

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОДНЫХ РЕСУРСОВ
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ СЕВЕРА
КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**ВОДНЫЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОБЛЕМЫ
СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
(в четырех томах)
Т. II**

Труды III Всероссийской научной конференции
с международным участием
(28 августа – 1 сентября 2017 г., Барнаул)

Барнаул 2017

УДК 556.01 + 556.02

ББК 26.22

B623

Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии:
труды III Всероссийской научной конференции с международным участием:
в 4 т. – Барнаул, 2017. – Т. 2. – 240 с.

ISBN 978-5-9909722-2-3 (Т.2)

ISBN 978-5-9909722-9-2

В сборнике публикуются материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии» (г. Барнаул, 28 августа – 1 сентября 2017 г.). Представленные на конференции доклады посвящены следующим направлениям: формирование водных ресурсов суши в условиях антропогенных воздействий; гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование; теоретические и прикладные аспекты экологического мониторинга природных и природно-техногенных комплексов; рациональное природопользование и охрана окружающей среды; трансграничные водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии; проблемы управления водными ресурсами Сибири и Дальнего Востока.

В данном томе опубликованы статьи, представленные на секции «Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование».

Издание рассчитано на широкий круг специалистов в области гидрологии, гидрохимии, гидробиологии, водной экологии, а также экологического мониторинга и рационального природопользования; преподавателей и студентов ВУЗов.

Редакционная коллегия:

Пузанов А.В., д.б.н.; Безматерных Д.М., к.б.н.; Зиновьев А.Т., д.т.н.; Кириллов В.В., к.б.н.; Винокуров Ю.И., д.г.н.; Красноярова Б.А., д.г.н.; Папина Т.С., д.х.н.; Трошкин Д.Н., к.ф.-м.н.; Рыбкина И.Д., к.г.н.

При подготовке материалов к публикации сохранен авторский стиль изложения с минимальными редакционными правками, в основном пунктуации и орфографии.

Ответственность за содержание материалов несут авторы.

Печатается по решению оргкомитета конференции и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-20220.

ISBN 978-5-9909722-2-3 (Т.2)

ISBN 978-5-9909722-9-2

© Институт водных и экологических
проблем СО РАН, 2017

© Коллектив авторов, 2017

Секция 2

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ, ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ И НА ВОДОСБОРАХ СИБИРИ И ИХ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

ВЫЯВЛЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ И ПУТЕЙ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ВОДЫ Р. ШАГАН НА ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА

Актаев М.Р., Лукашенко С.Н., Ляхова О.Н., Айдарханов А.О.

*Институт радиационной безопасности и экологии НЯЦ РК,
г. Курчатов, Республика Казахстан*

e-mail: irbe@nnc.kz

Аннотация. В данной работе представлены результаты комплексных исследований радионуклидного формирования вод р. Шаган на территории Семипалатинского испытательного полигона. Определены все основные источники и механизмы загрязнения р. Шаган. Установлено, что радионуклидное загрязнение вод р. Шаган происходит в результате влияния двух основных источников: "Атомного" озера и подземных вод площадки "Балапан".

Ключевые слова: СИП, р. Шаган, ^3H , подземные воды, грунтовые воды, поверхностные воды, "Атомное" озеро.

DETECTION OF MECHANISMS AND WAYS OF INCREASE OF TECHNOGENIC RADIONUCLIDES IN WATER OF R. SHAGAN AT SEMIPALATINSK TEST SITE

Aktayev M.R., Lukashenko S.N., Lyakhova O.N., Aidarkhanov A.O.

Institute of Radiation Safety and Ecology of NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

e-mail: irbe@nnc.kz

Abstract. In this paper, we present the results of a comprehensive study of the radionuclide formation in the waters of the Shagan River at the Semipalatinsk test site. All the main sources and mechanisms of pollution of the river have been identified. It is found that radionuclide pollution of the river is due to the influence of two main sources: the "Atomic" lake and the underground waters of the Balapan site.

Keywords: STS, r. Shagan, ^3H , groundwater, groundwater, surface water, "Atomic" lake.

Введение

Маловодная р. Шаган с притоком р. Ащису является единственным поверхностным водотоком на территории Семипалатинского полигона (далее СИП). Р. Шаган протекает вдоль восточной границы СИП и является левобережным притоком р. Иртыш. Исток р. Шаган расположен на склонах горного хребта Канчингиз с отметкой рельефа 875 м. В пределах СИП длина русла реки - около 50 км, а уклон в среднем равен 0,002. В целом, русло реки характеризуется низкой скоростью течения, ветвлениями, тупиковыми заводьями, заболачиванием берегов.

В 1965 г., в месте слияния рек Шаган и Ащису, с целью создания искусственного водохранилища, был произведен экскавационный термоядерный взрыв, в результате которого образовался водоем "Атомное" озеро и внешнее водохранилище.

Общий вид р. Шаган и схема протекания на территории СИП представлена на рисунке (рис. 1).



Рисунок 1 – Общий вид р. Шаган

Долгое время считалось, что основным источником загрязнения ^3H вод р. Шаган является "Атомное" озеро [2]. Поскольку, р. Шаган протекает через образованное водохранилище "Атомного" озера. Однако, максимальные значения ^3H , достигающие 480 000 Бк/кг, зафиксированы на участке р. Шаган с 4,5 км по 5 км, расположенном вниз по течению после выхода из "Атомного" озера. При этом, характер загрязнения на данном интервале отличался резким повышением удельной активности ^3H на сравнительно небольшом участке (1-1,5 км) [1]. Такое распределение дало основание предположить, что источником загрязнения, вероятнее всего, являются подземные воды поступающие в р. Шаган по нескольким каналам.

Целью данной работы являлось определить механизмы и пути поступления техногенных радионуклидов в р. Шаган.

Для поиска и локализации путей поступления, загрязненных вод в русло р. Шаган проводились комплексные исследования. Работы проводились как на всем протяжении реки, так и на отдельных участках, и включали в себя: бурение скважин для исследования подземных вод

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование (подрусловые, грунтовые и трещинные), определение гидродинамических параметров реки (скорость потока, расход реки, коэффициенты фильтрации подземных вод), локализации участков загрязнения методом термометрии, определение направления потока подземных вод в специально оборудованных шурфах, изучение геологических строений в пойменной и надпойменной части реки, отбор воды и лабораторный анализ (радионуклидный и химические методы).

Результаты исследования

Проведенные исследования показали, что удельная активность ^{90}Sr в водах р. Шаган находится в пределах 0,01–0,03 Бк/кг и обусловлены влиянием "Атомного" озера. Концентрация ^{137}Cs и $^{239+240}\text{Pu}$ на всем протяжении русла р. Шаган находится ниже пределов обнаружения измерительной аппаратуры (0,01 и 0,001 Бк/кг, соответственно).

Наиболее повышенный интерес представляет техногенный радионуклид ^3H , содержание которого в водах р. Шаган изменяется в широком диапазоне значений от 100 до 350 000 Бк/кг. Комплексный анализ данных позволил установить следующие основные участки, где определены источники и механизмы ^3H загрязнения:

№	Место расположение	Изменение ^3H , Бк/кг	Источник загрязнения	Механизм формирования
Участок 1	Район выхода р.Шаган из "Атомного" озера	100 ÷ 40 000	Воды, выходящие из зоны навалов грунта "Атомного" озера	Выщелачивание радионуклидов из грунтов навал
Участок 2	С 2 по 3 км вниз по течению, после выхода р.Шаган из "Атомного" озера	2 000 ÷ 8 000	Воды старого русла р. Шаган	Разгрузка подрусловых вод на поверхностные воды р. Шаган
Участок 3	С 5 по 6 км вниз по течению, после выхода р.Шаган из "Атомного" озера	5 000 ÷ 350 000	Трещинные воды пл. "Балапан"	Прямое поступление трещинных вод в водоток р. Шаган
Участок 4	С 8 по 14 км вниз по течению, после выхода р.Шаган из "Атомного" озера	15 000 ÷ 25 000	Трещинные воды пл. "Балапан"	Поступление трещинных вод в грунтовые воды широкой поймы, далее грунтовые воды разгружаются в поверхностные.

Выше перечисленные источники и механизмы формирования, характеризуют распределение ^3H в поверхностных и грунтовых водах р. Шаган (рис. 2).

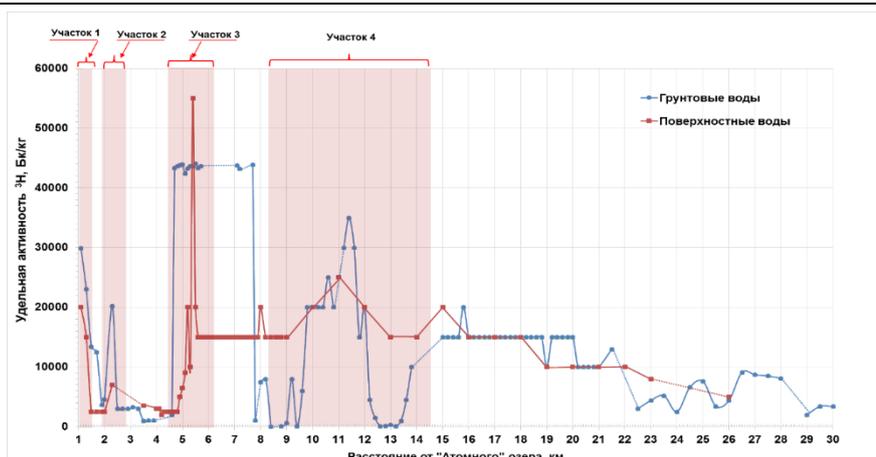


Рис. 2 – Основные участки загрязнения вод р. Шаган

Вместе с тем, в местах прямой разгрузки загрязненных трещинных и подрусловых вод в поверхностные воды р. Шаган (участки "2-ой" и "5-ый" км), обнаружено неравномерное площадное и глубинное распределение ^3H .

Изменение концентрации ^3H по площади зафиксировано по всей ширине русла реки, как в поверхностном водотоке, так и в подрусловых водах левого и правого берега. Максимальные концентрации характерны для левого берега. При этом, какой-либо закономерности распределения концентрации ^3H между подрусловыми и поверхностными водами не наблюдается (рис. 3).

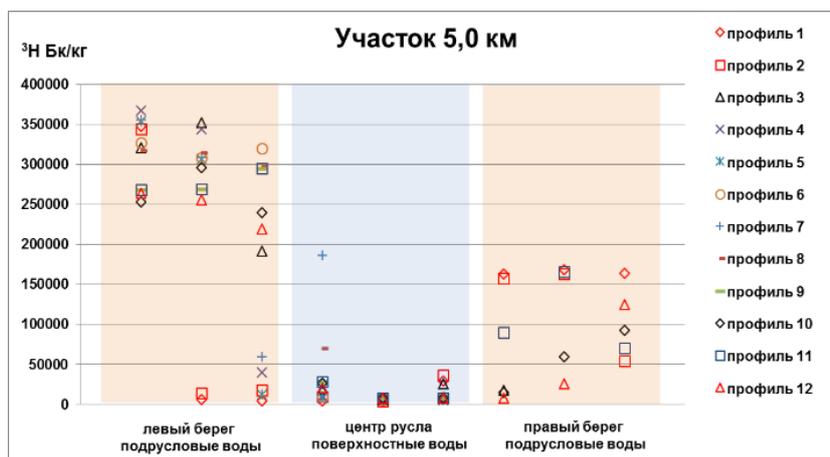


Рисунок 3 – Распределение ^3H по площади поймы р. Шаган в местах прямой разгрузки трещинных вод

Глубинное изменение концентрации ^3H отмечается вне зависимости от глубины водотока (10-35 см) и значений удельной активности ^3H (2000-250000 Бк/кг). Во всех случаях максимальные значения ^3H прослеживаются в придонном слое, минимальные - на поверхности водотока (рис. 4).

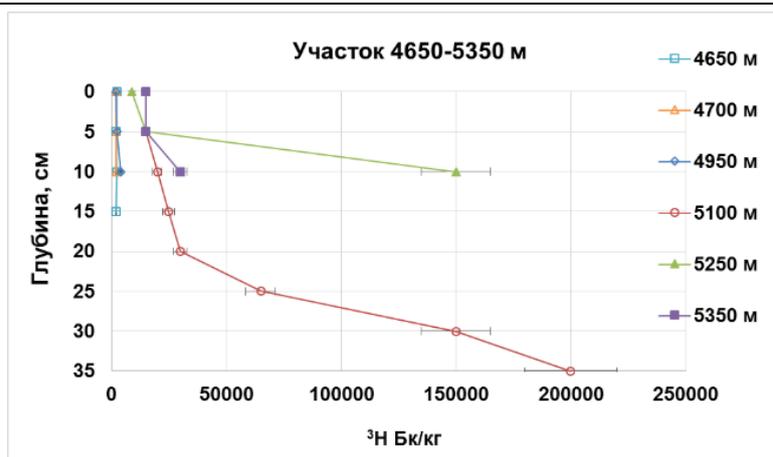


Рис. 4 – Распределение ^3H по глубине водотока в местах прямой разгрузки трещинных вод

Выводы

Загрязнение ^3H поверхностных вод на исследованных участках р. Шаган происходит двумя путями: основное – разгрузка загрязненных трещинных вод в само русло р. Шаган и влияние "Атомного" озера в районе выхода р. Шаган.

Загрязненные трещинные воды попадают в воды р. Шаган через трещинно-жильные каналы, распространенные на расстоянии 5 км от "Атомного" озера. По генезису на данном участке развиты трещины тектонического происхождения (Жананская зона смятия), которые связаны с формированием геологических структур.

Вымывание и миграция ^3H из загрязненных грунтов "Атомного" озера происходит не только с поверхностными водами, но и с подрусловыми водами.

Литература

1. Айдарханов А.О. Состояние экосистемы р.Шаган и основные механизмы его формирования: Сборник трудов Института радиационной безопасности и экологии за 2007-2009 гг.: Актуальные вопросы радиоэкологии Казахстана / А.О. Айдарханов, С.Н. Лукашенко, С.Б. Субботин, В.И. Эдомин, С.В. Генова, А.В. Топорова, Н.В. Ларионова, Е.Ю. Пестов; под общ. рук. С.Н. Лукашенко. – вып. 2 – Павлодар: ТОО «Дом печати», 2010. – 26, 27, 36, 37, 38 с.
2. Обеспечение радиационной безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона: отчет по республиканской бюджетной программе 011 / Институт ядерной физики НЯЦ РК, рук. С.Н. Лукашенко – Курчатова: ИЯФ НЯЦ РК, 2005. – 19 с.

ВЛИЯНИЕ РЕЧНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РЕЖИМ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Атавин А.А., Саттаров М.А., Семчуков А.Н.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Новосибирск, Россия

e-mail: atavin@iwep.nsc.ru

Аннотация. Предлагается ряд математических моделей и оценка влияния подземных вод безнапорных, напорных слоистых грунтов, включая древние артезианские пласты, при сезонном изменении акватории водной поверхности водоема. При этом составлен уточненный водный баланс водохранилища. Рассмотрены вопросы количественной оценки испарения с водной поверхности в зонах формирования водных ресурсов Западной Сибири и Центральной Азии. Все эти процессы вопросы обсуждаются в тесной связи с явлением трансформации прохождения волны весеннего половодья через поймы Верхней Оби и акватории Новосибирского водохранилища.

Ключевые слова: бассейн, Обь, Иртыш, водные ресурсы, речные, артезианские, математические модели, методы расчета.

EFFECT OF RIVER AND GROUND WATERS ON NOVOSIBIRSK RESERVOIR

A.A. Atavin, M.A. Sattarov, A.N. Semchukov

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Novosibirsk, Russia

e-mail: atavin@iwep.nsc.ru

Abstract. A set of mathematical models is proposed to estimate the influence of ground waters of non-pressure and pressure layered grounds, including old artesian formations, on the reservoir water surface seasonal variations. A detailed water balance of the reservoir is calculated. Quantitative estimates of water surface evaporation in the zones of formation of West-Siberian and Central-Asian water resources are made. These processes are related to the phenomenon of transformation of the passage of a spring flood wave through the floodplains of Upper Ob and Novosibirsk water reservoir.

