разница в степени влияния обеих рек на пойму. Под влиянием Парабели находится приблизительно пятая часть их совместной поймы. Русло Парабели очень извилистое (коэффициент извилистости равен 2,1) и прижимается к левому борту долины. Обь, напротив, в районе не образует крупных меандров (коэффициент извили-

стости 1,4). В районе довольно много крупных островов, которые представляют собой в основном участки пойменных массивов, отчленившиеся в результате прорывов обскими водами шеек меандров. Брошенные русла постепенно заполняются наносами и отмирают. Река Васюган, хотя и вносит некоторые коррективы в характер гидрологического режима (ср. расход 354 $м^3$/сек), но эти изменения почти не сказываются на пойменных ландшафтах. Максимальная ширина поймы 32 км (Обско-Парабельская пойма), минимальная 16 км (у северной границы района).

Климат Каргасокского района отличается от расположенных южнее районов несколько большей суровостью. Средняя температура января -21,0°, июля 17,2° (ст. Каргасок). Переход через 0° происходит в начале третьей декады апреля, вегетационный период продолжается около 140 дней. Число дней с температурой выше 10° равно 103, а сумма температур за этот же период составляет 1500–1600°. Заморозки прекращаются в начале третьей декады мая и возобновляются в середине сентября. Переход температуры через 0° (осенний) происходит в середине октября.

Река вскрывается в начале мая и сразу же наблюдается выход воды на пойму. Вода на пойме держится 76 дней. Высота слоя затопления колеблется от 0,7 до 7,3 м.

Растительный покров отличается большим распространением сырых осоковых лугов. Леса (ивняки, березняки, тополъники) занимают 16% площади района, кустарниковые заросли (в основном ивняки) – 13%. Болот почти нет. Громадные пространства (24% от всей площади) заняты водными урочищами.

По площади в районе преобладает центральная пойма. Господствуют низины с осоковыми лугами на иловато-глеевых почвах, а также низкие и средневысотные гривы с канареечниковыми, вейниковыми и разнотравно-осоковыми лугами на дерново-глеевых почвах. Прирусловая пойма развита значительно слабее; преобладают высокие и средневысотные валы с ивовыми кустарниковыми лесами, а также кустарниковыми зарослями на дерново-слоистых почвах. Наложенное прирусловъе представлено, в основном, валами с канареечниковыми и разнотравно-осоковыми лугами на дерново-глеевых почвах. Широко распространены также повышенные участки наложенного прирусловья с ивовыми кустарниковыми лесами на дерново-глеевых почвах.

Наложенное притеррасье охватывает участки, примыкающие к склонам террас и водораздельных плато и развито слабее по сравнению с прирусловой и центральной частью. Здесь господствуют луговые урочища - сырые осоковые луга на болотных почвах. Притеррасная пойма

почти не выражена (4,1 % от площади района); преобладают березово-ивовые дернистоосоковые болота.

Район почти не используется в хозяйственном отношении. На 6,5 тыс. га производится заготовка сена, около 10 тыс. га служат для выпаса скота, близ с. Парабель, Старица располагаются небольшие площади пашни. Неиспользуемых земель очень много. Около 60% площади района оказываются избыточно увлажненными. Освоение района повлечет за собой большие затраты на мелиорацию.

А.С. Цыпленков, С.Р. Чалов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ПУЛЬСАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МУТНОСТИ РЕЧНЫХ ВОД *

Суперпозиция вкладов различных источников, величина, интенсивность и периодичность их действия, турбулентный режим транспорта определяет нестационарность стока взвешенных наносов. Его специфика достаточно хорошо изучена для периодов времени, соответствующих годам, сезонам года и отдельным гидрологическим событиям (паводкам), которые характеризуют годовые, сезонные и синоптические колебания мутности соответственно. Однако почти нет эмпирических данных о краткосрочных изменениях мутности воды, характеризующих колебания, связанные с неустановившимся режимом движения, массобменом с руслом и турбулентностью речного потока. Они проявляются в пределах минут и часов в виде пульсаций мутности. Сопоставление этих пульсационных изменений мутности с другими масштабами (синоптическими, сезонными, годовыми) колебаний представляет собой важную фундаментальную и мониторинговую задачу.

Внедрение автоматических регистраторов мутности, основанных на оптических принципах, позволяет получить ряды измерений мутности воды с высокой дискретностью (десятки минут), достаточные для сопоставления их амплитуды с колебаниями стока наносов в более дли-

* Обобщение данных выполнено по теме НИР лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ, полевые работы на реках Камчатки, Швеции и Кавказа при финансовой поддержке РНФ (14-17-00155). Полевые работы на реках бассейна Селенги проводились в рамках проекта РФФИ (проект № 17-29-05027).

тельных масштабах времени, соответствующим отдельным гидрологическим событиям (паводки). В рамках данного исследования были проанализированы высокочастотные данные с 12 самописцев (логгеров) уровня (*H*, см) и оптической мутности воды (*T*, NTU), установленные в реках, протекающих в различных природных условиях. К объектам исследования относятся горные ледниковые водотоки – руч. Джанкуат (Кавказ) и руч. Тарфала (Скандинавские горы, Швеция); горные реки – р. Цанык (Кавказ), р. Лангери (Сахалин); реки вулканических территорий – р. Сухая Елизовская и Сухой Ильчинец (Камчатка); реки равнинных территорий – р. Велеса (приток Западной Двины), р. Селенга и ее приток р. Хара. Ряды данных, имеющие различную продолжительность (от 2 до 149 дней) и частоту записи (от 2 до 15 мин), были унифицированы и приведены к единой частоте равной 20 мин.

Анализировался параметр *TI*, представляющий собой отношение разницы между максимальной и минимальной мутностью за короткий период времени (ΔT_i) (1 час с частотой измерений 20 минут) к суммарной разнице мутности за исследуемую фазу водного режима или гидрологическое событие ($\Delta T_{ГС}$). Большим значениям *TI* соответствует больший вклад пульсационных (20-минутных) колебаний мутности в изменчивость стока наносов. Величина *TI* для исследованных рек меняется от 0,09 до 0,25, что соответствует вкладу пульсационных колебаний в синоптическую изменчивость мутности в пределах 25%. Реки группируются по величине пульсационных (20-минутных) колебаний мутности воды: для рек с ледниковым типом питания *TI* составляет 0,17–0,22; реки вулканических территорий — 0,22–0,25; равнинные реки — 0,09. При этом наблюдается обратная связь от площади водосбора *F* (км^2) $TI_{ср}=f(F)$ (r=−0,56). Причем для очень малых рек, с площадью водосбора меньше 100 км^2, данная зависимость имеет высокий коэффициент корреляции $r=-0.7$.

Отмечена обратная зависимость индекса $TI_{ГС}$ от продолжительности гидрологического события (Δt, час). Роль пульсационных колебаний мутности тем выше, чем короче по продолжительности паводок. Самые высокие коэффициенты $TI_{ГС}$ наблюдались на рр. Джанкуат и Цанык во время прохождения дождевых паводков (19.07.2016 и 10.04.2015), проходивших за 4-6 часов. Наименьшие коэффициенты присущи меженным периодам на равнинных реках (р. Велеса), где колебания мутности наблюдались в пределах 10 NTU в течение более чем 2-х недель ($TI_{ГС}$=0.02). Результаты исследования свидетельствуют о значительной роли «случайной» компоненты в формировании мгновенной мутности воды. Ее учет необходим при проведении измерений. Ак-

туальным представляется развитие стохастических методов в описании процесса переноса наносов речными потоками.

Р.С. Чалов
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносов

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК*

Ледовый режим рек – один из факторов русловых процессов. Его влияние на русла осуществляется через: 1) замерзание, образование шуги, осенние заторы льда; 2) наличие ледового покрова, промерзание рек, частичное или полное (в притоках и рукавах больших рек, на малых реках); 3) смерзание льда с дном реки, благодаря чему в русле образуется мерзлый грунт, а в криолитзоне – мёрзлые грунты, оттаивающие только в верхних горизонтах; 4) формирование заторов во время ледохода; 5) разрушающее воздействие льдин на берега. Несмотря на широкое распространение, эти явления на реках России изучены очень слабо (речь идет о влиянии ледового режима на русловые процессы). Обычно выявляется обратное воздействие – особенности морфологии русла как условие формирования заторов и связанных с ними наводнений.

В последние два-три десятилетия появились работы, освещаемые в той или иной мере связь русловых процессов с ледовым режимом. Таковы публикации ученых МГУ по узлу слияния Сухоны и Юга, Холмогорскому разветвлению Северной Двины, Томи в районе г. Томска. Н.И. Тананаев исследовал на примере средней Лены механизм промерзания донных отложений при частичном их обсыхании и смыкании ледового покрова с дном и разработал методику прогнозирования залегания мёрзлых грунтов под руслами песчаных аллювиальных рек без проведения сложных и трудно осуществимых в климатических условиях севера изысканий. Благодаря промерзанию и образованию мощного ледового покрова (толщина льда, например, на средней и нижней Лене достигает, а в особенно суровые зимы превышает 2 м) речной сток зимой оказывается в своеобразной трубе между грунтами ложа, промерзшими отмелями и речным льдом. При этом остается неизвестным, каково воздействие этого напорного по существу потока на русло. Лишь в

* Работа выполнена выполнено по теме НИР кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ и по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ.