Key words: water basin, Ob, Irtysh, water resources, river, artesian, mathematical models, calculation methods

К методике расчета стока рек Западной Сибири и Средней Азии

Классическая методика расчета стока рек по стационарным постам точна и эффективна для рек с равномерным течением. Известно также, например, что основная часть водных ресурсов бассейна Карского моря формируются в условиях низкогорья Алтая Западной Сибири, в то время как водные ресурсы Аральского моря формируются далеко в высокогорьях Кыргызстана и Таджикистана Средней Азии. Как правило, основные ресурсы высокогорных рек формируются в период половодья (более 60-70%), расчет которых требует применения нестандартных методов, ибо стационарный метод измерения не может точно фиксировать тот объём скоротечного бурного паводкового или селевого потока – погрешности измерений могут составлять 15-20% и более. В связи с этим, для оценки динамических водных ресурсов горных рек наряду с известным методом

замера по постам предлагается балансовый метод расчета, суть которого отражена в уравнении [1]:

$$Q = S(A - E) - F \quad (1)$$

где Q – средний многолетний или годовой сток бассейна горной реки, S – площадь водосбора (км^2), A – среднемноголетняя (годовая) величина атмосферных осадков, поступивших на единицу площади водосбора реки (в км), E – среднемноголетняя (годовая) величина испарения влаги с единицы площади водосбора (в км), F – среднемноголетняя (годовая) величина подземного оттока воды за пределы площади водосбора (км^3). Отличительной особенностью площадей водосбора горных рек является резкое расчленение рельефа и дренирования, благодаря чему впитавшаяся в грунт влага почти целиком поступает в речную сеть своего водосбора, а жидкие атмосферные осадки быстро стекают вниз в равнину. Поэтому уравнение баланса (1) может быть представлено в виде:

$$Q = S \times A(1 - k), \quad (2)$$

где $k = E/A + F/(SA) \ll 1$, т.е. суммарная величина оттока влаги за счет испарения в атмосферу и с поверхности растений при минимуме инфильтрации в скальный грунт в условиях высокогорья значительно меньше, чем величина жидких осадков, которые успевают стечь вниз в виде стока в равнину. Показано, что при известных величинах площади водосбора, осадков и их частичного обратного испарения метод баланса эффективен при расчете динамических водных ресурсов (ДВР) бассейнов рек высокогорья. Учитывая, что среднемноголетние данные атмосферных осадков горной части Центральной Азии, включая области южного Казахстана ($S=32,4$ млн.га) не превышают 750-800 мм в год, а в условиях высокогорья в подавляющих случаях не более 1/3 часть осадков успевает испариться, методом водного баланса выполнен расчет ДВР площадей водосбора крупных рек Таджикистана и ЦА региона в целом. Из таблицы 1 видно, что полученные балансовым методом оценки с большой точностью

совпадают с известными данными исследователей, расчет которых выполнен другими методами.

Показана эффективность метода водного баланса и формулы (2) для решения “обратной” задачи гидрометеорологии, т.е. для расчета интенсивности атмосферных осадков, выпадающих в труднодоступных бассейнах горных рек Средней Азии. При этом для определения величины жидкого атмосферного осадка A предложена формула:

$$A = Q/S(1 - k) \quad (3)$$

В частности, установлено, что для бассейнов горных рек с отметкой 1500-2000 м и выше формула (3) при $k=1/3$ позволяют определить величину жидких осадков, согласующуюся с данными наблюдений, хотя формула (3) универсальна и пригодна для ведения расчета осадков и для других высот при других значениях k .

Таблица 1 – Расчет стока и расхода рек Таджикистана методом (формулой) водного баланса

Река	Площадь водосбора, тыс.км ²	Ср. величина осадков м ³ /га·год	Знач. коэфф. k	Ср. вел. стока, км ³ /год	Средн. расход м ³ /с	Дан. литературы, [2, 3]	
						км ³ /год	м ³ /с
Вахш	39,1	7750	1/3	20,15	640	21,2	670
Кафирниган	11,7	7750	1/3	6,04	191	5,7	170
Зарафшан	11,0	7750	1/3	5,68	180	5,2	165
Басс. рр. ЦА	324,0	7750	1/3	167,4	5305	170,0	5387

Метод бассейнового способа водных ресурсов нами использован и в условиях низкогорья Алтайского края. В таблице 2. для сравнения отражены результаты расчета стока и расхода крупных рек междуречья Оби и Иртыша Западной Сибири и Средней Азии.

Территория Западной Сибири преимущественно равнинная площадь - испаритель с различной структурой водопроницаемостью грунта в водосборных бассейнах притоков Оби, а горы региона имеют небольшую высоту, наблюдается значительная вариация коэффициента K_0 по сравнению с водонепроницаемыми основаниями высокогорий Центральной Азии.

Таблица 2 – Расчет коэффициента K_0 для притоков Верховья р. Оби и Новосибирского водохранилища методом бассейнового водного баланса

Река	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Ср. величина осадков, мм	Коэфф. K_0 потери внутри бассейнов крупных притоков верховья р. Оби		Ср. величина стока, км ³ /год	Средний расход, м ³ /с
				Общая потеря $K_0 = \kappa_u + \kappa_f$	Из них κ_f фильтрац. в грунт		
Бия	36900	1370	550	0.74	Нет данных	15.01	476
Катунь	58400	1770	550	0.61	---,,---	19.71	625
Чумыш	20600	<1000 м	400	0.54	---,,---	4.45	141
Бердь	6270	<1000 м	475	0.40	---,,---	1.19	37.8
Каракан	1140	<1000 м	400	0.20	---,,---	0.09	2.84
Коен	375	<1000 м	270	0.55	---,,---	0.06	1.78

Уточненный водный баланс Новосибирского водохранилища (2014-2016 гг.)

Водный баланс Новосибирского водохранилища был составлен на базе комплекса физико-географических исследований ученых за период 1959-1969 гг. и опубликован на страницах монографии [2],

При этом уравнение водного баланса было представлено в следующем виде:

$$\sum P_p = \sum P + \sum A \quad (4)$$

где элементы баланса указаны в объемных единицах:

$\sum P_p$ – сумма приходных компонентов баланса;

$\sum P$ – сумма расходных компонентов баланса;

$\sum A$ – сумма аккумуляционных элементов баланса.

Приходная часть баланса подсчитана по формуле:

$$\sum P_p = P_o + P_b + L_1 + O + P_{\Pi} \quad (5)$$

где P_o – основная приточность; P_b – боковая приточность;

L_1 – объем воды во льду и покрывающем его снега, осевших на берегах водоема при зимней сработке и растаявших или затопленных весной;

O – осадки на зеркале водохранилища;

P_{Π} – подземная составляющая, определяемая разностью между притоком подземных вод через борта и ложи водоема, включая глубинные

артезианские воды.

Расходная часть подсчитывалась так:

$$\sum P = C + I + I_1 + L + Z, \quad (6)$$

где C – сток через сооружения гидроузла;

I – потери на испарение с водной поверхности;

I_1 – потери на испарение с поверхности льда и снега;

L – объем воды во льду и снеге, осевших на берегах водоема при зимней сработке;

Z – забор воды на бытовые нужды. (Таблица 36.[1] сс. 78-79).

Предлагаемый водный баланс составлен авторами статьи на основе анализа и обобщения исследований ведущих ученых – специалистов гидрологов и гидрогеологов периода 1950-1973 гг: монографий [2-4]: «Изменение природных условий в Средней Оби после создания Новосибирской ГЭС» (1973); «Оценка запасов подземных вод инфильтрационного водозабора (математическое моделирование) (Новосибирск, 2004 г.)» и коллектива сотрудников ИВЭП СО РАН «Многолетняя динамика водно-экологического режима Новосибирского водохранилища (2014 г.)», включая комплекс уточненных математических моделей одного из авторов [5] этой статьи по оценке влияния безнапорно-напорной системы пластов подземных вод Кулундинской степи на режим рек, водохранилищ и озер с прилегающим к ним пойм рек Западно-Сибирской низменности.

Гидравлическая модель взаимодействия пластов подземных вод

Средняя часть р. Обь расположена на юге Западной Сибири в пределах Алтайского края, Новосибирской и Кемеровской областей. Общий водосбор бассейна Оби вытянут в северном направлении. На востоке к Обскому бассейну примыкают речные системы притоков Томи, на западе водосбор ограничен Обь-Иртышским водоразделом. На юге граница проходит по створу Барнаул, на севере – по створу Новосибирск.

Карта (рис. 1) водосбора и характерные гидрогеологические створы [1] Новосибирского водохранилища с сезонно изменяющимся уровнем свободной водной поверхности, в окрестности которого расположен пласт почво-грунтов мощностью h с коэффициентом фильтрации k . На некотором расстоянии l от водоема под влиянием напорного пласта с постоянно действующей пьезометрической высотой формируется подпор между пластом и водоемом. Связь безнапорного пласта с напорным горизонтом осуществляется через слабопроницаемые суглинистые породы с коэффициентом фильтрации k_1 и мощностью λ_1 , причем $k_1 \ll k$. Пусть пласты горизонтальны, а напор H вследствие испарения и инфильтрации атмосферных осадков $w(t, x, y)$ периодически колеблется в интервале $H - \varepsilon_0 \leq h_l \leq H + \varepsilon_i$. Это основано на том соображении, что поток в напорном горизонте формируется где-то в стороне и его расход и напор не зависят от изменений свободной поверхности в водохранилище. Изменение УГВ в пласте со свободной поверхностью запишем обобщенным уравнением Буссинеска:

$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = k \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right] - \frac{k_1}{\lambda_1} (h - H) + w(t, x, y). \quad (7)$$

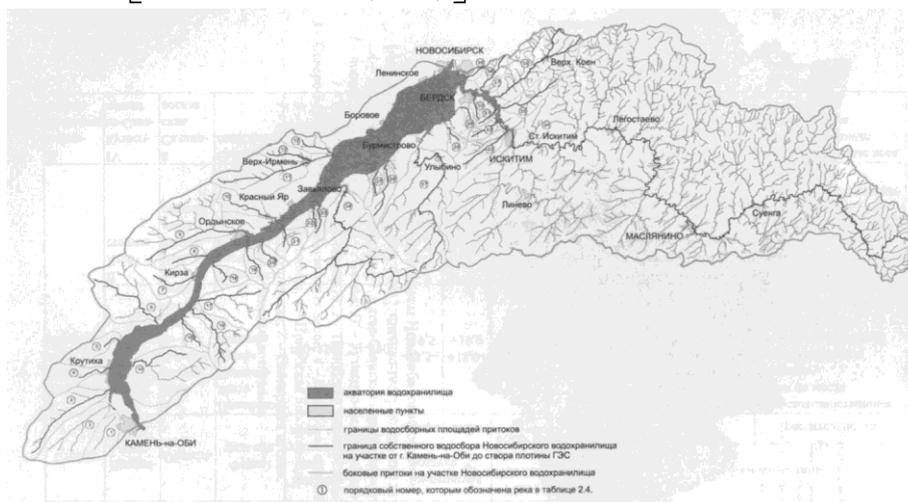


Рис. 1 – Карта собственного водосбора Новосибирского водохранилища [4]

Из (7) уравнение установившейся фильтрации в безнапорном пласте получим в виде [5]:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} - \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) - \omega^2 (h^2 - H^2) + w(x), \left(\omega^2 = \frac{k_1}{k\lambda_1 H} \right). \quad (8)$$

При $w(x)=0$ решение краевой задачи $h(0) = h_{00}$ и $h(l) = h_l$ для $h^2(x)$ и дебита $q(x)$ выражаются формулами:

$$h^2(x) = H^2 - \frac{(H^2 - h_{00}^2)sh(l-x) + (H^2 - h_l^2)sh\omega x}{sh\omega l}, \quad (9)$$

$$q(x) = \frac{k}{2} \frac{dh}{dx} = \frac{k\omega [(H^2 - h_{00}^2)ch\omega(l-x) - (H^2 - h_l^2)ch\omega x]}{2sh\omega l}, \quad (10)$$

Исходя из формулы расхода (10) для определения дебита q галереи (при $x=0$) и интенсивности потока, поступающего из внешней области питания ($x=l$), получим формулы расчета расхода:

$$q_{00} = \frac{k\omega [(H^2 - h_{00}^2)ch\omega l - (H^2 - h_l^2)ch\omega x]}{2sh\omega l}, \quad q_l = \frac{k\omega [(H^2 - h_{00}^2) - (H^2 - h_l^2)ch\omega l]}{2sh\omega l} \quad (11)$$

В частности, если в точке подпора свободной поверхности водоема на внешней границе имеет место равенство $h_l = H$, то (11), соответственно, примут вид:

$$q_{00} = \frac{k\omega(H^2 - h_{00}^2)ch\omega l}{2sh\omega l}, \quad q_l = \frac{k\omega(H^2 - h_{00}^2)}{2sh\omega l} \quad (12)$$

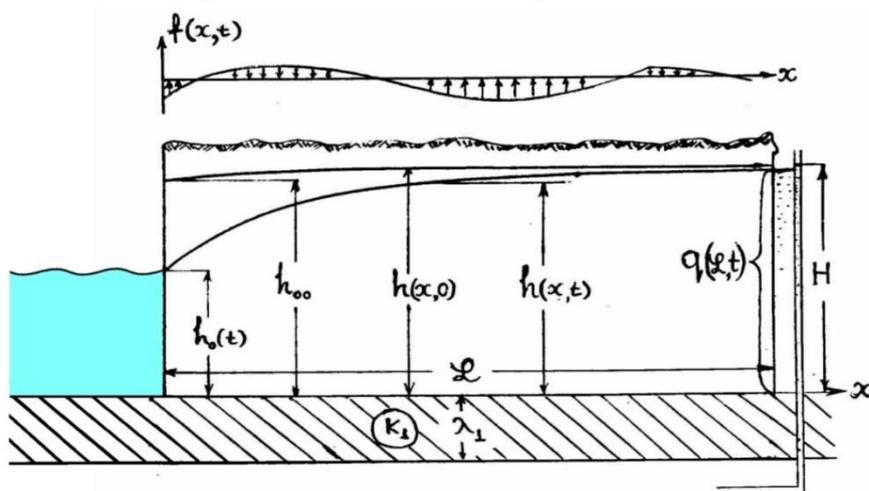


Рис.2 – Схема расчетных параметров

Примеры расчета подпора подземных вод в районе акватории Новосибирского водохранилища

$$q_l = k_l \frac{H_{не} - H_в}{l_l} \quad (13)$$

Оценив (по карте) площадь дна озерной части водохранилища, как 70% от его полной площади, что составит 790 км² при НПУ и 540,2 км² при УМО,

получим годовой приток воды через дно для данного участка водохранилища в кубических километрах в год.

Речная часть водоема от г. Камень-на-Оби до р. Сосновки в основном приурочена к III и II надпойменным террасам, сложенным песками и суглинками, подстилаемыми трещиноватыми палеозойскими породами. Подземные воды (скв. на рис. 26-27 [2]) в пределах плато вскрываются на глубине 60-70 м в мелкозернистых песках нижнекочковской подсветы. Воды напорные, уровни устанавливаются на 15-20 м от поверхности примерно на 20 м выше НПУ.

Таблица 3 – Приток напорных вод через дно Новосибирского водохранилища при УМО и НПУ

Коэффициент фильтрации K_f , м/сут.	Приток напорных (артезианских) вод через дно водоема, км ³ /год	
	УМО	НПУ
Минимальный – 0,0004	0,075	0,049
Максимальный – 0,1	18,751	12,311
Средний – 0,5	9,413	6,180

При существующем подпоре подземных вод на расстояние более 300 м перетекание напорных вод через песчаные и суглинистые ложи как при НПУ, так и при УМО всегда имеет место, не меньше, чем в озерной части водохранилища.

Пусть вдоль акватории водной поверхности водохранилища происходит просачивание грунтовых воды из безнапорного полубесконечного пласта, связанного с достаточно удаленной областью питания, а также из нижележащего напорного горизонта с постоянным напором H . Принимая вертикальную высоту просачивания h_{00} за глубину скважины единичного радиуса, вычислим объем притока воды, поступающего через цепочки систем галерей, действующих в акватории исследуемого водоема. При этом воспользуемся формулами (11) и (12) - решения уравнения (9) для расхода притока из галереи при УМО и НПУ. По данным Ленгидропроекта коэффициент фильтрации безнапорного пласта $k = 1 - 25$ м/сутки, а по [1] он в среднем равен 30 м/сутки. Уровень воды в водохранилище и галерее, h_{00} изменяется в пределах от 108,5 м (УМО) до

113,5 м (НПУ); в напорном пласте пьезометрические уровни H в скважинах равны, соответственно, $H = 118$ м и $H = 120$ м., $k_1 = 0,04$ м/сут., $\lambda_1 = 10$ м – коэффициенты фильтрации и толщина глинистого пласта ложи, соответственно, $k = 15$ м/сут. Тогда, полагая периметр водохранилища равным 725 км, получим следующий приток воды в водохранилище из безнапорного пласта ($q_{00}-q_1$) в км³/год для различной длины подпора L_1 (табл. 4).

Таблица 4 – Приток воды в Новосибирское водохранилище из безнапорного пласта

Длина подпора L_1 , м	Приток воды в водоем из безнапорного пласта ($q_{00}-q_1$), км ³ /год			
	УМО		НПУ	
	$H=118$ м	$H=120$ м	$H=118$ м	$H=120$ м
500	2,306	2,772	1,117	1,601
1500	5,205	6,277	2,520	3,626
∞	10,099	12,303	4,189	7,106

Выдержки из первичных выводов монографии [2]:

1. Связи между уровнями подземных вод и уровнями водохранилища в периоды наполнения и сработки последнего имеют различный характер.

2. В период половодья большое влияние на форму гидрографа и скорость распределения паводочных вод в Средней Оби оказывает пойма, поскольку на ее затопление идет значительное количество воды на фазе подъема. Расчеты показали, что эта величина составляет около 15-20% месячного объема воды. На спаде половодья большая часть этой воды возвращается в русло, за исключением того количества, которое затрачивается на испарение и теряется безвозвратно на фильтрацию. Широкая пойма в долине Средней Оби приводит к заметному увеличению гидравлических сопротивлений собственно руслового потока. При увеличении расходов воды по створу Барнаул от 4000 до 7000 м³/с время добега руслового потока на участке Барнаул – Новосибирск возрастает от 4 до 12 суток.

3. В первые годы эксплуатации водохранилища 1957-1959 гг. с началом периодического наполнения и снижения уровня процесс сезонного изменения уровня воды водохранилища был главным фактором,

определяющим характер движения подземных вод в прибрежной полосе шириною до 3 км и более. Учет его как начального граничного условия при прогнозе неустановившегося подпора необходим.

Таблица 5 – Уточненный водный баланс Новосибирского водохранилища за период 1970-2010 гг.

Компонент	По кварталам				Годовой
	I-III	IV-VI	VII-IX	X-XI	
ПРИТОК					
Основной	2,791	28,100	16,21	6,29	53,391
Боковой	0,131	1,479	0,188	0,205	2,004
Осадки	0,040	0,082	0,147	0,088	0,357
Растаявший лед	-	0,201	-	-	0,201
Подземный приток	1,043	1,034	1,00	1,021	4,990
В С Е Г О	3,005	29,896	16,545	6,604	60,943
С Т О К	5,585	24,45	15,66	5,81	52,505
ОТТОК					
Испарение с поверх. водоема, пойм и растений		2,40	3,142	1,185	6,727
Испарение с поверх. снега	0,006	0,017	-	0,008	0,041
Осевший лед	0,175	0,003	-	0,036	0,214
Забор на быт. нужды	0,04	0,06	0,16	0,04	0,300
Откачка подземных вод.	ННЦ + Камень на Оби+ Бердск и др.				>0,25
В С Е Г О+доп.1,852	5,805	24,678	16,143	6,973	60,037
Аккумуляция	-2,65	3,83	-0,292	-0,601	+0,287
Невязка, км³	-	-	-	-	+0,599
Невязка, в%					0,983 %

Литература

1. On Estimation Methods and Rational use of Water Resources in Central Asia / M.A.Sattarov, I.E.Eshmirzoev, F.Rakhimov // Proc. XXX1 IAHR Congress. Water engineering for the Future: Choices and Challenges. September 11-17. Abstracts. – Seoul, Korea, 2005. – P. 1261-1263; CD-ROM. – Th. D, – V. 2, – P. 6370-6379.
2. Бейром С.Г, Вострикова Н.В., Широков В.М. Изменение природных условий в Средней Оби после создания Новосибирской ГЭС. – Новосибирск, 1973.
3. Кусковский В.С., Кашеваров А.А., Рыбакова С.Т. Оценка запасов подземных вод инфильтрационного водозабора (математическое моделирование). – Новосибирск, 2004.
4. Многолетняя динамика водно-экологического режима Новосибирского водохранилища / Отв. редактор: академик О.Ф. Васильев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – 394 с.
5. Саттаров М.А. Вопросы питания подземных вод при неустановившихся движениях: Дисс. на соиск. к.ф.-м.н. / Ин гидродинамики СО АН СССР. – Новосибирск, 1966. – 173 с.

ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Безуглова Н.Н.¹, Суковатов К.Ю.¹, Суковатова А.Ю.²

¹ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия*

² *Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия*

e-mail: bezuglovan@gmail.com

Аннотация. По данным спутниковых измерений выполнен анализ временного хода содержания метана в атмосфере над территориями с различными свойствами подстилающей поверхности, находящимися в разных природно-климатических зонах. Установлено, что средние многолетние характеристики содержания метана для исследуемых территорий согласуются с данными, относящимися к его глобальным изменениям. Показано, что темпы роста содержания метана на временном интервале 2008-2016 гг. существенно увеличились по сравнению с 2002-2007 гг. для территории п-ова Ямал (в 2 раза) и для степных районов (в 5 раз), для территории Большого Васюганского болота темпы роста содержания метана за указанные периоды практически не изменились.

Ключевые слова: парниковые газы, содержание метана в атмосфере, спутниковые данные.

TEMPORAL DYNAMICS OF METHANE CONTENT IN THE ATMOSPHERE IN SOME TERRITORIES OF WEST SIBERIA

Bezuglova N. N.¹, Sukovatov K. Yu.¹, Sukovatova A. Yu.²

¹ *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

² *Altay State University, Barnaul, Russia*

e-mail: bezuglovan@gmail.com

Abstract. The satellite data-based analysis of time dependence of methane content in the atmosphere over the areas with different properties of the underlying surfaces and located in different climatic zones was made. Good correlation was established between the long-term average characteristics of methane for the studied area and the data on its global change. It was shown that methane content increased significantly in 2008-2016 as compared to 2002-2007, i.e. for the territory of the Peninsula of Yamal it was a 2 fold and for the steppe regions- 5 fold increase, whereas in the Great Vasyugan Mire it did not change at all.

Keywords: greenhouse gases, methane in the atmosphere, satellite data.

Введение. Метан – наиболее важный представитель органических веществ в атмосфере. Источники его разнообразны: метан образуется в донных отложениях болот и других водоемов, в результате процессов пищеварения в желудках насекомых и животных (преимущественно жвачных). Метан высвобождается в атмосферу при извержении вулканов, во время лесных пожаров. В населенных пунктах и окрестностях множество источников газа: свалки, очистные сооружения, рисовые поля. Бесшумные утечки метана происходят из нефтяных скважин и трубопроводов, а также из угольных шахт [1,5]. Большие запасы метана сосредоточены в метаногидратах на дне морей, в зоне вечной мерзлоты.

Метан является парниковым газом. Если степень воздействия углекислого газа на климат условно принять за единицу, то парниковая

активность метана составит 21-25 единиц [2,4]. Содержание в атмосфере метана росло очень быстро на протяжении последних двух столетий.

Среднее содержание метана в современной атмосфере оценивается как 1,8 ppm (*parts per million*, частей на миллион). И, хотя это в 200 раз меньше, чем содержание в ней углекислого газа (CO₂), в расчете на одну молекулу газа парниковый эффект от метана – то есть его вклад в рассеивание и удержание тепла, излучаемого нагретой солнцем Землей – существенно выше, чем от CO₂. Кроме того, метан поглощает излучение Земли в тех «окошках» спектра, которые оказываются прозрачными для других парниковых газов.

Содержание газа в околоземном пространстве было относительно стабильным в течение сотен тысяч лет, но около 1750 года стало стремительно расти. Увеличение населения с начала промышленной революции привело к развитию сельского хозяйства, возрастанию отходов, производству большего количества ископаемого топлива, в то же время выбросы из природных источников остались прежними.

По данным анализа исторических данных о составе льда и данных мониторинга качества воздуха, отражающих скорость увеличения концентрации метана в атмосфере, установлено, что во время оледенений концентрация метана падала и иногда достигала рекордно низких значений (например, 0,35 ppm). Важно отметить, что концентрация метана до новой эры никогда не превышала 0,7 ppm. Естественно, что до новой эры интенсивность хозяйственной деятельности человечества была незначительной и поэтому наблюдаемая концентрация метана обеспечивалась только естественными факторами. Концентрация метана в 70-е годы увеличивалась в атмосфере со скоростью 0,8 – 1,2% в год, что эквивалентно увеличению концентрации на 16,5 ppbv (ppbv – одна часть на миллиард) в год, а прирост его массы в атмосфере составлял 45 Тг/год [1].

Однако, в последние десятилетия, когда появились современные приборы для обнаружения газа в атмосфере, выявлены труднообъяснимые

колебания уровня метана. В высоких широтах метан выделяется из арктических почв не только в короткий летний период, но и во время холодной зимы. Исследователи также обнаружили, что в холодное время года выбросы метана были выше на сухих участках нагорья тундры, чем в водно-болотных угодьях. Ранее предполагалось, что возвышенность тундры вносит незначительное количество метана [3].

На основе данных, собранных NASA (АКВА, прибор AIRS), показаны различия в темпах роста содержания метана в атмосфере в период между 1984 и 2014 годами (рис.1) [6].

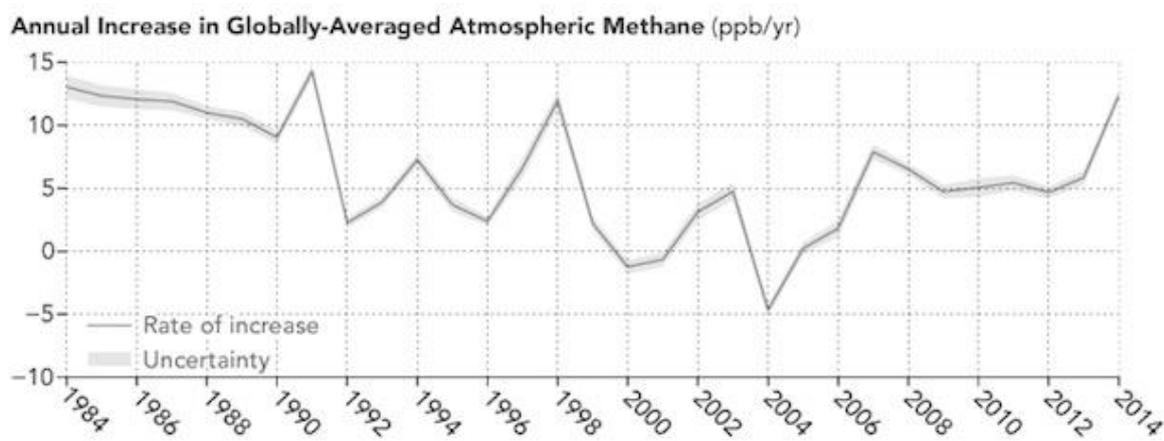


Рис.1 – Межгодовые изменения концентрации метана в среднем для Земли (ppb/год) за 1984-2014 гг.

В 1985 году его средняя концентрация составила 1620 частей на миллиард (ppb). К 2015 году она увеличилась до 1800 ppb. До промышленной революции уровень оставался стабильным, где-то 700 частей на миллиард. Но темпы роста в последние десятилетия менялись. С 1980-х по 1992 год количество метана не возрастало больше чем на 12 ppb в год. Потом, примерно десятилетие, рост замедлился и составлял не более 3 ppb в год. В период между 2000 и 2007 годами концентрация метана в атмосфере стабилизировалась. Начиная с 2007 года, она вновь начала расти, и до сих пор рост составляет 6 ppb в год [3].

Цель работы. Представленные данные относятся к изменениям содержания метана в среднем по земному шару, однако, распределение метана неоднородно по пространству и времени, поэтому для исследования возможных причин, вызывающих изменения его содержания в атмосфере,

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование

необходим более локальный подход. Анализ временных рядов содержания метана в атмосфере позволяет установить особенности внутригодовых и многолетних изменений на отдельных территориях, находящихся в различных природно-климатических зонах и обладающих различными свойствами подстилающей поверхности.

В данной работе выполнен анализ сезонных и межгодовых изменений содержания метана в атмосфере п-ова Ямал (координатная область 68-73N, 66-73E), Большого Васюганского болота (БВБ) (56-58N, 76-83E) и степных районов юга Западной Сибири (51-54N, 76-83E) с использованием спутниковых данных.

Материалы и методы. В работе использованы данные AIRS (Methane Total Column Daytime Ascending AIRX3STM v006) разрешение 1°, моль/см², находящиеся в свободном доступе [6]. С использованием статистических методов определены тенденции, сезонные и межгодовые особенности изменения содержания метана в атмосфере исследуемых территорий, выполнен сравнительный анализ региональных и глобальных изменений содержания метана в атмосфере.

Полученные результаты. На рис.2 представлены сезонные изменения содержания метана в атмосфере исследуемых территорий. Изменения над степью и БВБ происходили практически синхронно, внутригодовой ход метана над п-овом Ямал имеет свои особенности, наиболее существенные различия в содержании метана в атмосфере исследуемых территорий проявляются в апреле-мае и октябре-ноябре, когда увеличению (уменьшению) метана над п-овом Ямал соответствует уменьшение (увеличение) его содержания над другими территориями.

Степь и БВБ.

Наблюдалось уменьшение содержания метана в ранние весенние месяцы (до начала мая до $3,75-3,77 \cdot 10^{19}$ моль/см²), затем увеличение в течение всего лета (до августа), некоторое уменьшение метана в сентябре-октябре и рост в ноябре-декабре. Следует обратить внимание, что самые

высокие значения содержания метана над этими территориями наблюдались в зимние месяцы ($3,85-3,88 \cdot 10^{19}$ моль/см²).

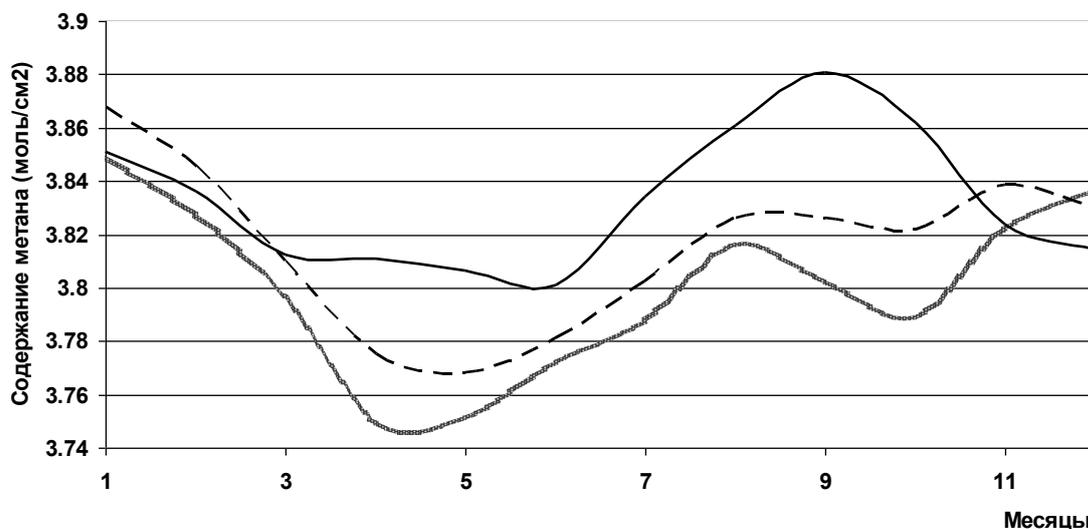


Рис. 2 – Внутригодовые изменения содержания метана в атмосфере над различными территориями. (п-ов Ямал – сплошная черная, БВБ – пунктирная, степь - серая). Среднемесячные данные за 09.2002-09.2016.

Ямал

Явное увеличение содержания метана в атмосфере наблюдается с июня по сентябрь. В высоких широтах самые большие значения содержания метана в атмосфере наблюдались в летние месяцы ($3,85 \cdot 10^{19}$ моль/см²). В осенне-зимний сезон и зимне-весенний происходило уменьшение содержания метана в атмосфере (до $3,78 \cdot 10^{19}$ моль/см²).

На рис.3 представлен временной ход содержания метана для каждой из исследуемых территорий и тенденция его изменения. В течение анализируемого периода (2002-2016 гг.) наблюдалась тенденция к увеличению содержания метана в атмосфере всех исследуемых территорий, причем, после 2008 г. темпы роста содержания метана увеличились.

В глобальном масштабе период 2002-2007 гг. являлся периодом относительной стабилизации межгодовых изменений содержания метана, в течение 2008-2016 гг. темпы роста концентрации метана в атмосфере возросли [5].

Анализ межгодовых изменений содержания метана для отдельных территорий за эти же временные интервалы (2002-2007 и 2008-2016 гг.) показал, что для каждой из анализируемых территорий после 2007 г.

возросло среднее значение содержания метана на 1,3-1,5%. (табл.1). Однако, темпы роста были неодинаковы для различных территорий. Для территории БВБ скорость изменения содержания метана практически не изменилась, в атмосфере п-ова Ямал в 2008-2016 гг. содержания метана увеличивалось в 2,2 раза быстрее, чем в 2002-2007 гг., а над степными территориями темпы роста метана увеличились в 5,8 раз.

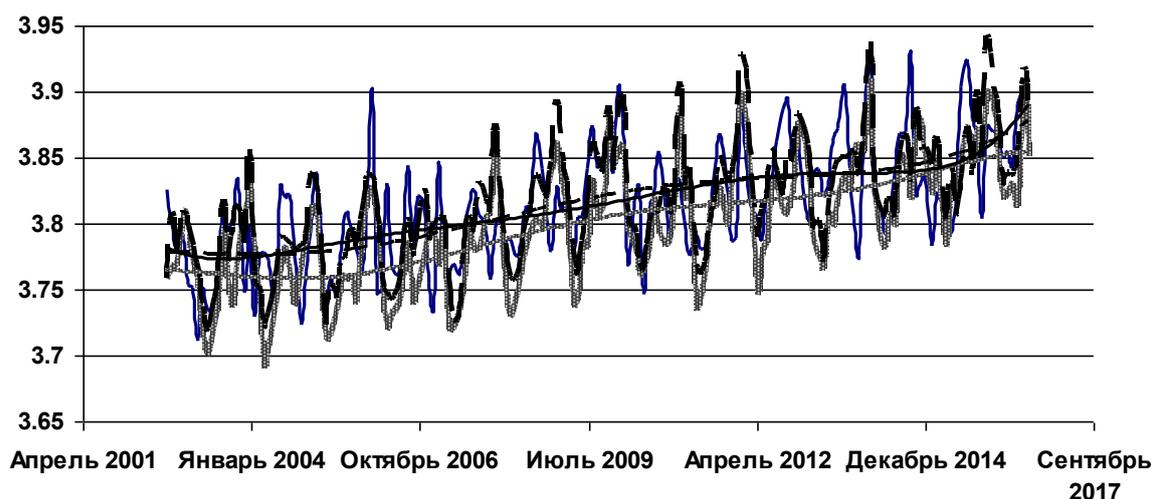


Рис. 3 – Временной ход содержания метана над Ямалом (синяя линия), степью (красная), БВБ (черная) и их тренды (пунктирные линии) за 09.2002-09.2016.