1957 г. на III Всесоюзном гидрологическом съезде был сделан доклад И.О. Нови (он опубликован в трудах Съезда в 1954 г.) по исследованию русловых деформаций на р. Норильской (малая река длиной 62 км). В то же время вопрос о зимнем русловом режиме больших крупнейших рек даже на урбанизированных участках оказывается достаточно актуальным: например, на р. Лене в районе г. Якутска с ним связано функционирование городского водозабора. В конце зимы 2017–2018 гг. группа сотрудников МГУ под руководством А.С. Завадского здесь проводила специальные исследования по договору с Якутским «Водоканалом», но их результаты по времени уже были получены после подготовки настоящего сообщения.

Происходящее обмеление перекатов в связи с прекращением на них дноуглубительных работ является одной из причин формирования заторов льда во время весеннего ледохода из-за распластывания потока половодья и остановки движущихся ледяных полей на мелководьях. Массовые заторы льда на Малой Северной Двине непосредственно ниже слияния Юга и Сухоны, приводящие к регулярно теперь возникающим наводнениям в г. Великом Устюге и окрестных населенных пунктах (соответствующий анализ был выполнен В.В. Ивановым), связаны с прекращением с 80-х гг. регулярного землечерпания на перекатах и повышением отметок дна на них на 40 см. По-видимому, то же происходит и на других участках Северной Двины, на Вычегде, Печоре – на тех реках, на которых длительный период (многие десятилетия) активных дноуглубительных работ сменялся их прекращением или лишь эпизодическим выполнением.

Почти не изучен вопрос о влиянии заторов на переформирования разветвленных широкопойменных русел. Известно, что на р. Лене ниже Песчаной горы (между г. Якутском и устьем Алдана) в результате грандиозного ледового затора в начале 60-х годов XX века поток, обходя ледовую плотину, разработал маловодный левый рукав – Хайтыалаахскую протоку, которая вплоть до первого десятилетия XXI века забирала до 30–35 % расхода воды в реке и была судоходной. Аналогичное явление наблюдается выше Табагинского утеса, в районе г. Якутска и в районе Кангалаласского камня. В этих местах вследствие регулярно возникающих заторов формируется хорошо развитая пойменная многорукавность (отшнуровывающиеся от реки бывшие рукава не отмирают, являясь путями стока полых вод по пойме в обход ледового затора), но лишь сужение русла в створе заторов позволяет развиваться таким ответвлениям до состояния многоводных рукавов. Однако, такие выводы напрашиваются исключительно на основе сопоставления развитости

пойменных ответвлений с местами заторообразования. Наблюдений же за самими явлениями не проводилось.

Совсем нет сведений о том, что происходит на реке в результате прорыва затора. Формирование кривой спада уровня и временное повышение уклонов при прохождении волны, связанное с прорывом, должны вызывать интенсивные переформирования русла. Однако и в этом случае можно лишь констатировать, что ниже мест заторов нередко располагаются сужения и достаточно глубокие плёсовые участки русла. Но это совпадает и с другими морфологическими условием, могущими привести к такому же эффекту. В результате вопрос о влиянии волны прорыва на русло остается открытым.

Наконец, движущиеся льдины и навалы льда на берега способствуют резкой активизации их разрушения. Особенно сильное воздействие лёд оказывает на оголовки островов. И при подходе потока к подмываемому берегу под большим углом. Но тоже самое происходит непосредственно выше ледовых заторов.

Сложность получения каких-либо заключений заключается в том, что имеющиеся съемки русел фиксируют уже интегральный результат воздействия на русло ледового и зимнего режима, половодья и ледохода на реке, и переформирований русла в первую половину спада уровней.

Таким образом, можно констатировать факт слабой изученности соотношений зимнего и ледового режимов на русловые процессы и безусловную актуальность таких исследований. В то же время надо иметь в виду очень большие сложности в их организации и возможности проведения.

С.Р. Чалов
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

РОЛЬ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В СТОКЕ НАНОСОВ КРУПНОГО РЕЧНОГО БАССЕЙНА*

Вклад русловых процессов в изменение стока наносов характеризует генетическая концепция формирования стока наносов [Алексеевский, 1998], согласно которой транспорт наносов $W_н$ в замыкающем для

* Обобщение данных выполнено по теме НИР кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ, полевые работы проводились в рамках проекта РФФИ (проект № 17-29-05027).

данного водосбора створе связан с поступлением материала от i-частных источников, расположенных на водосборе $\sum A_i$ и в русле $\sum C_i$. В таком случае величина $\sum C_i$:

$$\sum C_i = а_{рг} + а_{рв} – а_{ар} - а_{ап},$$

где $а_{рг}$ – вклад горизонтальных деформаций (% от $W_н$), $а_{рв}$ – вклад вертикальных деформаций, $а_{ар}$ – вклад аккумуляции наносов на пойме, $а_{ап}$ – вклад аккумуляции наносов в русле. Для определения величины $а_{рг}$ часто используются допущения, в частности, об отнесении всех фракций с диаметром более 0,05 мм к наносам руслового генезиса. Получаемые результаты обладают большой неопределенностью и изменяются в широких пределах – например, для стока взвешенных наносов, по данным Н.И. Алексеевского, от 1 до 64 %. Наиболее известные исследования, основанные на расчленении источников формирования стока наносов, связаны с работами А.П. Дедкова и А.В. Гусарова, согласно которым величина русловой составляющей общей интенсивности эрозии по стоку взвешенных наносов (δr) не превышает в среднем 15%: по равнинным рекам – 10,4 ± 1,5%, по низкогорным рекам – 4,9 ± 0,9%, по среднегорным рекам – 4,0 ± 0,8% [Гусаров, 2015]. Основным недостатком этих работ является отсутствие фактической калибровки используемой расчетной модели, также основанной на значительных допущениях (построение зависимости между расходом воды и расходом русловых наносов по 2–3 точкам, соответствующим межени, когда предполагается отсутствие бассейновых фракций в стоке наносов). Широкое применение получили косвенные методы, основанные на выявлении соответствия состава и источников стока наносов. Модель «отпечатка пальцев» (fingerprinting) позволила выполнить обобщение расчленения стока наносов рек Великобритании [Walling, Collins, 2005]. Было показано, что в среднем 85–95% стока взвешенных наносов связано с бассейновой составляющей (почвенно-овражная эрозия), в то время как русловая составляющая определяет 5–15% стока. При этом для части водосборов вклад русловых деформаций формирует более 40 % стока взвешенных наносов.

Наиболее детально вклад размывов берегов исследован для ряда участков крупных рек, которые в основном свидетельствуют о продольном снижении стока взвешенных наносов на реках большего размера. Они достигают, например, 66 % от общего стока наносов на 450 километровом участке нижнего течения р. Ганга (794 млн т/год) с учетом притока р. Брахмапутры (590 млн т/год) [Wasson, 2003]. Эту закономерность могут нарушать различные гидроклиматические и антропогенные факторы русловых процессов. Например, на р. Рейне в пределах Германии за счет массовых русловыправительных работ и снижения затоп-

ляемости поймы произошло увеличение поступления наносов руслового генезиса из-за активизации донной эрозии до 0,038 млн т/год и снижение аккумуляции на пойме до 0,2 млн т/год [Frings et al., 2014] (при стоке наносов р. Рейна в нижнем створе участка у г. Лобех около 2,4 млн т/год).

Современные геоинформационные базы данных и архивы спутниковых снимков позволяют значительно расширить возможности анализа. Целью данной работы является исследование роли русловых деформаций в формировании стока наносов в бассейне р. Селенги, представляющего собой полизональный крупный бассейн (F=477000 км^2), охватывающий значительные широкопойменные территории степной и лесостепеной зон. Проводился анализ пространственных отличий русловых деформаций крупнейших рек бассейна и выполнялась оценка вклада русловых источников поступления в сток наносов р. Селенги с учетом имеющихся региональных оценок эрозии почв [Чалов и др., 2016], данных о стоке взвешенных и влекомых наносов Селенги [Chalov и др., 2014]. Проблематика работы рассматривается в свете региональных исследований формирования и переноса загрязняющих веществ.

Д.И. Школьный, А.С. Цыпленков, Р.А. Рахимов
Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТОКА НАНОСОВ РЕКИ КАМЧАТКА*

Река Камчатка – самая длинная и полноводная река полуострова – на большем своем протяжении является равнинной рекой, протекая по Центрально-Камчатской депрессии и имея свободно меандрирующее широкопойменное русло. Гидрологический фактор является ведущим в формировании русла реки. Вулканические факторы обусловливают цикличность врезания и аккумуляции русла, что подтверждается анализом кривых Q=f(H). При этом вниз по течению реки по мере увеличения площади водосбора, подверженной активным вулканическим воздействиям, степень влияния вулканизма на вертикальные русловые деформации увеличивается.