Выводы

– Средние многолетние характеристики содержания метана в атмосфере над отдельными территориями в целом согласуются с данными, относящимися к его глобальным изменениям.

– Подтверждаются выводы о том, что над отдельными территориями содержание метана в зимний сезон превышает его количество в летнем сезоне.

– Темпы роста содержания метана неодинаковы для различных территорий. Для территории БВБ скорость изменения содержания метана практически не изменилась, в атмосфере п-ова Ямал в 2008-2016 гг. содержания метана увеличивалось в 2,2 раза быстрее, чем в 2002-2007 гг., а над степными территориями темпы роста метана увеличились в 5,8 раз.

Для установления причин этих явлений требуются отдельные исследования, очевидно, следует выявить связи между особенностями

атмосферной циркуляции над исследуемыми районами и содержанием метана.

Литература

1. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // Химия в интересах устойчивого развития. – 1993. – Т. 1. – С. 381-396.
2. EBRD Methodology for Assessment of Greenhouse Gas Emissions, Version 7, 6 July 2010 (англ.).
3. Gentz, T., et al., A water column study of methane around gas flares located at the West Spitsbergen continental margin. Continental Shelf Research (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.013>.
4. Non-CO₂ Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and Implementation (ed. J. van Ham, Springer 2000, ISBN 9780792361992): 4. Impact of methane on climate, page 30 «On a molar basis, an additional mole of methane in the current atmosphere is about 24 times more effective at absorbing infrared radiation and affecting climate than an additional mole of carbon dioxide (WMO, 1999)»
5. Warneck P. Chemistry of the Natural Atmosphere. – N.Y.: Acad.Press, 1988. – 757 p.
6. <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

Таблица 1–Средние значения содержания метана и межгодовые изменения для временных интервалов 2002-2007 и 2008-2016 гг.

Территория	Средние значения ($\cdot 10^{19}$ моль/см ²)		Средние темпы межгодовых изменений ($\cdot 10^{19}$ моль/см ² /год)	
	2002-2007	2008-2016	2002-2007	2008-2016
П-ов Ямал	3.783948	3.832782	0.00353	0.00783
Степь	3.764723	3.820074	0.00240	0.0139
БВБ	3.782202	3.835229	0.00714	0.00625

ОЦЕНКА ПРОЦЕССОВ ЗАТОПЛЕНИЯ И ПОДТОПЛЕНИЯ ПАВОДКОВЫМИ ВОДАМИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ПО ЗАЩИТЕ ТЕРРИТОРИЙ ОТ НЕГАТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОД

Быковская И.Н.¹, Заносова В.И.², Зырянова Т.А.¹, Постнова И.С.¹, Яковченко С.Г.¹

¹ ООО «Центр инженерных технологий, г. Барнаул, Россия,

² ФГБУУ ВО Алтайский Государственный Аграрный университет, г. Барнаул, Россия

e-mail: spartak.cet@gmail.com

Аннотация. Рассмотрены подходы к проведению оценки затопления и подтопления паводковыми водами для обоснования мероприятий по защите территории от негативного воздействия вод на примере г. Абаза Республики Хакасия

Ключевые слова: затопление, подтопление, математическое моделирование.

EVALUATION OF INUNDATION AND FLOODING BY FLOODWATER FOR JUSTIFICATION OF MEASURES ON PROTECTION OF TERRITORIES FROM WATER IMPACT

Bykovskaya I. N.¹, Zanosova V. I.², Zyryanova T. A.¹, Postnova I. S.¹, Yakovchenko S. G.¹

¹ "Center for Engineering Technologies" Company, Barnaul, Russia

² Altai State Agrarian University, Barnaul, Russia

e-mail: spartak.cet@gmail.com

Abstract. The paper considers approaches to the assessment of inundation and flooding by floodwater for justification of measures to protect the area from negative impact of waters by the example of Abaza town, Republic of Khakassia

Key words: flooding, mathematical modeling.

Одним из основных природных факторов, воздействующих на пойму и припойменную территорию речных долин, являются речные паводки. Повышение уровня поверхностных вод на пойме реки и связанное с ним изменение уровня грунтовых вод во время паводков являются причинами затопления и подтопления больших участков территории, используемых в хозяйственной деятельности. В отсутствие инженерной защиты территории от негативного воздействия вод прохождение экстремальных паводков может приводить к значительным материальным и финансовым потерям. Проведение мероприятий по защите территории требует оценки процессов затопления и подтопления, обусловленных паводками, в отсутствии и при наличии защитных сооружений, выбора оценки оптимальных вариантов защиты от негативного воздействия вод. В работе представлены методические подходы к проведению такой оценки. Структура проведения работ по оценке процессов затопления и подтопления показана на рисунке 1.

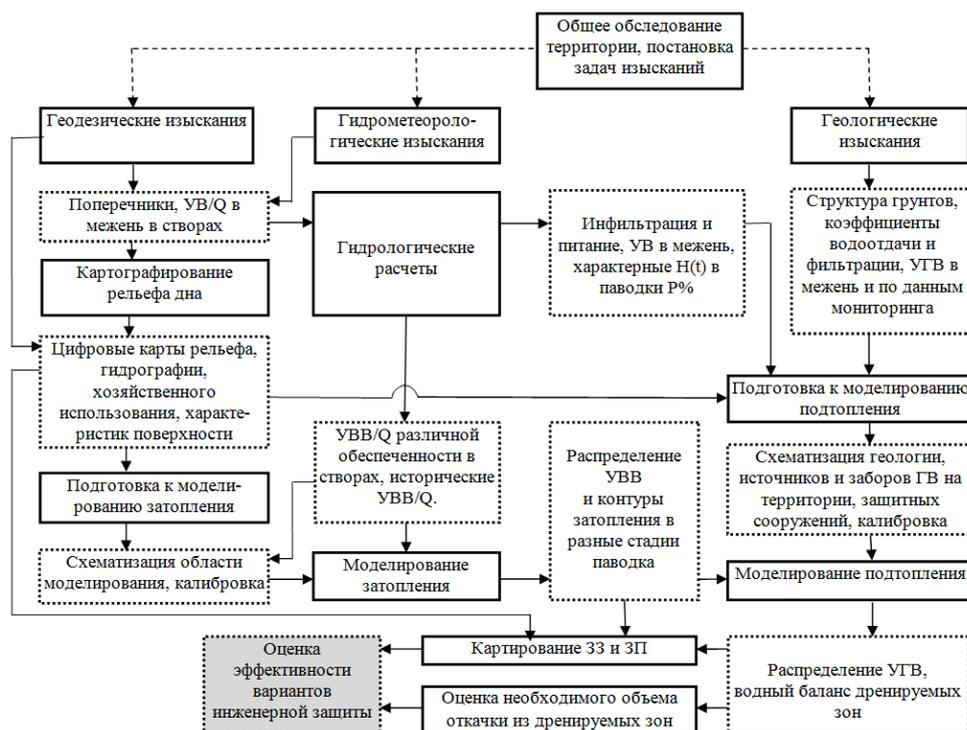


Рис. 1 – Блок-схема структуры проведения работ по оценке процессов затопления и подтопления (блоки со сплошной границей – проводимые работы, со штриховой границей – результаты работ)

На первом этапе сбор необходимой для моделирования архивной и полевой информации (см. рисунок 1), включающий получение и анализ существующих исторических материалов по затоплению и подтоплению территорий, обследование территорий, оценку состояния существующих ГТС (рисунок 2). По результатам анализа исходной информации оцениваются фактические зоны затопления и подтопления и осуществляется постановка задачи геодезических, геологических и гидрологических изысканий, рассматриваются варианты инженерной защиты.

Геодезические изыскания имеют целью создание цифровой карты местности, включающей рельеф поймы, рельеф русла, хозяйственное использование территории и характеристики поверхности. Карта характеристик поверхности строится на основе карты типов растительности и карты застройки территории и является исходной для оценки коэффициента шероховатости, используемого при моделировании затопления. Проводится съемка русла и определение мгновенных уровней воды на дату съемки. Эта информация, в совокупности картографическими и

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование спутниковыми данными, является основой для построения цифровой модели рельефа (ЦМР).



Рис. 2 – Защитные сооружения, зона затопления, зона сильного подтопления в г. Абаза в половодье 2014 г. по результатам обследования

В состав гидрометеорологических изысканий входит измерение расходов (Q) рек и ручьев на исследуемой территории. Полученные данные используются при моделировании затопления, а уровни воды (УВ) также является исходной информацией при моделировании подтопления территории.

Геологические изыскания проводятся для выявления структуры, мощности и протяженности, а также фильтрационных характеристик водоносных комплексов, гидравлически связанных с уровнями речных вод. Фильтрационные характеристики включают коэффициенты водоотдачи и фильтрации, а для приповерхностных водоносных комплексов – также параметры внутригрунтового испарения (границу поверхности эвапотранспирации и т. наз. «глубину затухания» испарения). Помимо этого проводятся измерения уровней грунтовых вод (УГВ), синхронные с измерениями УВ в речной сети на исследуемой территории, и по этим данным строится карта гидроизогипс УГВ в меженный период. По отдельным скважинам проводятся мониторинговые наблюдения. В расчетах также используются архивные материалы наблюдений по сети скважин государственного мониторинга состояния недр.

Для моделирования движения поверхностных вод и обусловленного им

затопления проводятся гидрологические расчеты. На основе гидрологических расчетов определяются расходы Q нужной обеспеченности и граничные условия для моделирования. Стандартной рассматриваемой ситуацией является прохождение паводка 1%-обеспеченности. Измеренные UB и Q используются для калибровки модели. Моделирование проводится с использованием ЦМР и карты характеристик поверхности. Результатом моделирования затопления является распределение уровней поверхностных вод для вариантов отсутствия и наличия инженерной защиты и полученные при этом зоны затопления.

Оценка затопления территории проводится с использованием двух математических моделей. Двумерная плановая программа TUFLOW (www.tuflow.com) в среде моделирования SMS (Surface-water Modeling System, www.aquaveo.com/software/sms-surface-water-modeling-system-introduction) строит плановые двумерные модели неустановившихся потоков с использованием уравнений для законов сохранения массы и импульса. Для водотоков, имеющих малые размеры поперечного сечения основного русла в сравнении с поймой, моделирование уровней воды проводится с помощью программного комплекса HEC-RAS (www.hec.usace.army.mil), который решает одномерную задачу установившегося или неустановившегося движений воды на основе уравнений Сен-Венана.

Моделирование динамики грунтовых вод в естественных условиях и при наличии инженерной защиты от затопления и подтопления проводится с использованием пакета программ MODFLOW (McDonald M.G. et al, 2003), разработанного более 30 лет назад и хорошо зарекомендовавшего себя в многочисленных расчетах потоков воды в насыщенных почвах, в средах моделирования Aquaveo GMS (Groundwater Modeling System) и Simcore PMWIN (Processing ModFlow). MODFLOW – трехмерная конечно-разностная модель движения подземных вод. Используемая в расчетах зон подтопления и баланса грунтовых вод версия MODFLOW-2005 позволяет моделировать как стационарную, так и нестационарную фильтрацию в напорном, безнапорном и напорно-безнапорном режимах с учетом инфильтрации через

ложе реки, поверхностного питания, испарения, дренажа. На рисунке 3 показан пример расчета гидроизогипс УГВ при прохождении паводка 1% обеспеченности при наличии инженерной защиты территории г. Абаза (по состоянию на 2015 год).

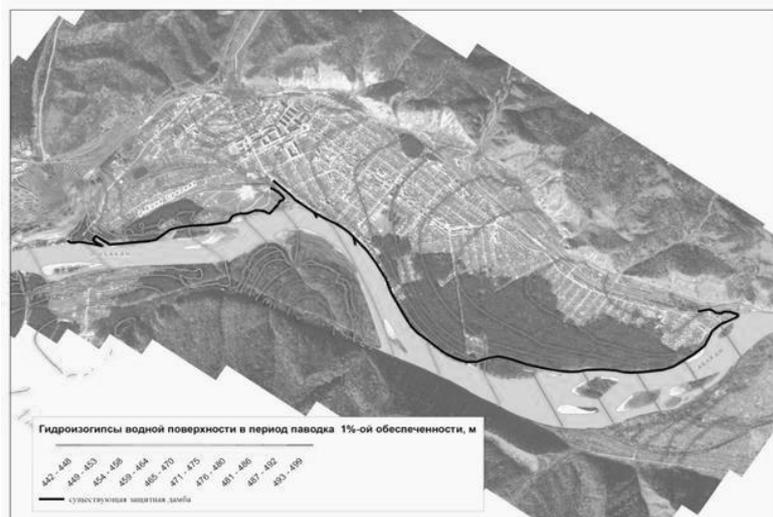


Рис. 3 – Гидроизогипсы максимальных уровней грунтовых вод при прохождении паводка 1%-ой обеспеченности для современного состояния инженерной защиты от затопления

Для моделирования подтопления график распределения уровней $H_{P\%}(t)$ по сезонам схематизируется симметричным треугольным профилем в период паводка и среднемноголетним гидрографом $H_{срмнг}(t)$ в остальное время. Такая схематизация учитывает два параметра: максимальный уровень $H_{макс,P\%}$ на пике паводка, определяемый гидрологическим расчетом, и продолжительность подъема/спада уровня τ , определяемую из анализа зависимости продолжительности паводка от его максимального уровня (рисунок 4).

Подготовка к моделированию подтопления включает схематизацию геологических слоев, включая определение и, при необходимости, генерализацию пространственных распределений, выявленных в процессе исследований инженерно-геологических элементов и фильтрационных характеристик водоносных пластов, определение питания и испарения на дневной поверхности, определение временной зависимости притоков на границах области моделирования и во внутренних областях питания и разгрузки подземных вод.

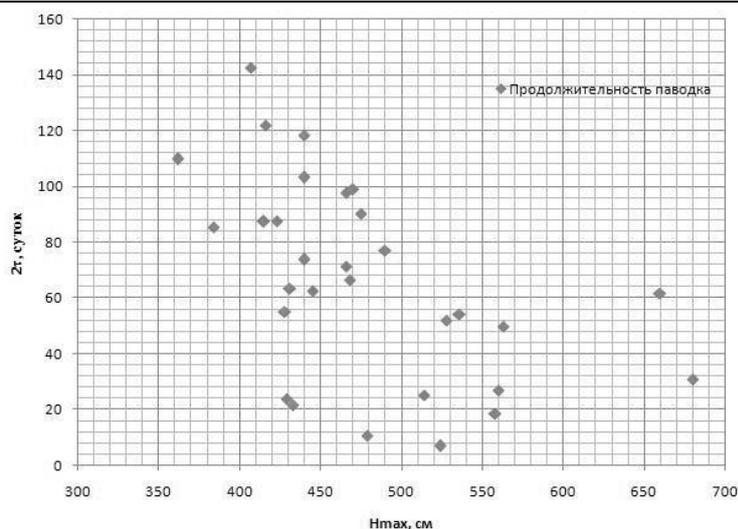


Рис. 4 – Зависимость продолжительности паводка 2τ от H_{\max} для гидрологического поста р. Абакан - г. Абаза для лет со среднегодовым уровнем $H_{\text{ср}}$ выше среднемноголетнего среднегодового уровня (185 см) за период 1951-2014 гг.

Особенностью моделирования подтопления, причиной которого является паводковый подъем воды в реке, является необходимость совместного учета процессов затопления и подтопления. Сложный рельеф поймы, высокая проницаемость грунтов в области водообмена даже при наличии защиты от затопления требуют учета выклинивания грунтовых вод на поверхность в депрессиях рельефа на защищенной территории.

При моделировании подтопления использован подход, предложенный в работе (Milzow S. et al, 2010), который заключается во введении в уравнения Дарси дополнительного слоя, описывающего движение поверхностных вод, с коэффициентом фильтрации 40 м/сек и коэффициентом водоотдачи от 0,15 до 1,0 (в зависимости от ландшафта затапливаемой территории). В данной работе принято значение коэффициента водоотдачи, равное 1. Такое дополнение в модели, как показали указанные авторы, позволяет корректно описать взаимодействие между грунтовыми и поверхностными водами как на затопленных территориях, так и на болотах. Введение этого слоя позволяет рассмотреть с необходимой точностью процесс перетекания выклинивающихся в депрессиях грунтовых вод, а также процесс медленного затопления пойменной территории при подъеме уровней реки, описываемый в этом случае как граничное условие первого рода. Характеристики затапливаемого

или подтапливающего водного потока (распределение уровней вдоль направления течения реки) при этом берутся из результатов расчетов внешней программы гидрологического моделирования (HEC GEORAS или TUFLOW).

Результатом моделирования динамики грунтовых вод являются пространственные распределения УГВ (см. рисунок 3) и величины грунтовых притоков в области при различных вариантах инженерной защиты. С использованием расчетных распределений максимальных УВ и УГВ, по ЦМР определяются зоны затопления (ЗЗ) и зоны подтопления (ЗП). При сравнении вариантов инженерной защиты территории используются величины остаточных (после проведения мероприятий защиты) площадей ЗЗ и ЗП, а также объемы необходимой откачки дренажных систем.