Для анализа был взят участок реки длиной 542 километра от поселка Шаромы, выше которого русло реки приобретает полугорный ха-

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00487)

рактер и свойственные ему пойменно-русловые разветвления, а также в связи с увеличением количества притоков резко падает водность реки и, следовательно, интенсивность эрозионных процессов в ее русле. Нижней границей был выбран створ поселка Ключи, ниже которого на реке формируется обширное разветвление со сложной структурой, значительно трансформирующее общие характеристики стока наносов. Расчетные значения привязывались к имеющимся данным наблюдений за стоком взвешенных наносов по постам Козыревск и Большие Щеки, находящимся соответственно выше и ниже исследуемого участка. Среднемноголетний годовой сток наносов был рассчитан для замыкающего створа по графикам связи $Q=f(S)$. Анализ разностно-интегральных кривых стока наносов для данных створов показал наличие периода повышенного стока наносов, начавшегося в 60-е годы XX века, таким образом, покрытый данными ДЗЗ анализируемый период можно считать однородным.

Была произведена оценка русловой и бассейновой составляюшей стока наносов. Оценка русловой эрозии производилась путем сопоставления контуров русла по привязанным снимкам 1964–1975 годов программы KeyHole и современным снимкам различных аппаратов. На исследуемом участке долины был выявлен 571 участок размыва русла общей площадью 23,5 км^2, что соответствует средним темпам размыва в 670 тыс. м^2/год. В целом размыву подвержены 37% длины левого и 44% длины правого берега. Общий объем русловых деформаций зависит от морфодинамических параметров отдельных участков русла и гранулометрии русловых и пойменных отложений. В частности, максимальный вклад (в т/км) дает участок широкопойменного русла со свободным меандрированием, в пределах которого преобладают развитые сегментные излучины, формирующиеся в условиях сложенной слоистым материалом различной крупности поймы с преобладанием крупных фракций. Ниже по течению с вхождением долины реки в область активного современного вулканизма состав отложений меняется на более мелкие фракции, в результате чего ниже участков размыва значительно уменьшается транспортирующая способность потока. На данном участке деформации имеют меньшие темпы, наблюдается прогрессивное смещение островов вниз по течению в результате движения макрогряд руслового рельефа. По длине реки размывы вершин излучин составляют 69% от общего объёма поступающего в результате эрозии берегов материала. Можно отметить значительный вклад участков прорыва излучин (13% от общего объема) как непосредственно в сток наносов, так и в интенсификацию размывов ниже по течению.

Согласно расчетам бассейновой составляющей стока наносов с использованием универсального уравнения эрозии почв, среднегодовые темпы эрозии для бассейна р. Камчатки составляют 3,75 т/га. Рассчитанные по ЦМР коэффициенты доставки наносов позволили восстановить бассейновую составляющую среднегодового стока наносов в замыкающих створах: в пос. Ключи 1,2 млн. т, в Усть-Камчатске — 1,34 млн. т.

Рассчитанные объемы бассейнового и руслового вклада в сток наносов позволяют провести сравнение с наблюденными на гидрологических постах величинами. При общем объеме стока наносов для поселка Ключи в 2,2 млн.т/год доля бассейновой составляющей равна 55%. Общий объем материала руслового происхождения с учетом изменяющихся по длине реки высоты бровки размыва над дном русла и плотности материала пойменного аллювия может быть оценен в 3,5 млн.т/год. Таким образом, 2,5 млн тонн из этого объема расходуются на аккумуляцию в русле и пойменных массивах (ее величины оценить достаточно сложно с учетом высокой динамики русловых форм) и транспорт во влекомой форме. В связи с прохождением всего стока наносов р. Камчатка через единый створ ниже поселка Ключи, проведенные наблюдения за изменениями рельефа дна позволяют произвести количественную оценку транспорта влекомой фракции твердого материала в пределах бассейна. Выявлено, что за меженный период на дне накапливается слой наносов толщиной до 6 метров, размываемый и выносимый ниже по течению при прохождении половодья. Совместный анализ аккумулятивно-эрозионных планов и кривой руслоформирующих расходов воды показывает, что размыв происходит при расходах воды ниже 10% обеспеченности. Циклические вертикальные деформации на участке (до +6 см/год) значительно превосходят фоновое направленное врезание (-1 см/год), так как на протяжении короткого участка реки в 110 км в Камчатку разгружаются водотоки Ключевской, Толбачикской групп вулканов, Кизимена и Шивелуча, привнося значительное количество материала. Таким образом, в верхних звеньях речной сети режим русловых переформирований определяется проявлениями местных вулканических факторов, концентрация которых приводит к экстремальным проявлениям горизонтальных и вертикальных деформаций с амплитудами до 5 м в плане и до 1-2 м в профиле.

В пределах долины реки Камчатки находится большое количество населенных пунктов, в которых наблюдается или прогнозируется катастрофическая ситуация, связанная с размывом берега. Выявлено, что в поселке Долиновка за рассматриваемый период было смыто 30% территории. Частичные разрушения наблюдаются в селах Майское,

Кирганик. В результате разрушения берега были полностью оставлены села Красный Яр, Крахча, совхоз Макарка и большое количество небольших заимок. Постоянного переноса требуют транспортные коммуникации и переправы, от которых во многом зависит жизнедеятельность некоторых поселений.

М.В. Шмакова
Институт озероведения РАН

ФАЗОВОЕ ГИДРАВЛИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО В РАСЧЕТАХ ТРАНСПОРТИРУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ РЕЧНОГО ПОТОКА

Транспортирующая способность потока – это максимальный расход наносов, который может перенести поток при фиксированном расходе воды. Транспортирующая способность потока, определяющая процесс переотложения наносов в русле, – основной фактор русловых процессов. При расходе наносов меньшем, чем транспортирующая способность потока, происходит вовлечение в движение донных отложений, размыв дна. При расходе наносов, начинающем превышать транспортирующую способность потока, происходит оседание движущихся наносов, увеличение отметок дна. Если фактический расход наносов в речном потоке соответствует его транспортирующей способности, то между процессами взвешивания и осаждения наносов наблюдается динамическое равновесие.

При выводе формулы транспортирующей способности потока должны приниматься во внимание не только зависимость количества перемещаемого вещества от переменных состояния потока, но и факторы, определяющие предельное насыщение жидкости взвесями. К этим факторам можно отнести взвешивающую способность потока, критерии Фруда и Рейнольдса, а также наличие в потоке мелких фракций. Известно, что высокое содержание мельчайших частиц увеличивает вязкость воды и, как следствие, влияет на способность потока к транспорту более крупных фракций. Таким образом, «предел насыщения потока наносами зависит как от гидравлики потока, так и от состава транспортируемых наносов» [Караушев, 1960].

Очевидно, что один и тот же расход воды способен перенести количество наносов $G=[0; G_{max}]$, где G_{max} – максимально возможное количество наносов, переносимое данным расходом воды за единицу времени или транспортирующая способность потока. При $G=0$ поток будет

осветленным и его скорость будет минимальной, а глубина возрастет. При $G=G_{max}$ скорость возрастет, а глубина потока уменьшится (Vanoni V.A., 1963). Причем каждому крайнему случаю соответствует один и тот же расход воды ($Q=const$). Очевидно, что заданный расход воды при постоянной ширине потока может быть получен различными сочетаниями глубины и скорости. Отложив по одной оси скорость, а по другой глубину потока и, нанеся на этот график точки, соответствующие одному значению расхода воды $h_i \cdot v_i=Q/B=const$ при ширине потока $B=const$, получится функция, представляющая фазовое гидравлического пространство потока (пространство состояний системы). Каждому сочетанию глубины и скорости ($h_i \cdot v_i=Q/B=const$) будет соответствовать расход наносов G_i. Значение расхода наносов для каждого сочетания определяется транспортирующим потенциалом потока. Транспортирующий потенциал потока представляет собой массу твердого вещества, переносимого за единицу времени через поперечное сечение потока при постоянном расходе воды, определяющую соотношение скорости и глубины потока. Транспортирующий потенциал потока меньше или равен транспортирующей способности потока (при постоянном расходе воды).

Крайние точки полученной функции определяются физикой процесса, и им соответствует состояние осветленного потока (h_{max}, v_{min}) с одной стороны и транспортирующей способности потока (h_{min}, v_{max}) с другой стороны.

Очевидно, что область осветленного потока будет характеризоваться максимальной неразмывающей скоростью, тогда как область максимальной взвесенесущей нагрузки на поток – минимальной заиляющей скоростью. Изложенное выше дает основание полагать транспортирующую способность потока G_{max} равной расходу наносов при максимальном значении скорости потока v_{max} (и минимальной глубине h_{min}) для заданного расхода воды.

Минимально возможная глубина обусловлена морфометрией русла и расходом воды. Уменьшение h_{min} уже практически невозможно, так как в переделах значения этой глубины будет происходить интенсивное оседание взвешенного вещества на дно. Таким образом, расчет транспортирующей способности потока предваряет оценка величин h_{min} или v_{max}.