Описанный выше подход был использован для расчета вариантов инженерной противопаводковой защиты г. Абаза Республики Хакасия. В работе было предложено несколько вариантов инженерной защиты от затопления (рисунок 5). Проведение защитных мероприятий ликвидирует опасность прямого затопления поверхностными водами, но не защищает территорию от подтопления грунтовыми водами, связанными с рекой. В половодье на ряде участков, расположенных рядом с дамбами, имеет место выход грунтовых вод на поверхность. Высокие коэффициенты фильтрации и значительная мощность галечниковых грунтов, слагающих пойму р. Абакан, не позволяют ограничиться при создании инженерной защиты придамбовым дренажом. Для инженерной защиты территории необходим площадной дренаж на участках наиболее опасного подтопления с откачкой дренажных вод насосными станциями. Необходимая мощность откачки растет с увеличением глубины дренирования территории.

Окончательные варианты защиты г. Абаза от подтопления определены после проведения расчетов экономической эффективности предложенных мероприятий.

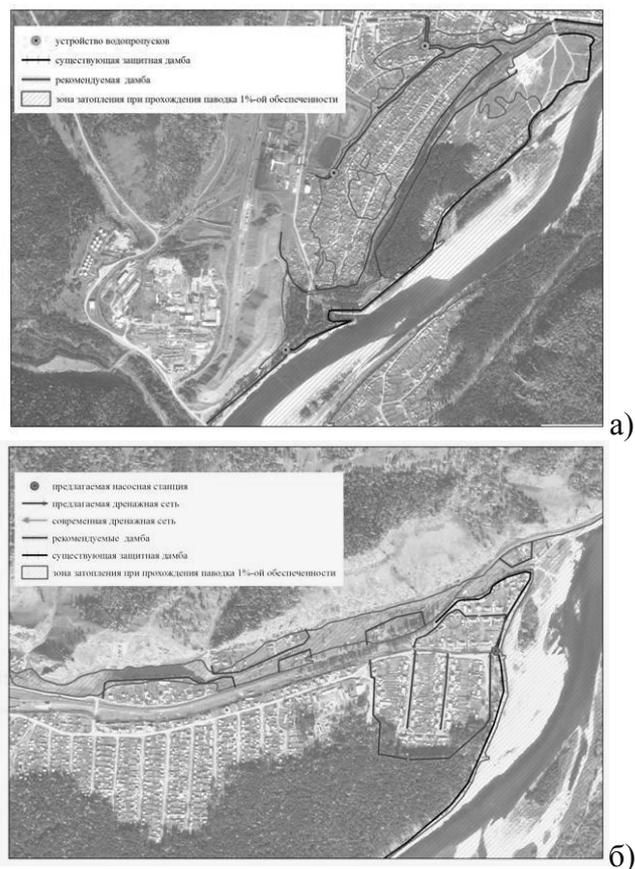


Рис. 5 – Пример схемы противопаводковой защиты западной (а) и восточной (б) частей г. Абаза (вариант 2)

Литература

1. McDonald M.G. and Harbaugh, A.W. The History of MODFLOW // Ground Water. – 2003. – V. 41 (2). – P. 280-283. – [doi:10.1111/j.1745-6584.2003.tb02591.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02591.x). PMID 12656294.
2. Milzow C., Kinzelbach W. Accounting for subgrid scale topographic variations in flood propagation modeling using MODFLOW // Water Resour. Res. – 2010. – 46. – W10521. – [doi:10.1029/2009WR008088](https://doi.org/10.1029/2009WR008088).

ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БОЛОТНЫХ ВОД ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Воистинова Е.С.¹, Харанжевская Ю.А.^{1,2}

¹*Сибирский НИИ сельского хозяйства и торфа-филиал СФНЦА РАН, г. Томск, Россия*

²*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск,
Россия*

e-mail: kharan@yandex.ru

Аннотация. В работе приводятся результаты исследования условий формирования химического состава болотных вод Томской области на примере ключевого участка верхового болота в междуречье рек Бакчар и Икса. Исследования показали, что значительное влияние на формирование химического состава болотных вод оказывает температурный фактор в совокупности с динамикой уровней болотных вод.

Ключевые слова: болота, химический состав вод, условия формирования, факторы, Томская область.

FACTOR ANALYSIS OF THE MIRE WATER CHEMICAL COMPOSITION IN THE TOMSK REGION

Voistinova E.S.¹, Kharanzhevskaya Yu.A.^{1,2}

¹*Siberian Research Institute of Agriculture and Peat-branch of SFSCA RAS, Tomsk, Russia*

²*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

e-mail: kharan@yandex.ru

Annotation. The paper presents the results of mire water chemical composition formation in the Tomsk Region on the example raised bog in the interfluvium of the Bakchar and Iksa rivers. Studies have shown that a significant influence on the formation of the water chemical composition the temperature factor and dynamics of water levels in the bog.

Keywords: bogs, chemical composition of waters, conditions, factors, Tomsk Region.

В пределах Томской области болота занимают значительные площади, оказывая многофакторное влияние на прилегающие территории. Велика роль болот в формировании гидрохимического стока и качества вод рек. Проведенные ранее исследования [2-4] показали, что химический состав болотных вод имеет региональные особенности в содержании химических элементов и изменяется во времени в зависимости от целого ряда факторов. Целью данной работы является исследование условий формирования химического состава болотных вод ключевого участка в междуречье рек Бакчар и Икса.

Исследования проводились на участке верхового болота в междуречье рек Бакчар и Икса (бассейн Средней Оби, отроги Васюганского болота, стационар «Васюганский» СибНИИСХиТ) в районе, удаленном от антропогенного воздействия в пределах типичных болотных микроландшафтов, характеризующихся различной динамикой водного режима, мощностью торфяной залежи и соответственно условиями формирования химического состава вод: сосново-кустарничково-сфагновый

с мощностью торфяной залежи 1 м (точка 1), сосново-кустарничково-сфагновый с мощностью торфяной залежи 3 м (точка 2), осоково-сфагновый с мощностью торфяной залежи 2,75 м (топь выклинивания, точка 3), сосново-кустарничково-сфагновый с мощностью торфяной залежи 0,8 м, на границе с минеральным островом и фильтрационной топью (точка 4). Отбор проб болотной воды осуществлялся с периодичностью 1 раз в месяц с марта по сентябрь за период 2006-2012 гг. из специально оборудованных водоотборных колодцев глубиной 1 метр. Сразу после отбора определялась температура воды и неустойчивые компоненты рН, O₂, CO₂, проводилась консервация проб для определения Fe_{общ}, NO₃⁻, NH₄⁺. Консервация проб для определения аммония и нитрат ионов осуществлялась добавлением хлороформа, для определения железа общего – добавлением концентрированной соляной кислоты до рН менее 2. Определение содержания растворенного O₂ в болотных водах проводилось с использованием оксиметра Oxi 3205 фирмы WTW (Германия) Величина рН измерялась с помощью полевого прибора рН-200 фирмы HM Digital (США). Определение CO₂ в воде проводилось титрованием проб раствором NaOH в присутствии сегнетовой соли и индикатора фенолфталеин. Химический анализ макрокомпонентного состава болотных вод выполнялся с применением аттестованных методик в аккредитованном Лабораторно-аналитическом центре СибНИИСХиТ-филиала СФНЦА РАН (РОСС RU.0001.10ПФ01).

Методика анализа данных включала в себя проверку рядов на соответствие нормальному закону распределения по критериям Колмагорова-Смирнова, Лилиефорса, путем анализа коэффициентов асимметрии и эксцесса, на однородность по критериям Стьюдента, Фишера, Манна-Уитни. Для проверки гипотезы о нормальном распределении характеристик химического состава болотных вод проводилось сравнение рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса с их критическими значениями, которые определялись по формулам согласно [1]

$$C_{\text{Скр}} = 3 \sqrt{\frac{6(n-1)}{(n+1)(n+3)}},$$

$$E_{\text{кр}} = 5 \sqrt{\frac{24n(n-2)(n-3)}{(n+1)^2(n+3)(n+5)}},$$

где n – число наблюдений в выборке. Статистический анализ условий формирования химического состава болотных вод верхового болота проводился с использованием метода главных компонент (РСА).

Исследования показали, что воды верхового болота кислые и слабокислые, маломинерализованные, отличаются повышенным содержанием органических веществ, железа и ионов аммония. В соответствии с классификацией вод по химическому составу Алёкина О.А. пресные, гидрокарбонатного, хлоридного, сульфатного класса кальциевой, магниевой группы третьего и четвертого типа (C_{III}^{Ca} , $Cl_{IV}^{Ca,Mg}$, $S_{IV}^{Ca,Mg}$, Cl_{IV}^{Mg} , S_{IV}^{Mg}). Проверка рядов по химическому составу болотных вод на однородность с применением параметрических критериев Стьюдента и Фишера и непараметрического критерия Манна-Уитни показала, что ряды в целом однородны. Однако гипотеза о нормальном законе распределения величин зачастую отвергается, что связано с тем, что в пределах вегетационного периода отмечается значительный диапазон изменения концентраций компонентов, коэффициент вариации изменяется в пределах от 11 до 117 %, наибольшая вариация в содержании компонентов отмечается для железа, сульфат-ионов и гидрокарбонатов-ионов (таблица).

Определяющую роль в этом случае играет водность года и степень концентрирования раствора в предпагодочный период при промерзании верхнего слоя торфяной залежи и значительной высоты снежного покрова. В многоводные периоды отмечается значительное разбавление болотных вод талыми снеговыми водами, что приводит к снижению концентраций компонентов в болотных водах в течение вегетационного сезона. Следует отметить, что гипотеза о нормальном распределении величин концентраций компонентов химического состава болотных вод наиболее часто принимается на участках сосново-кустарничково-сфагнового (точка 2) и осоково-сфагнового (точка 3) микроландшафтов, для которых характерна меньшая вариация содержания компонентов в болотных водах.

Таблица – Статистические характеристики химического состава вод верхового болота за период 2006-2012 гг.

Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии

Компонент Т	точка 1				точка 2				точка 3				точка 4			
	X	Cv	S	E	X	Cv	S	E	X	Cv	S	E	X	Cv	S	E
pH	4,47	11	1,31	0,59	3,87	12	3,02	4,91	4,05	12	2,31	3,49	4,13	12	0,84	1,28
K ⁺ , мг/л	0,63	54	0,50	-0,20	0,68	56	0,66	0,03	0,97	83	2,55	3,59	0,73	79	1,73	1,61
Na ⁺ , мг/л	1,54	85	1,67	1,45	1,00	72	0,70	0,02	1,27	76	1,15	0,54	1,10	100	3,01	4,45
Ca ²⁺ , мг/л	9,51	57	2,96	4,74	5,05	40	-0,01	-0,31	4,78	43	0,26	0,01	5,96	42	0,43	0,08
Mg ²⁺ , мг/л	4,55	59	1,02	0,49	2,25	66	1,58	1,13	2,58	62	1,39	0,86	3,53	56	0,64	-0,1
NH ₄ ⁺ , мг/л	7,11	45	0,91	0,22	6,05	39	1,48	1,18	3,79	48	1,05	0,60	4,73	33	0,19	-0,13
Fe _{общ} , мг/л	3,24	117	4,40	7,36	1,71	38	0,59	0,30	1,24	38	1,16	0,80	2,11	67	3,61	6,28
Cl ⁻ , мг/л	4,47	44	0,92	-0,03	3,51	49	1,29	0,40	2,87	56	1,17	0,47	3,22	51	1,19	0,53
SO ₄ ²⁻ , мг/л	4,08	99	3,77	6,49	3,92	63	0,80	0,08	3,63	55	0,44	0,15	4,39	95	2,14	1,56
NO ₃ ⁻ , мг/л	1,74	40	-0,37	0,25	1,43	35	-0,76	0,26	0,88	37	-0,38	0,23	1,35	53	2,23	3,81
HCO ₃ ⁻ , мг/л	23,3	25	3,88	6,81	14,9	85	0,55	0,22	16,2	80	0,64	0,01	20,1	72	0,57	0,03
XПК, мгО/л	193	34	0,62	0,26	153	42	0,44	-0,05	126	38	0,11	0,08	153	43	1,40	1,22
ГК, мг/л	11,7	53	1,01	0,62	9,36	45	-0,07	-0,30	7,01	56	0,77	0,10	8,39	59	0,43	-0,02
ФК, мг/л	100	36	0,02	-0,19	79,4	34	-0,16	0,07	63,2	40	0,90	0,67	74,5	39	0,19	-0,11
CO ₂ , мг/л	52,5	46	0,93	0,50	51,4	41	0,65	0,10	34,6	47	1,91	2,11	40,1	39	0,55	-0,11
C _{орг} , мг/л	76,2	32	0,60	0,09	60,0	28	1,43	0,98	49,4	36	0,88	0,40	58,5	40	1,65	1,42
Минерализация, мг/л	21,9	45	0,60	-0,12	21,4	85	2,13	2,11	15,8	56	2,06	2,11	21,2	54	1,47	0,76
Число проб	45				46				45				46			

Примечание: X – среднееголетнее значение концентрации компонента, мг/л, Cv -коэффициент вариации, %; S=C_{Si}/C_{Sкр}, E=E_i/E_{кр}

Проведенные исследования позволили отметить значительную роль температурного фактора в формировании состава вод и гидрохимического режима верхового болота. В целом исследуемый период включает весьма контрастные по степени увлажненности и теплообеспеченности года. Так согласно данным по метеостанции у с. Бакчар выделяются влажные 2001, 2002, 2004, 2009 и 2011 гг. (сумма осадков за год составила 501 - 626 мм), умеренно-влажные 2000, 2007, 2008 и 2010 года и сухие - 2003, 2005, 2006, 2012 года (сумма осадков за этот период составила 304 - 428 мм). Анализ динамики содержания веществ в болотных водах показал, что при росте суммы температур приземного слоя воздуха выше 10 °С в водах верхового болота растет содержание CO₂, ионов аммония, ионов калия и натрия, сульфат-ионов, железа, органических веществ (гуминовых и фульвокислот, C_{орг}) (рисунок 1-3).

Существенна роль в формировании химического состава болотных вод отметка уровня болотных вод, а соответственно и количество выпавших атмосферных осадков (рисунок 4). Многолетние исследования показали, что

максимальное содержание основных макрокомпонентов (ионов кальция, магния, гидрокарбонат и хлорид ионов) в болотных водах отмечается во влажный 2009 год и в умеренно-влажный 2010 год. В противоположность максимальные концентрации ионов калия, натрия, сульфат ионов, а также биогенных элементов и органических веществ в водах верхового болота наблюдаются в наиболее теплообеспеченные и сухие 2006 и 2012 годы [3].

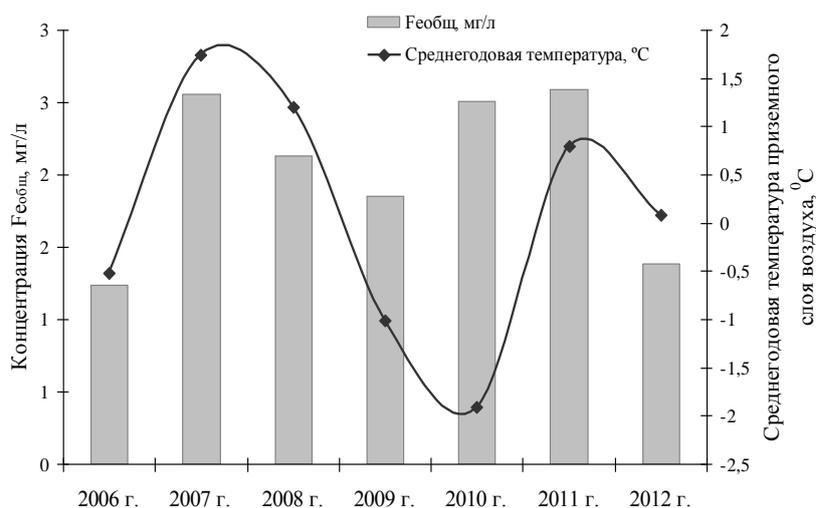


Рис. 1 – Динамика содержания Fe_{общ} в водах верхового болота и среднегодовой температуры воздуха с 2006 по 2012 год

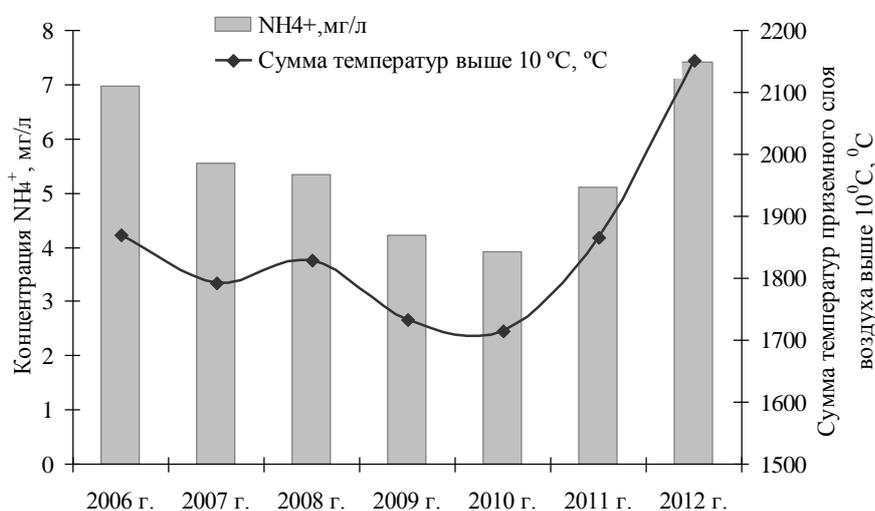


Рис. 2 – Изменение среднегодовых концентраций NH₄⁺ вод верхового болота и суммы температур приземного слоя воздуха выше 10 °C с 2006 по 2012 год

Статистический анализ условий формирования химического состава болотных вод верхового болота с использованием метода главных компонент (РСА) показал, что можно выделить 3 основных фактора, которые на 55 % описывают условия формирования химического состава болотных вод (рис. 5).

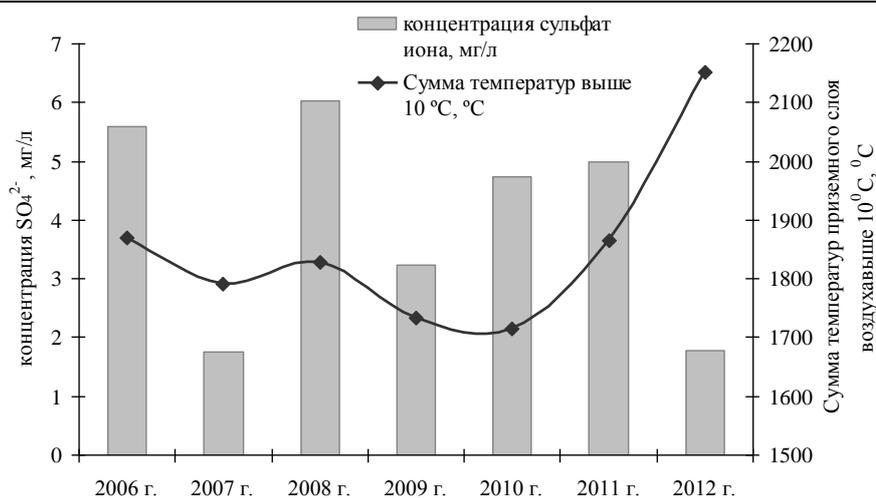


Рис. 3 – Динамика содержания SO_4^{2-} вод верхового болота и суммы температур приземного слоя воздуха выше 10°C с 2006 по 2012 год

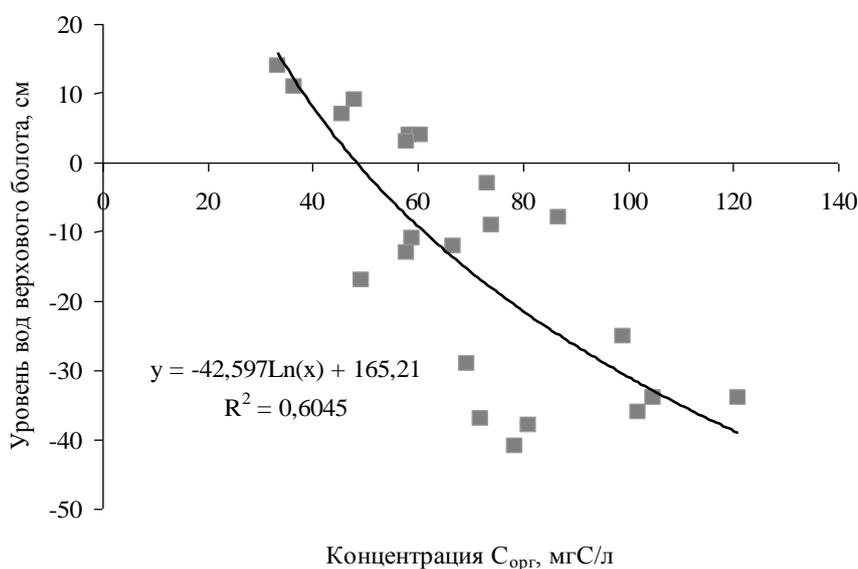


Рис. 4 – Распределение $C_{\text{орг}}$ в зависимости от уровня вод верхового болота в 2008 г.

Первая компонента (26 %) характеризует процессы формирования химического состава болотных вод при трансформации растительных остатков и их минерализации с участием микроорганизмов, высокие факторные нагрузки имеют $\text{Fe}_{\text{общ}}$, NO_3^- , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и минерализация вод. Вторая компонента (17 %) описывает закономерности изменения состава болотных вод под влиянием поступления макрокомпонентов с атмосферными осадками (Na^+ , HCO_3^-), а также в процессе дыхания растений (K^+ , рН), при этом важную роль играет температура воздуха. Третья компонента (12 %) определяет особенности баланса серы в системе атмосферные осадки-торфяная залежь-болотные воды.

Таким образом, исследования показали, что значительную роль в формировании химического состава болотных вод естественного верхового

болота на междуречье рек Бакчар и Икса оказывает температурный фактор в совокупности с динамикой уровней болотных вод. В условиях изменения климата рост температуры воздуха в перспективе может оказать негативное воздействие на баланс химических элементов в пределах экосистем болот, что в свою очередь, вероятно, спровоцирует ухудшение качества болотных вод и рек-водоприемников.

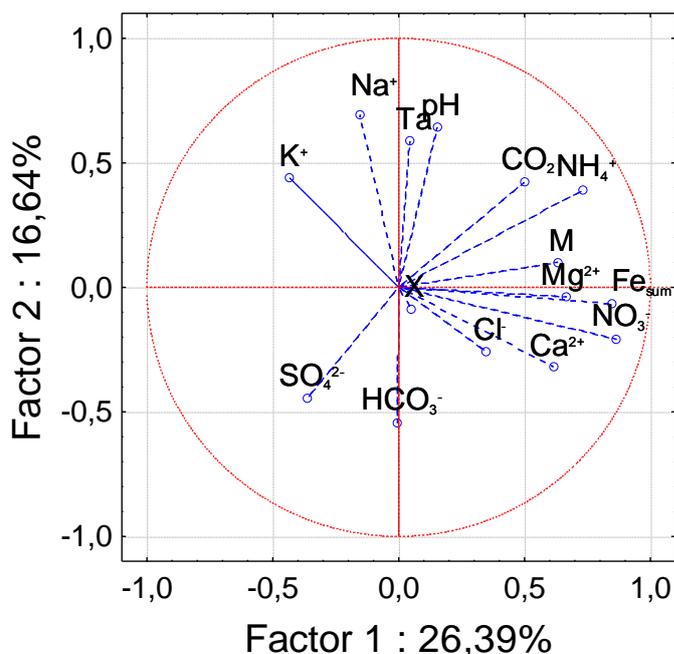


Рис. 5 – Факторный анализ формирования химического состава болотных вод. Переменные, формирующие факторы: Т_а – температура воздуха, °С; X – атмосферные осадки (мм) по метеостанции у с. Бакчар, М – минерализация вод, мг/л

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00187-мол_а.

Литература

1. Берестнева О.Г., Муратова Е.А., Уразаев А.М. Компьютерный анализ данных. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – 204 с.
2. Воистнинова Е.С., Харанжевская Ю.А. Региональная характеристика химического состава болотных вод Томской области // Известия Самарского научного центра Российской академии наук – 2014. – Том 16. – № 1(4). – С. 942-946.
3. Воистнинова Е.С., Харанжевская Ю.А. Исследование гидрохимического режима болот в рамках экологического мониторинга заболоченных территорий // Стационарные исследования лесных и болотных биогеоценозов: экология, продукционный процесс, динамика: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции с международным участием (14-23 сентября 2016 года, г. Сыктывкар, Россия). – 2016. – С. 39-41.
4. Харанжевская Ю.А., Иванова Е.С., Воистнинова Е.С. Многолетняя динамика содержания гуминовых веществ в водах осушенного верхового болота в Западной Сибири // Водное хозяйство России. – 2017. – № 1. – С 19-36.

ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ И МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМАХ ГУБЫ КАНДА БЕЛОГО МОРЯ, ОТДЕЛЕННЫХ ОТ МОРЯ ФИЛЬТРУЮЩЕЙ ДАМБОЙ

Демиденко Н.А.¹, Саввичев А.С.², Краснова Е.Д.³

¹ Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия

² Институт микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, Москва, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва, Россия

e-mail: demidenko_nikola@mail.ru;

Аннотация. Кутовая часть Кандалакшского залива была отделена фильтрующей дамбой от Белого моря в 1916 г. С тех пор происходит процесс изменения гидролого-гидрохимических и биологических условий в губе Канда. Обследования проводились в 60-е - 80-е годы XX ст. и в настоящее время. Впервые несколько лет проводятся исследования меромиктических водоемов в зимнее время и особое внимание уделено микробиологическим процессам.

Ключевые слова: Кандалакшский залив, меромиктические водоемы, водообмен, стратификация, сероводородное заражение.

SEPARATED BY FILTER DAM HYDROCHEMICAL AND MICROBIOLOGICAL PROCESSES IN MEROMICTIC RESERVOIRS OF KANDA BAY OF THE WHITE SEA

Demidenko N.A.¹, Savichev A. S. ², Krasnova E. D. ³

¹ The Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

² The Vinogradsky Institute of Microbiology, RAS, Moscow, Russia

³ M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

e-mail: demidenko_nikola@mail.ru;

Abstract. In 1916, the brackish water zone of the Kandalaksha Bay was separated from the White Sea by the filter dam. Since then hydrological, hydrochemical and biological changes in the Kanda Bay occurs. Surveys were conducted in the 60s - 80s of the XX century and at the present time. For the first time the studies (particular attention has been given to microbiological processes) of meromictic reservoirs in winter have been conducted for several years.

Keywords: Kandalaksha Bay, meromictic reservoirs, water exchange, stratification, hydrosulfuric contamination.

Целью настоящего исследования было получение объективных количественных гидролого-гидрохимических характеристик и интенсивности микробных процессов циклов углерода и серы в водной толще губы Канда. Ранее микробиологические и биогеохимические исследования в губе Канда не проводились.

Губа Канда расположена в западной части Кандалакшского залива Белого моря, имеет длинную, извилистую форму. В губу впадает река Канда и множество ручьев. Губа Канда относится к внутренним морским водам Российской Федерации.

С началом Первой мировой войны резко активизировались работы по созданию железной дороги на Мурман. В ноябре 1914 г. были начаты изыскательские работы по всей трассе будущей дороги, которые завершились к марту 1915 г. Строительство железной дороги велось одновременно на трех участках: Петрозаводск – Сорокская губа, Сорокская губа – Кандалакша и Кандалакша – Кольский залив. Участок от Сорокской губы (ныне г. Беломорск, ранее – Сорока) до Кандалакши строился с сентября 1915 по ноябрь 1916 гг.

Строительство очень затрудняло обилие рек и ручьев. Особая проблема возникла в районе губы Канда. Здесь было решено строить фильтрующую дамбу через морское мелководье. Подобное сооружение возводилось впервые в мире. Проект разработал В.П. Ивашев, начальник строительного участка Сорокская губа – Кандалакша. В основу закладывались крупные валуны, далее по мере наращивания дамбы использовались все более мелкие валуны и камни. В результате, вода в приливы и отливы могла проходить сквозь тело дамбы. Дамба прошла через острова Кривой (другое название Темный), Крекаля и два прилегающих к ним. Для прохода мелких судов и рыбы была оставлена протока, через которую был построен однопролетный мост. Таким образом, в конце 1916 г. была нарушена свободная связь губы Канда с Белым морем [7].

Следующие изменения произошли во время Второй мировой войны – в 1942 г., когда протока, соединяющая губу с морем, была засыпана. Связано это было с тем, что во время войны, пытаясь нарушить железнодорожное сообщение, немецкая авиация в первую очередь ожесточенно бомбила мосты. В данном случае было принято решение просто засыпать протоку, чтобы не восстанавливать поврежденный при бомбардировке мост. В результате этих инженерных мероприятий связь водных масс губы Канда с морем стала очень слабой, только при фильтрации через тело плотины. Такая изоляция привела к изменению гидрологического и гидрохимического

режимов губы, ранее сходных с условиями прилегающей части Кандалакшского залива, а затем и гидробиологических условий.

В 1959 г. дамба была расширена и построен второй путь железной дороги. Гидротехнические сооружения и железная дорога приобрели свои окончательные размеры – общая длина дамбы 2,1 км, ширина 12 м, высота насыпи от 3 до 8 м [7].

В 1972 г. под давлением «Мурманрыбвода» в теле дамбы был построен рыбоход – водопропускное сооружение. Проход сверху был покрыт двумя металлическими мостовыми пролетами, боковые стенки и дно выполнены из скальной породы. Общая длина сооружения составила 20 м, ширина 12 м, высота 4 м (на 2 м выше уровня дна прилегающей морской акватории). Водообмен Канда-губы с морем немного увеличился, и в губу снова смогли заходить морские и проходные рыбы.

При строительстве автодороги М18 «Кола» (Санкт-Петербург – Мурманск) через центральную часть губы Канда (ширина губы в этом месте 600 м) была построена еще одна фильтрующая дамба и мост (пролет 75 м). Строительство было закончено в 1968 г. Водообмен между кутовой частью и остальной губой был резко ограничен [7]. В настоящее время утвержден проект реконструкции мостового перехода на этом участке, фактически предусматривающий строительство рядом еще одной дамбы и моста с пролетом 97 м (рис. 1).

После строительства второй дамбы водоемы губы Канда по существу превратились в каскад из двух низконапорных водохранилищ: верхнего, аккумулирующего поступающие из р. Канды пресные воды, и нижнего, из которого происходит сброс вод в море. Такие антропогенные преобразования губы, естественно, отразились на изменении ее гидрологического и гидрохимического режимов. По данным института СеврыбНИИпроект (г.Петрозаводск) [3], в 1981–1982 гг. в губе Канда уже существовала резко выраженная стратификация вод с пресноводным поверхностным слоем и заполненными солоноватой водой глубоководными застойными зонами со

значительной концентрацией растворенного сероводорода. Наибольшие изменения произошли в той части губы, которая превратилась в верхнее водохранилище.

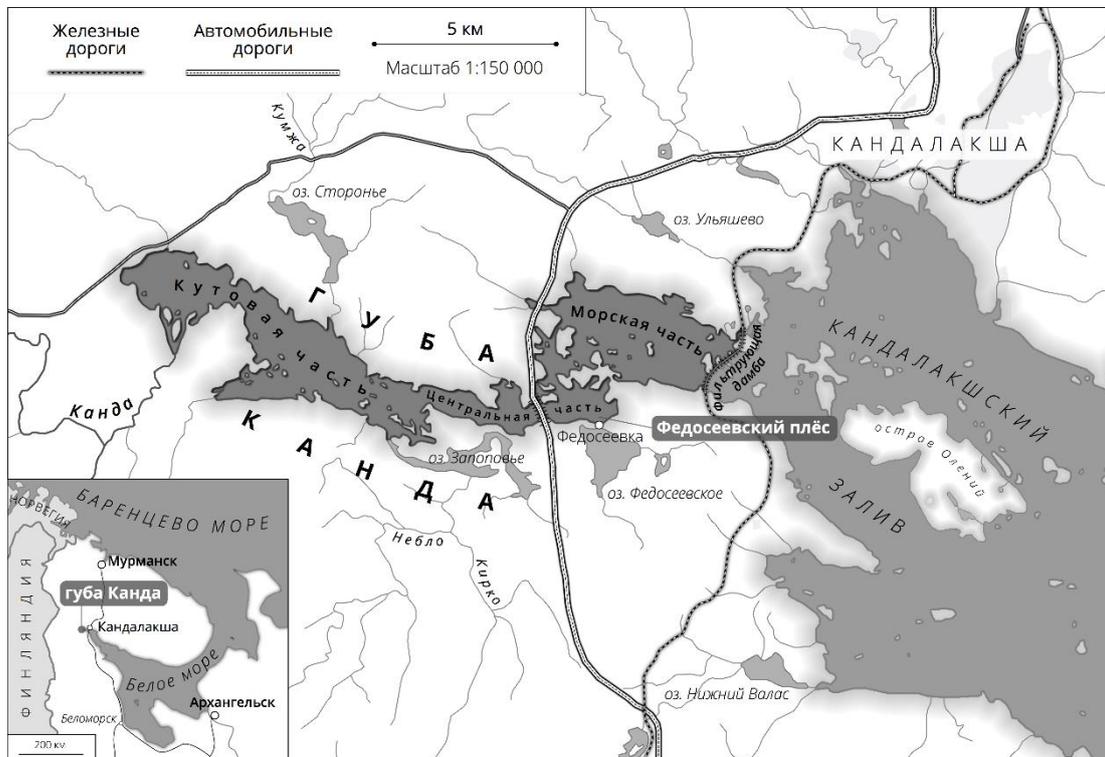


Рис. 1 – Карта-схема водоемов губы Канда, дельты р.Канда и прилегающей акватории Кандалакшского залива

Таким образом, в течение последних десятилетий гидрологический режим губы Канда неоднократно изменяли. Строительство дамб многократно снизило водообмен внутри губы, между губой и морем. В настоящее время колебания уровня воды в морской части губы не превышают 0,5 м, хотя до зарегулирования здесь был выражен приливный цикл, характерный для Кандалакшского залива в целом (величина сизигийного прилива в этой части залива составляет 2,8 м). В кутовой и центральной частях губы приливный цикл почти не выражен. Нарушение водообмена приводит к застойным явлениям, которые, видимо, нарастают. Так, при первом обследовании губы в 1959 г. на ряде станций зафиксирован сильный дефицит кислорода в придонных слоях, отмечались застойные явления, но сероводородное заражение в тексте прямо не упоминалось [1]. При повторном обследовании в 1962–1963 гг. в кутовой и центральной частях сероводород появился в наиболее глубоких местах [6]. По данным 1978–79 гг., оказалось, что в

кутовой и центральной частях соленые воды на глубинах более 8–10 м практически лишены кислорода, а придонные слои насыщены сероводородом [3].