Для оценки граничной, так называемой заиляющей, скорости v_{max}, при которой смесь в потоке либо осаждается, либо меняется качественное состояние потока – поток становится вязким, можно использовать, например, выражение [Ламаев Б.Ф., 1988]:

$$v_{\max}^2 = \frac{\rho_{грунта}}{\rho_{грунта} - \rho_{воды}} \frac{1}{2} gh. \qquad (1)$$

Тогда выражение для транспортирующей способности потока с учетом формулы (1) примет вид

$$G_{\max} = \frac{\rho_{грунта}}{\rho_{грунта} - \rho_{воды}} Q \left[\frac{c}{g \sqrt[3]{2 \frac{\rho_{грунта} - \rho_{воды}}{\rho_{грунта}} \frac{Q^2}{B^2 g}}} - (1 - f) \rho_{воды} I \right]. \quad (2)$$

Сравнительный анализ формул транспортирующей способности потока (формулы Е.А. Замарина, В.Н. Гончарова, Р.А. Бэгнольда и (2)) показал наиболее хорошее соответствие наблюденным данным формулы (2). Однако очевидно, что для естественных водотоков выбор формулы транспортирующей способности потока, оптимизация параметров формулы крайне затруднены из-за отсутствия данных достоверных наблюдений за предельно возможным расходом наносов в потоке. Ввиду этого, расчеты, приведенные в данной работе, носят несколько условный характер. Но при этом, полученные результаты как раз и демонстрируют незаконченность теоретических исследований в изучении транспортирующей способности естественных водотоков.

Н.Б. Барышников, Д.И. Исаев
Российский государственный гидрометеорологический университет

ОБ АНАЛИТИЧЕСКИХ И ЭМПИРИЧЕСКИХ МЕТОДАХ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ

Известно, что природные процессы, в том числе и гидрологические, основаны на взаимосвязи и взаимодействии большого количества факторов, некоторые из которых являются определяющими, а остальные дополнительными. Однако в ряде случаев возможно существенное изменение обстановки, при которой основные факторы становятся второстепенными, а бывшие ранее дополнительными – основными. Поэтому возникает необходимость изучения как тех, так и других факторов и подходов в исследовании природных процессов.

Так при решении ряда задач, связанных с закономерностями движения русловых потоков, применяются как аналитические методы, как правило, основанные на системе уравнений гидродинамики или гидравлики, так и эмпирические, основанные на результатах анализа данных измерений. По-видимому, эти два подхода как бы дополняют

друг друга и противопоставлять их нецелесообразно. Более того, необходимо совершенствование этих подходов на основе последних научных достижений.

Попытаемся выполнить анализ данной проблемы на конкретных примерах. По нашему мнению, одной из наиболее острых проблем речной гидравлики является совершенствование методов расчётов средних и средних на вертикалях скоростей русловых потоков, особенно в руслах сложных форм сечения, частным случаем которых являются русла с поймами.

Действительно, если для расчетов скоростей русловых потоков в меженных руслах приемлемые результаты могут быть получены при применении методики расчетов, основанной на формулах Шези-Маннинга, Шези-Павловского или любой аналогичной им формуле, при средней погрешности в 25–30 % [Барышников, 1978, 2016], то для пойменных створов погрешности расчетов возрастают до 300–400 %, что безусловно является неприемлемым [Барышников, Субботина, 2012].

Исходя из этого, в частности Д.Е. Скородумовым [1965], было предложено использовать для расчетов систему уравнений движения потоков с переменным по длине расходом воды. Уравнение движения в этой системе, представленное Д.Е. Скородумовым в конечных разностях, имеет вид:

$$I = \frac{V^2}{C^2 h} + \frac{\alpha_{\text{КН}} V_H^2 - \alpha_{\text{КВ}} V_B^2}{2gL} + \frac{V - V_g}{gF}\frac{Q_H - Q_B}{L} + \frac{\alpha_{\text{Б}}}{g}\frac{\Delta V}{\Delta t}, \quad (1)$$

где $\alpha_{\text{Б}}$ и $\alpha_{\text{К}}$ – соответственно коэффициенты Буссинеска и Кориолиса; V_g – проекция скоростей притекающих или оттекающих вод на направление движения руслового потока; индексы «н» и «в» обозначают, что параметры соответственно относятся к нижнему или верхнему створам; L – расстояние между этими створами.

Д.Е. Скородумовым [1965] и Барышниковым [1978, 2016] выполнена оценка членов уравнения (1). С этой целью обозначим члены его правой части через

$$\varepsilon_1 = \frac{\alpha_{\text{КН}} V_H^2 - \alpha_{\text{КВ}} V_B^2}{2gL}; \ \varepsilon_2 = \frac{V - V_g}{gF}\frac{Q_H - Q_B}{L} \ \text{ и } \ \varepsilon_3 = \frac{\alpha_{\text{Б}}}{g}\frac{\Delta V}{\Delta t},$$

где ε_1 – характеризует затраты энергии потока за счет неравномерности режима его движения. Введя допущения о постоянстве расхода и равенстве коэффициента Кориолиса на верхнем и нижнем створах, получим приближенное выражение для расчета $\varepsilon_1 \approx \frac{\overline{\alpha_K Q}}{2gL}\left(\frac{1}{F_H^2} - \frac{1}{F_B^2}\right)$. Практи-

чески величина этого члена уравнения определяется характером изменения площадей сечения по длине реки. По результатам расчетов на основе натурных данных только по двум рекам Луги и Пьяне, значения ε_1/I могут достигать 60%. Величина ε_2/I, характеризующая затраты энергии на массообмен между русловыми и пойменными потоками, на этих же реках достигает 20%. Однако анализ данных специальных исследований показывает, что при больших углах пересечения динамических осей потоков в русле возникает водоворотная область, размеры которой определяются мощностью пересекающихся потоков. Она может занимать все русло и течение в нем останавливается или даже изменяется на обратное. Следовательно, значение ε_2/I может достигать 100%.

Несколько сложнее оценка значения ε_3/I, характеризующего нестационарность режима. По данным Н.Б. Барышникова [2016], его величина мала и на равнинных реках не превышает 5% от уклона водной поверхности. Однако, как показывают исследования последних лет, влияние нестационарности процесса значительно больше. Действительно, при затоплении поймы свободного меандрирования наблюдается неоднократная смена направлений течений на ней. Таким образом, нестационарность процесса косвенно учитывается и другими членами уравнения. Решая уравнение (1) относительно V, получим

$$V = C\sqrt{hI\left(1 - \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3}{I}\right)}.$$

Эту формулу можно применять для расчетов скоростей течения руслового или пойменного потоков при их взаимодействии.

Данная методика является перспективной, но в ней имеются существенные недостатки. Основным из них является замена сложного пространственного потока одномерным с целью применения уравнения одномерной идеализации к решению поставленной задачи.

Как вытекает из анализа уравнения (1), для его решения необходима информация о параметрах русловой составляющей потока по двум близко расположенным гидростворам, которая практически отсутствует. Более того, даже нет ясности, как рассчитывать величину этого расстояния L. Таким образом, эту задачу можно решать только эмпирическим способом. В частности, при расчетах значений ε_1 и ε_2 величина L была принята примерно равной 100 м, т.е. приравнена расстоянию между двумя соседними створами наблюдений [Скородумов, 1965]. Очевидно, что методика определения этой величины, и тем более сама ве-

личина L, оказывает существенное влияние на значения параметров ε_1 и ε_2.

В то же время Н.Б. Барышниковым [2012, 2016] на основе анализа натурных данных по пойменным гидростворам была получена графическая зависимость $V_р/V_{р.б} = f(h_р/h_{р.б}, \alpha,)$, приведенная на рисунке 1.

Как видно на рисунке 1, все три кривые $V_р/V_{р.б}=f(\alpha)$, построенные для различных относительных глубин, пересекаясь в точке с координатами [1;0], располагаются вполне закономерно, т.е. при увеличении угла α скорости уменьшаются. Пересечение трех кривых в точке с координатами [1;0] вызывало некоторые сомнения, и после тщательного анализа, положение этих кривых было скорректировано.

Значительно сложнее выявление рассматриваемых закономерностей для условий пятого типа взаимодействия потоков, что обусловлено невысокой точностью и малым объемом исходной информации, а также сложностью, в частности, инерционностью самого процесса.

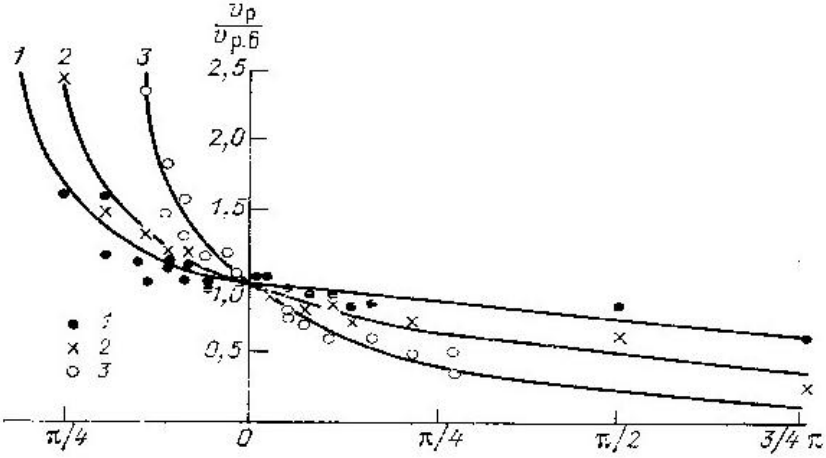

Рис. 1. Кривые $V_р/V_{р.б} = f(h_р/h_{р.б},$
а) 1 - $h_р/h_{р.б}$, =1,10; 2 - $h_р/h_{р.б}$, =1,25; 3 - $h_р/h_{р.б}$, =1,50

Поэтому для ориентировочных расчетов предложено определять осредненное значение угла $\bar{\alpha}$ по формуле

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum \Delta\left(h_р / h_{р.б}\right)_i \alpha_i}{\left(h_р / h_{р.б}\right) - 1} \quad , \tag{3}$$

где $\Delta(h_р/h_{р.б},)$ – приращение глубин при постоянном значении угла α, принимаемом с отрицательным знаком при расширении поймы и положительным – при ее сужении ниже расчетного створа.