С целью исследования трансформации гидрологического и гидрохимического режимов, а также экологических условий морского залива, имеющего сложный рельеф дна, при его частичной или полной изоляции от моря, в июле–августе 1984 г. Государственным океанографическим институтом (ГОИНОм) было выполнено экспедиционное обследование губы Канда. Основное внимание было обращено на выявление условий стратификации и перемешивания вод, а также на определение состояния застойных зон в этом водоеме.

Губа Канда – довольно глубоко вдающийся в материк небольшой фиорд, расположенный в вершине Кандалакшского залива Белого моря. Губа вытянута в широтном направлении, наибольшая длина – 22,5 км, ширина – 3 км, площадь водного зеркала – 26,0 км². Топография губы и рельеф дна характеризуются большой сложностью. Акватория изобилует островами, узкие мелководные проливы сменяются широкими и глубокими плесами. Максимальная глубина губы составляет 22 м [3], средняя – около 6 м. Основным источником пресных вод является р. Канда, дающая до 90% всего годового стока с водосбора. Соленые воды поступают из моря во время приливов, просачиваясь через фильтрующую дамбу и перетекая в губу через проход для лодок и рыбы под насыпью. Проникновение соленых вод вглубь губы ограничено обилием мелководных проливов и автомобильной дамбой.

Исходя из особенностей геоморфологии берегов, искусственных транспортных сооружений и гидролого-гидрохимического режима, акватория губы условно разделена на три части: морскую, центральную и кутовую.

Морская часть губы Канда простирается на запад от фильтрующей железнодорожной дамбы до о. Куканий. Здесь наиболее сильно сказывается поступление морских вод через тело дамбы и проход, что приводит к

колебанию уровня воды на десятки сантиметров во время приливов и отливов. Площадь акватории этой части губы – 9 км², максимальная глубина – 22 м, средняя – 8,6 м.

Центральная часть губы по площади самая маленькая (4 км²) находится между о. Куканий и автомобильной дамбой. Она образована двумя глубокими плесами, которые соединены с морской частью узким и мелким проливом шириной 100–150 м. В центральном участке влияние приливов едва сказывается. Максимальная глубина плесов – 17 и 21 м (средняя глубина – 4,3 м).

Кутовая часть губы простирается от устья р. Канды до автомобильной дамбы. Это наиболее опресненный район губы. Площадь водного зеркала – 14 км², максимальная глубина – 22 м, средняя – около 5 м.

Экспедиционные работы по исследованию гидрологического и гидрохимического режимов губы Канда, выполненные ГОИИном в июле – августе 1984 г., охватили меженный период и период с очень мощным дождевым паводком на р. Канде, прошедшим в третьей декаде июля. Были обследованы верхнее водохранилище с площадью около 14 км² и максимальными глубинами до 22 м, Федосеевский плес нижнего водохранилища с площадью около 4 км² и выявленными максимальными глубинами до 19 м, морской плес нижнего водохранилища с площадью поверхности около 9 км² и максимальными глубинами до 21 м [2].

В меженный период (при расходах воды в устье р.Канды около 15 м³/с) сохранялся устойчивый перепад уровня между верхним водохранилищем и Федосеевским плесом, составляющий 0,10–0,15 м. При этом происходил постоянный перелив воды через водослив разделяющей дамбы с затопленным гребнем шириной 15 м и глубиной 0,3–0,5 м. Поток пресной воды, обходя с севера Федосеевский плес, устремлялся через мелководные проливы у о.Б.Кукин в морской плес нижнего водохранилища. Горизонт уровня воды в нижнем морском плесе был на 0,5 м выше среднего уровня моря. В период прилива в Кандалакшском заливе уровень моря возвышался

над уровнем морского плеса губы Канда до 0,7–0,8 м и в водопропускном сооружении морской железнодорожной дамбы устанавливались обратные перепады уровня и течений. Поток поверхностной морской воды устремлялся в губу Канда. Такой процесс в фазу прилива в Белом море длился в среднем 3–4 ч. В течение этого промежутка времени в нижнем морском плесе наблюдался подъем уровня воды на 0,15–0,20 м, передающийся и на Федосеевский плес в виде приливных колебаний уровня величиной 0,12–0,16 м.

При прохождении дождевого паводка (расход воды в устье р.Канды достигали 100 м³/с) максимальный подъем уровня в кутовой части губы и на верхнем водохранилище составил 1,1 м, на нижнем морском плесе составил 0,7 м. В этот период установился односторонний обмен воды губы Канда с морем, так как горизонт уровня воды в период квадратурных приливов в губе Канда был больше приливного уровня воды в Кандалакшском заливе. После прохождения речного паводка и понижения уровня воды в нижнем морском плесе до исходных меженных отметок приливные колебания уровня в губе Канда восстановились.

Однако такие резкие изменения внешних гидрологических условий не оказали заметного воздействия на структуру водных масс и гидрологический режим губы Канда, которые сохраняли в течение всего летнего периода обследования стабильные характеристики.

Соленость воды губы Канда изменялась в широком диапазоне: от 0,2 до 22,2‰. В поверхностном опресненном горизонте сумма ионов постепенно увеличивалась от 0,2–0,4 мг/л в кутовой части губы до 3–6‰ у морского плеса. В придонном горизонте соленость вод находилась в интервале от 13,8 до 21,9‰. Для всей губы отмечалось сильное опреснение поверхностных слоев: в центральной и кутовой частях в летний период поверхностная соленость обычно не превышала 1,8‰ и только в июле 1962 г., после очень жаркого и сухого периода, она достигала 3,6‰ [6]. В морской части губы поверхностная соленость изменялась от 2,6‰ в западной части до 6,5‰ у

фильтрующей железнодорожной дамбы. В придонных слоях соленость достаточно высока, достигая 16,9‰ в отдельных глубоких участках центральной части и 26,5‰ в морской части.

Для вертикального распределения солености было характерно наличие двух основных водных масс: пресноводно-солонатоводного миксолимниона и высокосолёного монимолимниона, разделенных между собою хемоклином. Толщина слоя опресненных вод изменялась в разных районах губы от 1 до 10 м. Эти воды обильно насыщены кислородом (80–100%), хорошо прогреваются в летний период, содержат много углекислоты и органических веществ. Летом 1963 г. опресненный слой до 4–5‰ в морской части составлял не более 2 м; в центральной части опреснение от 1,8‰ до 4‰ распространялось до четырехметровой глубины.

Ниже расположен слой мощностью 2–4 м с резким возрастанием солености (гало– или хемоклин), обычно совпадающий с термоклином. Хемоклин характеризуется высоким (иногда до 10‰ на 1 м) градиентом солености.

Глубже 8–10 м залегают высокосолёные воды, являющиеся в кутовой части и центральных плесах почти застойными. Последние практически лишены кислорода (вплоть до его полного отсутствия), насыщены углекислотой (от 57 до 350 мг/л) и в нижних слоях – растворенным сероводородом (до 7–8 мг/л, иногда до 11,5 мг/л). Температура в придонном горизонте оставалась низкой (3,2–4,5°C) в течение года, а в самых глубоких участках опускалась до 2,7°C. Соленость в морской части губы на глубине 4–6 м составляла 18‰, постепенно увеличиваясь ко дну до 23‰. В центральной части губы с увеличением глубины отмечалось очень резкое возрастание солености: от 3–4‰ на глубине 4 м до 15,5‰ на глубине 10 м, достигая в самых глубоких участках 19‰ [6]. В кутовой части губы в придонном горизонте максимальная соленость наблюдалась весной (5‰) и осенью (9‰) [1]. Единственные обитатели этих вод – анаэробные бактерии. Границы между водными массами особенно резко обозначены в период летней

стратификации. Осеннее и весеннее перемешивание вод приводит к частичному размыванию галоклина и осолонению нижних горизонтов миксолимниона.

В средней части губы Канда в Федосеевском плесе, отделенного от морского плеса мелководным порогом, также наблюдается двухслойная структура водной массы с пикноклином, залегающем на глубине 7–8 м. Температура воды в верхнем слое около 15°C, концентрация растворенного кислорода – 8–9 мг/л. Под пикноклином температура воды 4°C, соленость 12–14‰, количество растворенного кислорода резко падает, у дна достигая аналитического нуля. В центральной и восточной части Федосеевского плеса в придонном горизонте формируется слой с анаэробными условиями [2].

Гидрологическая съемка, проведенная в морской части губы Канда в зимний период в конце января 2015 г., феврале 2016 г. и марте 2017 г. показала, что толщина льда на акватории составляла в среднем 42 см, высота снежного покрова на льду достигала 15 см. Глубины на гидрологических станциях изменялись от 8 м в западной части плеса до 17 м в центральной части у о. Крокалий. В западной части морского плеса температура воды в поверхностном горизонте, где вода практически пресная, была равной 0°C; в центральной части с повышенной соленостью поверхностных вод составляла –0,2°C [5].

С глубиной температура воды увеличивалась, и в придонном горизонте достигала 2,8°C у западной, более мелководной, части по сравнению с 2,3–2,5°C в центральной части с глубинами 13–17 м.

Соленость воды в поверхностном горизонте изменялась от 0,2‰ в западной части морской акватории губы до 1,6‰ в центральной части у о. Крокалий. Верхний слой воды подо льдом был значительно распреснен и составлял толщину 5–6 м от поверхности. Соленость в этом слое постепенно увеличивалась с глубиной до 5‰. Ниже располагался слой мощностью 1–2 м с резким возрастанием солености (галоклин), совпадающий с термоклином и характеризующийся высоким (10–12‰ на 1 м) градиентом солености [5].

Ниже галоклина соленость постепенно возрастала к придонным горизонтам и на всех станциях на глубине 10 м составляла 20‰. В западной части морской акватории глубиной 8 м соленость у дна составляла 19,2‰.

Для центрального и кутового районов губы характерна ярко выраженная меромиксия, в меньшей степени проявляющаяся в морской части. В результате подтока морских вод из Кандалакшского залива в морском плесе застойные явления в придонном слое здесь, как правило, не развиты, однако различия в плотностях поверхностных и глубинных вод замедляют перемешивание всей водной массы и, хотя сероводородная зона отсутствует, в придонных горизонтах (глубже 8–10 м) часто наблюдается значительный дефицит кислорода (до 20% насыщения). В морской части губы Канда поверхностный слой (1–3 м) опреснен и галоклин размыт.

Материалы для микробиологических исследований получены в январе 2015 и феврале-марте 2016 г. Зондирование и отбор водных образцов осуществлялся с поверхности льда. Исследования морской и кутовой акваторий губы Канда показали, что водная толща локальных ям (рис. 1) содержит растворенный кислород во всем слое от подлёдного горизонта и до дна, при этом признаки сероводорода отсутствуют в поверхностном слое осадка. Однако в центральной части Федосеевского плёса (южная часть губы Канда, рис. 1) наблюдались все признаки меромиксии [4].

Опресненный слой водной толщи соответствует подлёдному водному слою. Гало- и термоклин выражены слабо и находятся на глубине 9–10 м. Окислительно восстановительный потенциал резко изменяется в пределах этого горизонта. Содержание кислорода в подлёдном слое соответствовало 0.3 ммоль л⁻¹, глубже концентрация O₂ плавно снижалась до минимальных значений на глубине 10 м (0.03 ммоль л⁻¹). На глубине 11 м концентрация сероводорода составляла 0.42 ммоль л⁻¹, а в придонном слое достигала 1.93 ммоль л⁻¹. Распределение тяжелых металлов по глубине контролируется двумя процессами: 1) окислением двухвалентных форм марганца и железа в миксолимнионе (от поверхности до 8 м) с образованием коллоидных частиц

(главным образом, оксигидроксидов железа (III) с захваченными в результате соосаждения и сорбции другими металлами), скорость осаждения которых в слое галоклина резко снижается, приводя к возникновению локального максимума концентраций, и 2) восстановлением окисленных форм Mn(IV) и Fe(III) в зоне сульфатредукции (ниже 12 м) с образованием менее растворимых соединений, вероятно, сульфидов железа, также захватывающих в качестве примесей металлы, имеющие сродство с железом (Co, Zn, Pb и Cd) [5]. Концентрации минерального и органического фосфора (рис. 1-г) в поверхностном горизонте до глубины 8 м были минимальны (0.012–0.014 мг л⁻¹), увеличиваясь до 0.12 на глубине 10 м и резко возрастая в придонных горизонтах (до 3.8 мг P_{мин} л⁻¹ и 0.19 мг P_{орг} л⁻¹) [5].

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) в миксолимнионе Федосеевского плёса (450 10³–650 10³ кл мл⁻¹) соответствовала значениям обычным для зимнего сезона в олиго-мезотрофных водоемах. В слое хемоклина величина ОЧМ достигала локального максимума (1650 10³ кл мл⁻¹), что естественно для меромиктических водоёмов. Результаты экспериментов с добавкой Na₂³⁵SO₄ показали, что во всех пробах сероводородной воды происходит процесс микробной сульфатредукции, суточная скорость которого (до 3.0 мкмоль S л⁻¹ сут⁻¹) почти на 3 порядка величин ниже, чем содержание сероводорода. Из этого следует, что обнаруженные концентрации сероводорода могли образоваться не за один год, т.е. не только в зимний сезон [4].

Концентрация растворенного метана в миксолимнионе варьировала от 19 до 29 нмоль л⁻¹, что немного превышало его содержание в атмосфере. В слое хемоклина и придонном водном слое концентрация растворённого метана достигала 2.8–3.7 ммоль л⁻¹, характер распределения содержания указывает на поступление метана из донных отложений. Изотопный состав углерода растворенного метана из придонного водного горизонта ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -79.2\text{‰}$) свидетельствует о его современном микробном генезисе [4]. При этом содержание лёгкого изотопа углерода метана в слое хемоклина было

меньше, чем соответствующие величины в нижележащих горизонтах ($\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) = -70.4‰. Такое изменение изотопного состава углерода метана свидетельствует об эффекте фракционирования, возникающего при микробном потреблении преимущественно легкого изотопа углерода [4].

Уместно сравнить основные количественные показатели, характеризующие уровень гипоксии (содержание сероводорода, метана, а также интенсивность сульфатредукции в гиполимнионе Федосеевского плёса с соответствующими данными, известными для наиболее изученных меромиктических водоёмов. Сравнение показывает, что по уровню гипоксии Федосеевский плёс несколько уступает оз. Могильное, а также евтрофному континентальному оз. Шунен (зимняя съёмка), но при этом заметно опережает оз. Шира (зимняя съёмка).

Отсутствие анаэробных вод в локальных понижениях русла р. Канда в пределах морской и кутовой акваторий губы Канда указывает на эффективность водообмена через фильтрующуюся дамбу и открытый водоток. Федосеевский плёс, вероятно, является реликтовым водоёмом, сохранивший слой гиполимниона в палеорусле р. Канда после строительства глухой дамбы (рис. 1). Губа Канда является в настоящее время единственным в России рукотворным внутренним морским водоёмом, для которого получены количественные данные скорости микробных процессов, ответственных за возникновение и поддержание анаэробного водного слоя, содержащего сероводород и метан. Изучение изменений в активности биогеохимических процессов, протекающих под воздействием микроорганизмов, позволит понять закономерности изменений, происходящих в водной толще Черного и Каспийского морей.

Гидрологический режим губы Канда – это сложный и сжатый во времени техногенный вариант процесса отчленения от моря системы крупных озёр. Большинство больших и малых озёр, расположенных вблизи побережья Кандакшского залива, по происхождению являются участками морских акваторий. Губа Канда – единственный крупный водоём, где этот

процесс можно наблюдать в промежуточной стадии, когда устойчиво существуют пресноводные и морские водные массы. Этим губа Канда сходна с широко известным меромиктическим озером Могильным на о. Кильдин, что отмечают все исследователи. Если существующие тенденции изменений сохранятся, то в конечном итоге на месте губы Канда будут меромиктические и пресноводные озера. В связи с хорошо выраженным влиянием антропогенного фактора в формировании современного облика губы Канда возникла идея ее использования в качестве модели антропогенного водоема, формирующегося при отделении от моря залива, имеющего сложный рельеф дна. На примере губы Канда можно показать, в каком направлении будут трансформироваться гидрологические и экологические условия и в целом вся экосистема морского залива при его частичной или полной изоляции от моря.