Основной трудностью при реализации данной методики является определение отметки бровки прируслового вала. Последний, как правило, зарастает растительностью, которая оказывает значительное влияние на гидравлику русловых и пойменных потоков не только в расчётном створе, но и на прилегающем к нему участке. От точности определения отметки прируслового вала в значительной степени зависит и точность расчётов средних скоростей русловой составляющей потока при максимальном уровне воды. На точность её расчётов значительное влияние оказывают погрешности методики, основанной на применении формулы Шези. Действительно, как показали исследования, проведённые в РГГМУ, средняя погрешность расчётов при использовании таблиц для определения коэффициентов шероховатости М.Ф. Срибного, И Ф. Карасёва, В.Т. Чоу и Дж. Бредли составляла 34–36%, незначительно изменяясь в зависимости от используемой таблицы. По-видимому, проблеме влияния прирусловых валов на гидравлику русловой составляющей потока необходимо уделять должное внимание.

Таким образом эмпирический подход привел к разработке конкретной методики, позволяющей надежно рассчитывать средние скорости русловых составляющих потоков в паводочный период.

Рассмотрим второй пример применения этих подходов, а именно методику расчетов средних на вертикалях скоростей русловых потоков. Она так же основана на применении методики Шези-Маннинга или Шези-Павловского, т.е. на концепции равномерного движения и является вполне приемлемой для расчетов в меженных руслах. При ее применении к русловым потокам, находящимся под воздействием пойменных потоков погрешности расчетов $\Delta V / V_{изм}$ для условий спада уровней достигают несколько сотен процентов (табл. 1), что, безусловно, является недопустимым. По нашему мнению, это обусловлено неучетом воздействия эффекта взаимодействия русловых и пойменных потоков и частично погрешностями натурных измерений.

Поэтому было решено, используя натурные данные по рекам РФ, выявить воздействие этого фактора на трансформацию полей скоростей руслового потока. В качестве основного параметра, характеризующего влияние этого фактора, был принят угол α между динамическими осями взаимодействующих потоков.

Следует отметить, что в связи с трудностями измерения этого угла в натурных условиях, было принято решение приравнять его углу между геометрическими осями русла и поймы при расчетных уровнях воды. При этом принято считать угол α положительным при подъеме уровней затопления пойм и отрицательным при уровнях ее разгрузки. Как показали наши исследования [Барышников, Субботина, 2012; Ба-

рышников, 2016] и исследования Г.В. Железнякова [1981] , погрешности расчетов при этом, как правило, не превышают 2–3 %.

Для совершенствования методики расчетов средних на вертикалях скоростей было сделано основное допущение о том, что отклонение расчетных данных, полученных по методике Шези-Маннинга ΔV, обусловлено воздействием эффекта взаимодействия русловых и пойменных потоков (рис.2).

На рисунке 2 приведен пример определения этой величины $\Delta V = V_р - V_{изм}$

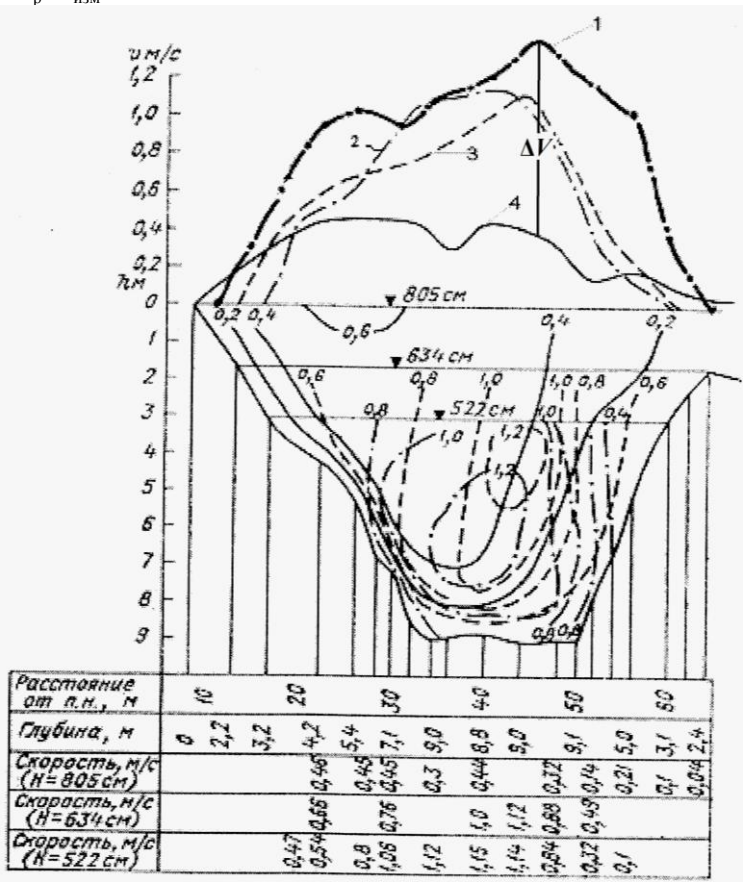

Рис. 2. Профиль поперечного сечения с изотахами и кривыми распределения средних на вертикалях скоростей по ширине гидроствора р. Ветлуги - д. Быстри (данные измерений 1968г. при уровнях: 1 – 805 см, 2 – 634 см, 3 – 522 см, 4– расчётная кривая)

Используя данные наблюдений по 14 рекам РФ (табл. 1) были построены зависимости вида $\Delta V/V_{изм}=f(\alpha)$ как для условий спада, так и для условий подъема уровней. При этом принято, что для условий подъема уровней угол α имеет положительный знак, а для условий спада отрицательный.

Таблица 1

Сведения о погрешностях расчётов средних на вертикалях скоростей русловых потоков по методике А.В. Караушева, находящихся под воздействием пойменных потоков

№	Река, пост	Тип взаимо-действия	Угол α^0	Погрешности расчётов в %	
				$(\frac{\Delta\bar{v}}{\bar{v}_{изм}})$ср	$(\frac{\Delta\bar{v}}{\bar{v}_{изм}})$макс.
1	р. Ветлуга – д. Быстри	III	50	215	373
2	р. Ветлуга – д. Дубники	III	3	23,1	82
3	р. Конда – д. Чантырья	III	30	130	183
4	р. Амур – д. Кумара	III	4	9,5	23
5	р. Крыловка– д. Крыловка	V	9	84	109
6	р. Нестеровка – рзд. Таловый	V	22	145	311
7	р. Луга – п. Толмачёво	III	20	26	42
8	р. Бобр – с . Куты	IV–III	15	42	70
9	р. Аремзянка– д. Чукманка	IV–III	10	40	57
10	р. Тяжин – п. Старый Тяжин	III	5	35	73
11	р. Пьяна – д. Камкино	IV–II	45	30	35
12	р. Луга – г . Луга	II	5	12	19
13	р. Луга – п. Воронино	II	3	7	12
14	р. Горынь – п. Оженин	II	10	8	15

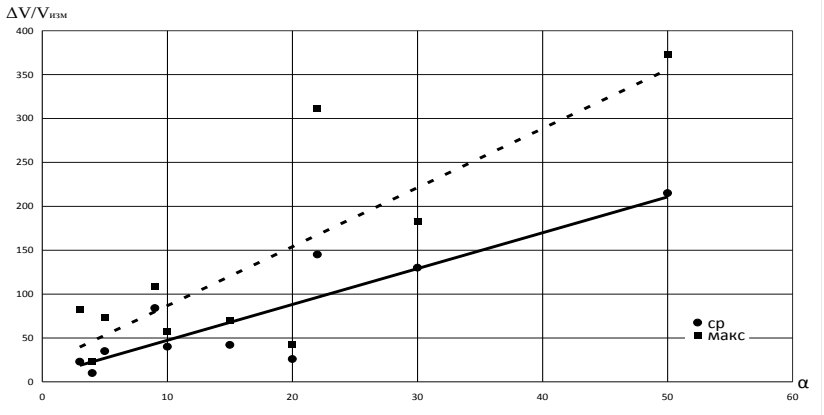

Рис. 3. Зависимости средних и максимальных погрешностей расчётов средних на вертикалях скоростей русловой составляющей потока от углов α для условий спада уровней

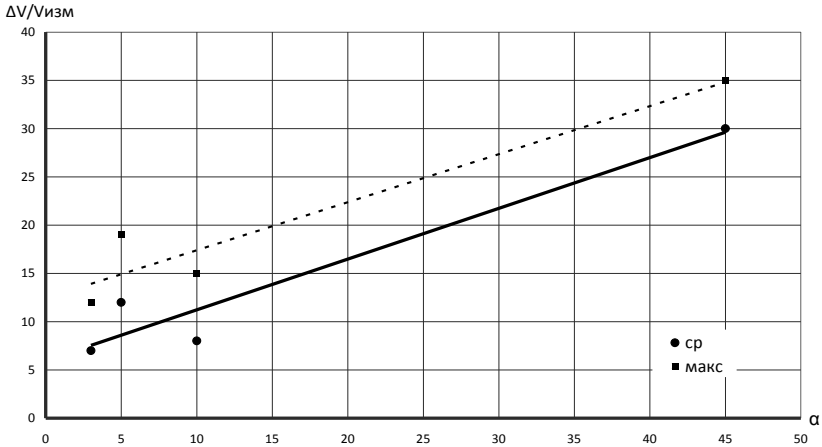

Рис. 4. Зависимости средних и максимальных погрешностей расчётов средних на вертикалях скоростей русловой составляющей потока от углов α для условий подъема уровней

Как видно на рисунке 3, для условий спада уровней получена близкая к линейной зависимость $\Delta V/V_{изм}=f(\alpha)$. Коэффициент ее корреляции близок к 0,80. На рисунке приведены две линии этой зависимости соответственно для максимальных и средних значений $\Delta V/V_{изм}$.

К сожалению, для условий подъема уровней исходная информация получена только по четырем объектам, что явно недостаточно. По-

этому в данном случае можно рассматривать только тенденцию увеличения значений $\Delta V/V_{изм}$ при увеличении значений угла α.

В качестве третьего примера рассмотрим поведение потока при преодолении им изгиба жесткого русла. Сложность проблемы в этом случае заключается в наличии двух подходов в трактовке поведения потока на изгибе, а именно, основанных либо на концепции отражения, либо на концепции движения потока по криволинейным траекториям. Как та, так и ругая концепция имеют своих сторонников, в частности, объясняющих причины возникновения циркуляционных течений.

В первом случае считается, что поток при входе на криволинейный участок движется по прямолинейной траектории и как бы упирается о твердую поверхность стенки лотка и отталкивается от нее. При этом соблюдается один из законов физики о том, что угол падения равен углу отражения. Вектор отраженной скорости, как правило, разделяют на две составляющие, а именно продольную и поперечную, называемую циркуляционной.

При втором случае считается, что частицы жидкости при их движении на изгибе перемещаются по криволинейным траекториям. И в этом случае вектор скорости, как правило, не является перпендикулярным к расчетному створу и может быть так же разделен на две составляющие.

Многочисленные попытки разработки методики расчетов распределения скоростей по длине и ширине потока при его изгибе были выполнены на основе системы уравнений для идеальной или вязкой [Гончаров, 1962], или турбулентной [Розовский, 1957] жидкости не привели к успеху. Были получены лишь частные решения. Аналогичным является и положение с расчетами параметров распределения по длине и ширине потока поперечных, в частности циркуляционных скоростей.

В то же время экспериментальные как лабораторные [Барышников, 2016], так и натурные [Розовский, 1957] исследования, позволили вскрыть процесс изменения как продольных, так и поперечных скоростей не только на одном, так называемом «основном» створе изгиба русла [Гончаров, 1962], но и на любом другом створе изгиба [Гончаров, 1962; Барышников, 2016]. В качестве примера можно привести результаты капитальных исследований И.Л. Розовского [1957], включающие в себя как аналитические исследования на основе системы уравнений гидродинамики в цилиндрических координатах, так и натурные и лабораторные данные. В частности, им были использованы данные измерений продольных и поперечных скоростей на одиночных изгибах русел рек Десны и Снови (рис. 5).

Как видно на рисунке, распределение как продольных, так и поперечных скоростей в натуре соответствует распределению этих же скоростей на полужестких моделях. Однако это распределение не соответствует аналитическим решениям. Действительно, И.Л. Розовскому при решении системы уравнений пришлось существенно упростить ее. В частности, перейти к стационарным потокам, заменить реальное русло (рис. 5) на прямоугольное. Более того, весь участок изгиба пришлось разделить на три части и для каждой из них предложить свое решение. Таким образом, следует признать, что и в этом случае аналитический подход к решению данной задачи далек от решения.

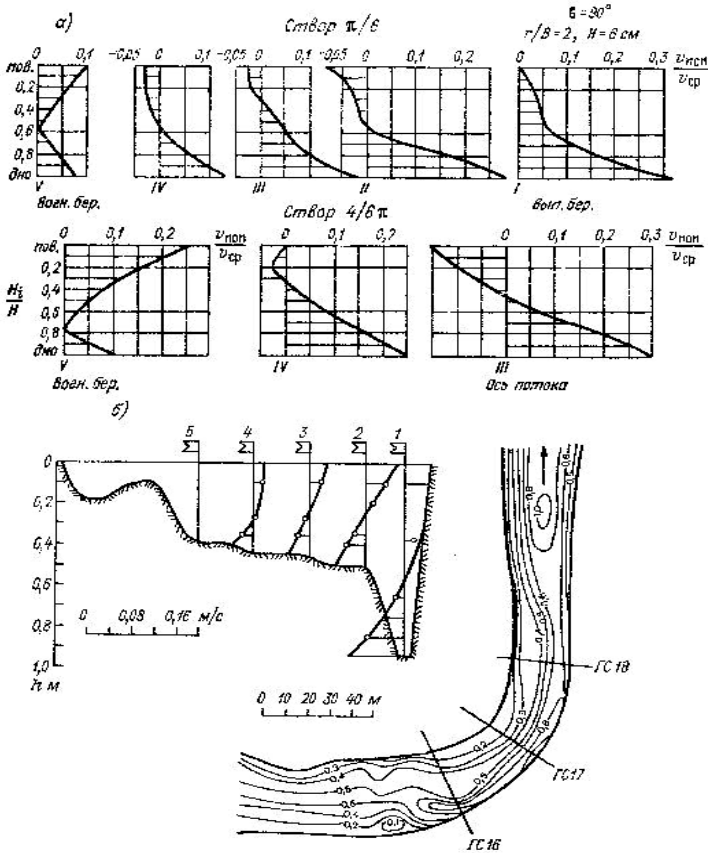

Рис. 5. Эпюры распределения поперечных скоростей по глубине потока; *а* – данные лабораторных измерений на установке с одиночным изгибом русла и углом поворота 90° и *r/B=2*; *б* – план участка р. Снови и эпюры распределения поперечных скоростей на гидросторе

Можно привести еще несколько примеров. В частности, особенно наглядным будет рассмотрение процесса становления теории русловых процессов [Кондратьев и др., 1982]. К сожалению, в настоящее время такая теория отсутствует, хотя имеются два направления ее формирования: гидравлическое и гидроморфологическое.

Первое основано на применении системы уравнений речной гидравлики и рассмотрении сил, действующих на отдельную частицу наносов и изменении ее энергии при перемещении в потоке жидкости. Второе – в систематизации и классификации различных русловых образований на основе анализа планово-высотных крупномасштабных топографических материалов, включая данные аэрофотосъемок и спутниковую информацию.

Не останавливаясь на детальном анализе этих направлений, отметим лишь то, что создание теории русловых процессов должно быть обосновано разработкой гидравлики отдельных русловых образований [Кондратьев и др., 1982].

Для того, чтобы систематизировать разработки в этом направлении Н.Е. Кондратьев внедрил в русловые процессы принцип дискретности, используемый в философии. В соответствии с ним весь сложный процесс формирования теории подразделяется на отдельные участки, разграничиваемые структурными уровнями. В пределах каждого структурного уровня действуют свои закономерности, которые могут изменяться при переходе к следующему структурному уровню. Им было выделено шесть таких структурных уровней. В частности, уровень отдельной частицы и уровень микроформ (гряды типа рифелей) [Кондратьев и др., 1982]. В пределах этих структурных уровней действуют свои закономерности. Однако при переходе к следующему структурному уровню эти закономерности могут принципиально изменяться т.е. закономерности присущие какому-либо из этих уровней не являются обязательными для любого другого соседнего уровня.

Важным является то, что на этих двух структурных уровнях применяется гидравлический подход к формированию теории русловых процессов. На двух последующих (третьем и четвертым) структурных уровнях, уровнях мезо и макроформ уже применяется гидроморфологический подход. На пятом и шестом уровнях применяется географический в основном описательный подход.

Такой подход к формированию теории русловых процессов позволил систематизировать различные концепции, что явилось положительным фактором. Действительно, систематизация и классификация являются первыми шагами в формировании теории. Более того, сложность проблемы создания теории русловых процессов привела к реко-

мендации формирования на первом этапе концепции гидравлики отдельных русловых образований [Кондратьев и др., 1982].

Подытоживая изложенное, следует отметить необходимость совершенствования не только аналитических методов, основанных на применении системы уравнений гидродинамики, но и методов экспериментальных исследований. Тем более, что решение уравнений гидродинамики возможно только с точностью до постоянных, которые определяются только на основе экспериментальных данных.

Литература

Барышников Н.Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). Л.: Гидрометеоиздат. 1978.

Барышников Н.Б. Динамика русловых потоков. СПб.: Изд-во РГГМУ. 2016.

Барышников Н.Б., Субботина Е.С. Влияние прирусловых валов на процесс взаимодействия русловых и пойменных потоков // Учёные записки РГГМУ. 2012. № 26.

Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат. 1962.

Железняков Г.В. Пропускная способность русел каналов и рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1981.

Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоиздат. 1982.

Розовский И.Л. Движение воды на повороте открытого русла. Киев: Изд-во АН УССР. 1957.

Скородумов Д.Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды // Тр. ГГИ. Вып. 128. 1965.

ПОТЕРИ СОВЕТА

ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА В.М. БОТВИНКОВА

29 марта 2018 г. на 70-м году ушел из жизни член Межвузовского совета по эрозионным, русловым и устьевым процессам при МГУ имени М.В. Ломоносова, доктор технических наук, профессор Владимир Михайлович Ботвинков.

В течение многих лет (с 1999 г.) он возглавлял одну из ведущих кафедр Сибирского государственного университета водного транспорта – «Водных путей, гидравлики и гидроэкологии», с начала 90-х годов представлял СГУВТ (тогда НГАВТ) в межвузовском научно-координационном совете.

Являясь- крупным ученым в области гидрографии и водных путей В.М. Ботвинков внес существенный вклад в разработку методов регулирования русел судоходных рек, что позволило решить проблемы обеспечения глубин на водных путях Сибири при резком снижении производства землечерпательных работ. Он являлся одним из пионеров разработки методов оценки влияния путевых работ на экологию рек, которые вошли в нормативный документ «Временные указания по оценке повышения мутности при землечерпательных работах, производимых для обеспечения транзитного судоходства на реках и учету ее влияния на качество воды и экологию гидрообъектов». Им предложены способы активного повышения устойчивости прорезей путём создания условий для выноса потоком наносов за пределы прорези, методика оценки эксплуатационных резервов увеличения габаритных размеров судового хода, способы предотвращения и ликвидации чрезвычайных ситуаций на воднотранспортных объектах.

Ботвинков В.М. – соавтор ряда научных монографий, в т.ч. созданной совместно с учеными МГУ и специалистами «Обьводпути» книги «Русловые процессы и водные пути на реках Обского бассейна», учебников «Гидроэкология на внутренних водных путях» и «Безопасность жизнедеятельности на внутренних водных путях». Им издана монография «Проектирование дноуглубительных и выправительных работ на малых реках».

За долголетний добросовестный труд Владимир Михайлович был награжден значком «Отличник речного флота», нагрудным знаком «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации», юбилейной медалью «300 лет Российскому флоту», почетными грамотами Министерства транспорта РФ, администрации области и мэрии г. Новосибирска. Ему присвоено почетное звание «Заслуженный работник высшей школы РФ».

В.М. Ботвинков пользовался заслуженным уважением коллектива Сибирского университета водного транспорта, у инженерно-технических работников речного флота, в Межвузовском научно-координационном совете по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Память о нем сохранится среди тех, кто его знал, его труды будут востребованы специалистами, аспирантами и студентами.

Президиум Межвузовского научно-координационного совета
о проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов
при МГУ им. М.В. Ломоносова,
Сибирский государственный университет водного транспорта

ПАМЯТИ АНДРЕЯ ФЕЛИКСОВИЧА ЧЕРНЫША

Межвузовский Совет по проблеме эрозионных и русловых процессов понес невосполнимую утрату – скончался Андрей Феликсович Черныш, член президиума Совета, один из активнейших участников межвузовской координации исследований, крупный ученый и организатор науки.

Андрей Феликсович родился 11 июня 1947 г. в д. Волча Докшицкого района Витебской области в большой крестьянской семье. В 1965 г. после окончания Бегомльской средней школы любовь к родной природе и географические знания, привитые учителем-географом, привели его на геолого-географический факультет Белорусского университета, на который он поступил в 1966 г. после года работы лесорубом в Бегомльском леспромхозе. На втором курсе Андрей Феликсович выбрал специализацию по кафедре почвоведения, где он стал работать под руководством тогда еще молодого преподавателя-почвоведа, а впоследствии профессора В.С. Аношко. Благодаря ему А.Ф. Черныш во время летних каникул зачислялся лаборантом в Институт почвоведения и агрохимии, участвовал в экспедициях по лугам Беларуси.

Дипломная работа А.Ф. Черныша была посвящена характеристике и агропроизводственной группировке почв совхоза «Труд» Вилейского района Минской области.

В 1971 г. он окончил университет и после завершения военной службы в 1973 г. был принят на работу на должность старшего лаборанта в отдел почвоведения научно-исследовательского института почвоведения и агрохимии, которым заведовал замечательный ученый Н.И. Смеян. В то время в этом отделе работали такие известные почвоведы, как Т.А. Романова, В.В. Жилко, И.Н. Соловей, Л.М. Ярошевич, В.Ф. Клебанович, А.А. Лепешев и др.

В институте А.Ф. Черныш прошел путь от старшего лаборанта до заместителя директора института по научной работе. Начало работы в институте было связано с почвенно-картографическими исследованиями и внутрихозяйственной кадастровой оценкой земель в Беларуси. В 1985 г. им была защищена кандидатская диссертация «Влияние осушительной мелиорации на основные свойства и продуктивность дерново-подзолистых заболоченных почв».

С 1991 г. А.Ф. Черныш заведовал лабораторией агрофизических свойств и защиты почв от эрозии; с 2004 г. он – заместитель директора по научной работе, с 2007 г. одновременно заведующий отделом почвоведения.

Основное направление научной деятельности Андрея Феликсовича – выявление закономерностей эрозионных процессов и почвенно-экологическое районирование территории Беларуси, оценка ресурсного потенциала почв в эродированных и заболоченных ландшафтах, разработка адаптивных почвозащитных систем земледелия на эрозионноопасных землях с применением ГИС-технологий и кадастровая оценка земель. Им разработаны теоретические основы и практические рекомендации по адаптивному почво- и водоохранному использованию эрозионноопасных земель в разных почвенно-экологических провинциях Беларуси, что позволяет предотвратить эрозионную деградацию почв, загрязнение водных объектов и атмосферы продуктами смыва и дефляции и улучшить экологическую обстановку в районах проявления эрозионных процес-

сов. По его инициативе в 1991 г. был открыт опытный стационар «Браслав», основным назначением которого была разработка приемов и технологических решений по экологизации земледелия на водосборах озер в условиях холмисто-моренных озерных агроландшафтов Белорусского Поозерья.

При непосредственном участии А.Ф. Черныша составлена и издана почвенно-эрозионная карта Республики Беларусь в масштабе 1:500000, предназначенная для использования высшими учебными заведениями и проектными организациями. Разработанные А.Ф. Чернышом совместно с коллегами рекомендации по использованию эрозионноопасных земель имеют важное экологическое, природоохранное и ресурсосберегающее значение и широко внедряются на склоновых и дефляционноопасных землях республики. Впервые с использованием ГИС-технологий разработана компьютерная программа (Erosion 1,0) подбора возделываемых культур и формирования диференцированных почвозащитных севооборотов, адаптивных проемов обработки почвы и применения удобрений на эрозионноопасных землях. Под его руководством разработан банк данных состояния агрофизических свойств основных разновидностей почв Беларуси, впервые создана классификация почв Беларуси по типам и видам их деградации.

Особое место в научной деятельности А.Ф. Черныша занимали исследования в рамках Государственной программы и программы Союзного государства по преодолению последствий ликвидации катастрофы на Чернобыльской АЭС. Им подготовлены «Рекомендации по адаптивному использованию загрязненных радионуклидами сельскохозяйственные земель» и «Типовые схемы оптимизации землепользования для разных групп хозяйств, загрязненных радионуклидами, на основе оценки агроэкологического состояния почвенного покрова» (методические рекомендации), которые утверждены Минсельхозпродом Республики Беларусь и рекомендованы для внедрения на землях сельскохозяйственных организаций республики в зоне радиоактивного загрязнения.

С 1989 г. А.Ф. Черныш наряду с научной деятельностью в институте стал преподавателем на географическом факультете Белорусского государственного университета на кафедре почвоведения и земельно-информационных систем, где он занимал должность доцента. Им разработан целый ряд учебных программ по специальным и основным дисциплинам, читаемым на географическом факультете. При непосредственном участии А.Ф. Черныша подготовлены учебные пособия и учебники, учебные атласы и настенные карты. Под его руководством защищено 3 кандидатские диссертации, около 40 дипломных и магистерских работ.

А.Ф. Черныш – автор свыше 320 научных работ, в том числе девяти коллективных монографий, пяти учебников и учебных пособий, трех географических атласов, двух справочно-учебных карт, более тридцати рекомендаций, методик, указаний. Под его руководством и при непосредственном участии подготовлены к изданию «Атлас почв сельскохозяйственных земель Беларуси», коллективная монография «Кадастровая оценка сельскохозяйственных земель Беларуси».

А.Ф. Черныш был председателем Белорусского общества почвоведов и агрохимиков, членом Межведомственного научно-координационного совета На-

циональной системы мониторинга окружающей среды в Республике Беларусь, членом Президиума Межвузовского совета по проблемам эрозионных и русловых процессов (при МГУ), членом Центрального совета Всероссийского Докучаевского общества почвоведов, Национальным координатором Евразийского почвенного партнерства от Беларуси при ФАО.

Андрей Феликсович Черныш – высококвалифицированный специалист в области агропочвоведения и эрозиоведения. Это был чуткий и вместе с тем требовательный и принципиальный ученый. Ему были свойственны исключительная доброжелательность в отношениях с коллегами. Всеми своими качествами и как ученого, и как человека он заслужил искреннее уважение в межвузовском Совете. Войдя в его состав в конце 90-х годов, он сразу же стал его активнейшим членом. Под эгидой Совета он организовал три научные конференции в Минске, в планах работы. Совета по инициативе А.Ф. Черныша как члена президиума была организация очередной встречи – международной конференции под эгидой совета в Минске в Белорусском университете и институте почвоведения и агрохимии Белорусской Академии наук.

Андрея Феликсовича Черныша всегда будут помнить все, кто с ним работал, общался, кто читал и пользовался его работами.

Президиум межвузовского научно-координационного совета
по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов
при МГУ
Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых
процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ
Кафедра почвоведения и земельно-географических систем
Белгосуниверситета

Содержание

Доклады

Коркин С.Е., Исыпов В.А.
Русловые деформации в нижнем течении реки Вах 4

Красников А.С., Коркин С.Е.
Состояние береговых зон населенных пунктов расположенных на широтном участке средней Оби..... 11

Сурков В.В., Крыленко И.В., Чалова А.С., Головлёв П.П., Рулева С.Н.
Русловые процессы на р. Чулыме, режим перекатов и рекомендации по оптимизации сроков навигации и улучшению условий судоходства 16

Вершиинин Д.А., Земцов В.А., Инишев Н.Г., Тарасов А.С., Домрачев А.Е.
Проблемы русловых процессов рек Западной Сибири и результаты исследования в этой области 30

Ковалев С.Н., Яшков И.А.
Сравнительный ретроспективный анализ овражно-балочной сети урбанизированных территорий Саратова и Москвы 39

Краткие сообщения

Айбулатов Д.Н., Школьный Д.И., Максаков Н.А.
Типизация устьевых областей водотоков островов российской Арктики 55

Антоненко М.В.
Спутниковый мониторинг Куликово-Курчанской группы лиманов..... 59

Бабиньский З., Хабель М.
Международный водный путь Е-40: состояние и возможности хозяйственного использования 61

Барышников Г.Я., Бельгибаев М.Е.
Использование соленых озерных вод степных районов Алтая и Восточного Казахстана для рекреационных и лечебных целей 63

Бондарев В.П.
Морфодинамический анализ малых водосборных бассейнов 65

Брылёв В.А., Грязных И.Я., Перцева А.И.
Особенности половодья 2018 г. в Волгоградской области 66

Будник С.В.
Особенности изменения стока наносов в реках бассейнов Западный Буг и Припять на территории Украины 70

Варенов А.Л.
Результаты стационарных исследований русловых процессов на малых реках бассейна р. Кудьмы 71

Векшина Т.В., Большаков В.А.
Количественная оценка гидравлических сопротивлений и учет стока на основе современных информационных технологий 74

Виноградова Н.Н.
Изменение темпов размыва берегов и осадконакопления в водохранилищах за период эксплуатации 75

Виноградова О.В.
Исследования строения золотоносных россыпей в горных районах Восточной Сибири 78

Виноградова О.В.
Морфология и закономерности формирования погребенных долин Витимо-Патомского нагорья 80

Гареев А.М.
Некоторые характеристики трансформации русловых процессов в условиях влияния естественных и антропогенных факторов 83

Голосов В.Н., Мальцев К.А., Гусаров А.В., Иванов М.А., Шарифуллин А.Г.
Особенности развития эрозионных процессов в степной зоне Европейской части России 85

Гусаров А.В., Голосов В.Н., Шарифуллин А.Г.
Современные тенденции изменения интенсивности эрозии и стока взвешенных наносов в речных бассейнах степного Предволжья Саратовская области 88

Дедова И.С., Шевченко Е.В.
Пространственная дифференциация аллювия приволгоградской части Волго-Ахтубинской поймы 89

Дерягин В.В.
Механизм формирования береговых валов на озёрах Южного Урала 91

Добровольская Н.Г., Жеренков А.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф.
Антропогенные факторы динамики земледельческой эрозии почв южно-таёжной зоны ЕТР (на примере Тверской области) 94

Егоров И.Е., Глейзер И.В., Казаков А.Г.
Скорости медленного массового смещения грунтов в надводных и подводных условиях водосборного бассейна 96

Завадский А.С., Чернов А.В.
Изучение пойменно-русловых комплексов рек высокоурбанизированных равнинных регионов 99

Занозин В.В., Бармин А.Н.
Особенности спектрометрирования ПТК центральной части ландшафта дельты Волги 103

Иванов В.В., Коротаев В.Н., Мысливец В.И., Поротов А.В., Пронин А.А. , Римский-Корсаков Н.А.
Геофизические и океанографические изыскания на Восточном шельфе Крыма 105

Иванов М.М., Голосов В.Н., Кузьменкова Н.В.
Подходы к оценке экологических последствий перераспределения изотопа Cs Чернобыльского происхождения в речном бассейне средних размеров 107

Иванова Н.Н., Голосов В.Н., Кузнецова Ю.С., Ботавин Д.В.
Источники и пути поступления наносов в малый водоток низкогорной зоны субтропического пояса (на примере бассейна р. Цанык) **110**

Исыпов В.А., Коркин С.Е.
Пример применения спутниковой съемки при мониторинге русловых деформаций **112**

Камышев А.А.
Особенности морфодинамики русла верхней и средней Оби и ее связь с критерием квазиоднородности потока **114**

Ковалев С.Н.
Происхождение слова овраг **116**

Копытов С.В., Назаров Н.Н.
Этапы развития камской гидрографической системы **119**

Коринец Е.М.
Оценка влияния пойменного потока на транспортирующую способность русла **121**

Коркин С.Е., Кугушева Д.А.
Разрушение берега под действием эрозии в зависимости от литологического состава **122**

Коротаев В.Н.
Морфология и современная динамика речных дельт горных озер **124**

Кузнецова Э.А., Федченко Д.Н.
Изучение ледовых заторов как чрезвычайной ситуации гидрологического характера **126**

Куксина Л.В.
Сток наносов рек Камчатского края в Тихий океан, Берингово и Охотское моря **128**

Кукуричкин Г.М.
Растительность как индикатор стадийности развития пойменного ландшафта **129**

Кумани М.В., Соловьева Ю.А.
Моделирование выноса биогенные веществ с пашни дождевым стоком **132**

Ларионов Г.А., Горобец А.В.
Критические скорости размыва черноземной почвы 133

Лисецкий Ф.Н., Польшина М.А., Цыбенко В.В., Зайцева А.С.
Почвоводоохранное обустройство речного бассейна и области формирования стока воды и наносов 135

Морозова Е.А.
Баланс наносов в Якутском водном узле на реке Лене.....138

Назаров Н.Н., Фролова И.В.
Смена морфодинамических типов русла реки на территории развития карста (р. Бабка, Пермский край).....139

Павлюк Я.В.
Развитие эрозионной сети в бассейнах рек Белгородской области за последние 200 лет.....141

Петелько А.И.
Состояние защитных лесных насаждений на Новосильской зональной агролесомелиоративной опытной станции 144

Петелько А.И.
Распределение и таяние снежного покрова.....146

Петров Н.Ф., Никонорова И.В.
Рекомендации противооползневых мероприятий на автодороге Саранск-Сурское-Ульяновск в зависимости от характера русловых процессов р. Чеберчинка.....148

Рысин И.И., Григорьев И.И., Зайцева М.Ю.
Роль геоморфологических факторов в интенсивности роста оврагов на территории Удмуртской Республики 150

Сидорчук А.Ю.
Процессы абразии крупного аллювия в бассейне р. Терек.....153

Турыкин Л.А., Беркович К.М., Ильясов А.К., Злотина Л.В.
Современная трансформация русла верхней Оки на участке от п. Дугна до г. Алексин.....156

Федорова С.И., Артюхин Ю.В., Кушу Э.Х.
Развитие кос на южном фланге дельты Кубани под действием гирометеорологических и геодинамических факторов.....159

Хромых В.С.
Типология земель Каргасокского участка поймы р. Оби и пути их рационального использования 161

Цыпленков А.С., Чалов С.Р.
Пульсационные изменения мутности речных вод.....163

Чалов Р.С.
Русловые процессы и ледовый режим рек 165

Чалов С.Р.
Роль русловых деформаций в стоке наносов крупного речного бассейна.....167

Школьный Д.И., Цыпленков А.С., Рахимов Р.А.
Генетический анализ стока наносов реки Камчатка 169

Шмакова М.В.
Фазовое гидравлическое пространство в расчетах транспортирующей способности речного потока 172

Барышников Н.Б., Исаев Д.И.
Об аналитических и эмпирических методах решения задач гидрологии 174