Авторы благодарны Н.М. Кокрятской и А.В. Савенко за проведение химико-аналитических исследований и Т.Е. Самсонову за подготовку картографических материалов. Исследования финансировались из средств грантов РФФИ 14-04-00682 и 14-04-01093 и при поддержке РНФ (грант 14-37-00038 – экспедиционные исследования).

Литература

1. Галкина Л.А., Позднякова Л.Е., Цееб Т.Я. Губа Канда и ее обитатели // Океанология. – 1963. – т. 3. – № 5. – С. 898-906.
2. Друмева Л.Б., Лупачев Ю.В., Лучков В.П., Маврина М.В. Гидрологические и гидрохимические особенности губы Канда // Химия и биология морей [Сборник статей] / Гос. океаногр. ин-т. Под ред. А.И. Симонова. – М.: Гидрометеиздат: Моск. отд-ние, 1987 (222 с. ил.). – С. 49-53.
3. Иванов Н.О., Китаев В.П., Чеченков А.В. Особенности гидрофауны Канда-губы Белого моря // Итоги и перспективы изучения биологических ресурсов Белого моря. – Л.: ЗИН АН СССР, 1983. – С. 37-44.
4. Саввичев А.С., Демиденко Н.А., Краснова Е.Д. и др. Микробные процессы в губе Канда – меромиктическом водоеме, искусственно отделенном от Белого моря // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 474. – № 5. – С. 637-641.
5. Савенко А.В., Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Покровский О.С. Распределение главных ионов и растворенных микроэлементов в меромиктических водоемах Кандакшского залива Белого моря. Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 271-275.
6. Смирнова Т.С. Донная фауна губы Канда Белого моря // Гидробиологич. журнал. – 1965. – Т. 1. – № 4. – С. 27-33.
7. Юрченко С.В., Корякин А.С. Техногенные воздействия на губу Канда, Белое море // Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: Материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием (2–5 октября 2012 г.). – Апатиты, 2012. – Ч. 2. – С. 171-173.

ДААННЫЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ В ЗАДАЧАХ РЕГИСТРАЦИИ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Донцов А.А., Суторихин И.А.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: sia@iwep.ru

Аннотация. Представлены результаты применения данных дистанционного зондирования Земли в задачах определения гидрологических параметров внутриконтинентальных водных объектов Сибири. Разработана специальная геоинформационная система, в которой используются оптические и радарные данные, полученные с космических аппаратов Landsat-8, Sentinel-2 и Sentinel-1A/B. Показаны результаты расчёта спектральных индексов NDWI и NDSI.

Ключевые слова: ГИС, мониторинг, спутниковая съёмка, водные объекты, площадь акватории озера, площадь водного зеркала, спектральные индексы, водные индексы, дешифрирование, автоматическое выделение воды.

DATA ON EARTH REMOTE SENSING FOR RECORDING HYDROPHYSICAL PARAMETERS OF INLAND WATER BODIES

Dontsov A.A., Sutorikhin I.A.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: sia@iwep.ru

Abstract. Results of application of the Earth remote sensing data for determining the hydrological parameters of the inland water bodies of Siberia are presented. A special geoinformation system, which uses the optical and radar data obtained from the Landsat-8, Sentinel-2 and Sentinel-1A / B space vehicles, has been developed. The results of calculation of the spectral indices NDWI and NDSI are shown.

Keywords: Sentinel-2, satellite images, NDWI, MNDWI, GIS, monitoring, water bodies, lakes, water surface area, water indices, automatic water extraction.

В последнее время существенно сократилась наземная сеть мониторинга состояния внутриконтинентальных водных объектов. Они играют важную роль в региональных природных и антропогенных процессах. В связи с этим, актуальна разработка программных средств для определения характеристик водоёмов и водотоков. Надёжным и актуальным источником данных для таких решений являются результаты дистанционного зондирования Земли из космоса. В работе представлены результаты применения данных спутникового мониторинга в задачах определения гидрологических параметров внутриконтинентальных водных объектов Сибири. В качестве информационной основы используются оптические и радарные снимки космических аппаратов (КА) Landsat-8, Sentinel-2 и Sentinel-1A/B, полученные из открытых архивов ESA (European Space Agency) и USGS (United States Geological Survey) [1–2]. Данные КА позволяют с достаточно высоким пространственным разрешением

производить регулярный мониторинг параметров водных систем, например, аппараты серии Sentinel - 10 метров, Landsat-8 - 30 метров.

Для обработки данных разработана специализированная геоинформационная система (ГИС), работу которой можно разделить на четыре основных этапа. На первом этапе происходит получение снимков из архивов. Затем следует предварительная обработка, которая включает в себя, в случае с данными оптического диапазона, атмосферную коррекцию, коррекцию цвета, создание композитных изображений. Данные радиодиапазона проходят калибровку, фильтрацию спекл-шума и корректировку по местности. Для перехода от спутниковых снимков к количественной оценке водных объектов необходимо осуществить их дешифрирование, произвести классификацию интересующих объектов, изображенных на них, и в дальнейшем установить количественные показатели выделенных объектов, в частности, площадные характеристики. На заключительном этапе результаты обработки конвертируются в векторный формат GeoJSON или Shapefile и записываются в базу данных, в качестве которой может быть использована СУБД PostgreSQL или MongoDB. Более подробная информация о структуре ГИС и этапах обработки представлена в наших предыдущих публикациях [3, 4, 5].



Рис. 1 – Результат вычисления индекса NDWI по данным Sentinel-2, 3 мая 2017 г. вблизи города Барнаул

Мониторинг площади акватории открытых водоемов является важной задачей гидрологии. Наиболее популярными методами выявления водных

объектов на мультиспектральных изображениях являются алгоритмы, основанные на спектральном индексе воды. К ним относится нормализованная разность показателей преломления воды (NDWI) и модифицированная нормализованная разность показателей преломления воды (MNDWI). Вычисление NDWI основывается на отношении разности и суммы зелёного (длина волны 560 нм) и ближнего инфракрасного спектральных каналов (длина волны 842 нм) [6].

$$NDWI = \frac{b_{Green} - b_{NIR}}{b_{Green} + b_{NIR}},$$

где b_{Green} – зелёный спектральный канал, b_{NIR} – ближний инфракрасный спектральный канал.

На рис. 1. при помощи JavaScript библиотеки Leaflet была сформирована web-карта, в которой в виде слоя представлен результат вычисления NDWI. На Рис.2 показана динамика паводковой обстановки на реке Обь.

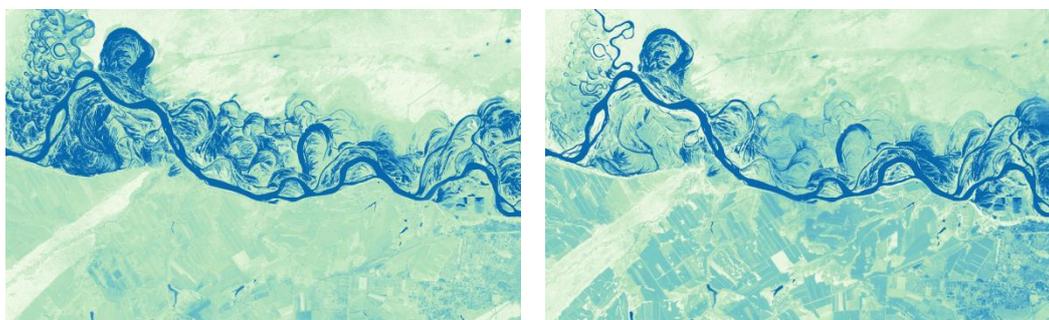


Рис. 2 – Динамика паводковой обстановки на реке Обь по данным Sentinel-2, слева 3 мая, справа 25 мая 2017 г. вблизи города Барнаул

Мониторинг процессов формирования и разрушения ледового покрова на реках и водоёмах позволяет решать задачу прогнозирования масштабов прохождения паводков и образования ледовых заторов. В связи с этим существует потребность в заблаговременных и качественных гидрологических прогнозах стоков рек. Для решения этой проблемы необходимо совершенствовать систему получения и передачи оперативной информации о запасе воды и снега в речном бассейне в заинтересованные ведомства. Помимо наземных измерений и наблюдений, важное значение здесь имеют данные дистанционного зондирования Земли, которые

позволяют определять точное местоположение и протяжённость ледового покрова и ледяных заторов, выявлять потенциально опасные участки русла, различные препятствия (острова, конусы выноса и т.п.), а также отслеживать начало ледостава и весеннего таяния. Мультиспектральные данные позволяют производить классификацию поверхностей путём построения индексных изображений. В частности, наиболее известный метод разделения пикселей снега (льда), воды и облаков – расчёт нормализованного разностного индекса снега NDSI (Normalized Differenced Snow Index).

Мультиспектральные данные позволяют производить классификацию поверхностей путём построения индексных изображений. В частности, наиболее известный метод разделения пикселей снега (льда), воды и облаков – расчёт нормализованного разностного индекса снега NDSI [7].

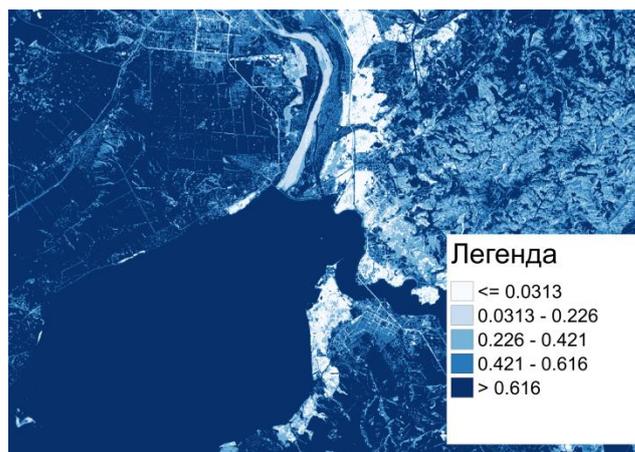


Рис. 3 – Ледовая обстановка на новосибирском водохранилище по данным Sentinel-2, 07.12.2016

На рисунке 3 представлен результат вычисления NDSI по данным Sentinel-2 для Новосибирского водохранилища. Видно, что до плотины ГЭС водохранилище покрыто льдом (значение индекса более 0.5), после плотины расположена полынья открытой воды (значение индекса менее 0.1).

Точность определения площадных характеристик объектов по ДЗЗ зависит от многих факторов: параметров водоема (площади, прозрачности воды, извилистости береговой линии), характеристик измерительной аппаратуры (пространственного разрешения, спектральных диапазонов, углов съемки), условий съемки (освещенности, состояния атмосферы) и

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование

методик обработки данных (алгоритмов классификации, комбинации спектральных каналов) [4, 8].

Заключение

Данные спутникового мониторинга являются надежным и актуальным источником информации о состоянии водных объектов. Разрабатываемая геоинформационная система с достаточной точностью может использоваться для широкого круга прикладных и фундаментальных задач гидрологии внутренних ресурсов.

Литература

1. Европейское космическое агентство [Электронный ресурс]. – URL: <http://www.esa.int/ESA>.
2. United States Geological Survey [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.usgs.gov>.
3. Донцов А.А., Пестунов И.А., Рылов С.А., Суторихин И.А. Автоматизированный мониторинг площадей акваторий озер и водохранилищ по спутниковым данным // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2017. – Т. 4. – № 2. – С. 38-45.
4. Донцов А.А., Суторихин И.А. Определение площади акватории озер по данным дистанционного зондирования Земли и ГИС-технологий // Естественные и технические науки. – 2016. – № 11 (101). – С. 106-109.
5. Донцов А.А., Суторихин И.А. Геоинформационная система для определения площади акватории озёр. // Ползуновский альманах. – 2016. – № 2. – С. 93-95.
6. Yun Du, Yihang Zhang, Feng Ling and et al. Water Bodies' Mapping from Sentinel-2 Imagery with Modified Normalized Difference Water Index at 10-m Spatial Resolution Produced by Sharpening the SWIR Band // Remote Sens. – 2016. – 8(4). – С. 354.
7. Hall D.K., Riggs G.A. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. – Springer, 2014. – P. 779-780.
8. Корниенко С.Г. Оценка погрешности измерения площади водоёмов в криолитозоне по данным космической съемки различного пространственного разрешения // Методы исследования Криотосферы. Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII. – No 4. – С. 86-93.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД БАССЕЙНА Р. МАЙМА

Ельчинонова О.А., Кузнецова О.В., Рождественская Т.А.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: gafivep@mail.gorny.ru

Аннотация. Изучено содержание биогенных (Mn, Cu, Fe) и токсичных (Pb, Cd) элементов в природных водах бассейна р. Майма. Установлено, что концентрации исследованных элементов в почвенно-поверхностных и речных водах различаются незначительно, в отличие от разницы качества атмосферных осадков и поверхностно-склоновых вод, что свидетельствует о важной биогеохимической роли подстилающей поверхности (почв, растительности) в формировании местного речного стока.

Ключевые слова: Биогенные и токсичные элементы, твердые, жидкие осадки, поверхностно-склоновые воды, речные воды

MICROELEMENT COMPOSITION OF ATMOSPHERIC AND SURFACE WATER OF MAIMA RIVER BASIN

El'chininova O. A., Kuznetsova O. V., Rozhdestvenskaya T. A.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: gafivep@mail.gorny.ru

Abstract. The content of biogenic (Mn, Cu, Fe) and toxic (Pb, Cd) elements in natural waters of the Maima River basin is investigated. It was found that the concentration of the studied elements in the soil-surface and river waters differs slightly, in contrast to the difference in the quality of atmospheric precipitation and surface-slope water that is indicative of the important biogeochemical role of the underlying surface (soil, vegetation) in the formation of the local river runoff.

Key words: biogenic and toxic elements, solid, liquid precipitation, surface slope water, river water

Одним из компонентов природной среды является вода, она имеет решающее значение для обеспечения жизни на Земле и сохранения экосистем. Формирование химического состава природных вод начинается еще в атмосфере. Выпадая на земную поверхность, они претерпевают значительные изменения. В зимний период идет накопление твердых атмосферных осадков вместе с поглощенными ими веществами. С наступлением теплого периода происходит таяние снега, при этом часть образующейся воды, фильтруясь, просачивается через почву, соприкасаясь с подстилающими породами, обогащается солями, органическим веществом и изменяет свой химический состав. Другая, в результате поверхностного стока, в зависимости от крутизны склона, попадает непосредственно в поверхностные воды вместе со смытыми с поверхности теми химическими веществами, которые на ней в данный момент находились [1,2]. Таким образом, весенние половодье – это время, когда привносится большая часть вод и формируется особый гидрохимический сток с его природно-

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование антропогенной трансформацией, что может служить оценкой экологического состояния окружающей среды той или иной территории.

Влияние биогеохимических условий водосборов на формирование качества поверхностных вод в условиях естественных и антропогенно преобразованных ландшафтов рассмотрено на примере модельного бассейна р. Майма – притока р. Обь 2-го порядка в весенний период.

Во время половодья ход стока р. Майма определяется, в основном, таянием накопленных за зиму твердых осадков. Очень часто в весенний период отмечаются и дождевые паводки, которые имели место в 2016 г. После схода основной части снежного покрова сток в большей степени определяется количеством и характером жидких осадков. Таким образом формируется половодье смешанного происхождения.

Для речных вод основными факторами, контролирующими содержание и формы нахождения химических элементов, является расход воды. Однако эта зависимость неоднозначна, и, в свою очередь, определяется природными особенностями водотока и степенью антропогенной нагрузки.

Бассейн р. Майма расположен в северной части Горного Алтая. Верхняя часть бассейна занимает среднегорный, а нижняя – низкогорный районы. До впадения основного притока (р. Сайдыс) территория бассейна расчленена хребтами, высоты которых могут достигать более 1000 м. В нижнем течении река течет по сглаженной низкогорной поверхности. Несмотря на небольшую протяженность реки (около 54 км), её бассейн является самым антропогенно нагруженным в Горном Алтае, так как р. Майма протекает по единственному городу региона – Горно-Алтайску и районному центру – с. Майма – самому крупному селу России. Долина реки находится на территории активного хозяйственного освоения, в первую очередь, в пределах агломерации Кызыл-Озёк – Горно-Алтайск – Майма. Но большая часть бассейна (водосборные площади притоков) располагается на территориях, занятых лесом [3].

Территория бассейна была разделена на 4 участка: исток, среднее, нижнее течение и устье, где исследовали элементный состав снеговой, дождевой, почвенно-поверхностной и речной воды. На участке устья почвенно-поверхностные воды отобрать не удалось ввиду полного впитывания атмосферных вод и фильтрации их в почву, так на данной территории тип рельефа – эрозионно-аккумулятивный (аллювиальная долина) и крутизна склонов небольшая.

Определение массовой концентрации металлов проводили атомно-адсорбционным методом на спектрометре «КВАНТ-2». Пробоподготовку водорастворимых (свободных) форм тяжелых металлов осуществляли фильтрованием через мембранный фильтр (0,45 мкм), анализ валового содержания осуществляли озолением проб до влажных солей азотной кислотой и пероксидом водорода.

Процессы взаимодействия атмосферных осадков с почвами приводят к повышению в почвенных водах содержания биогенных и токсичных элементов. Так, из всех исследуемых типов вод дождевые имеют минимальные значения, почвенно-поверхностные – максимальные. Полученные результаты приведены на рис. 1 и 2.

От истока к устью реки в почвенно-поверхностных водах снижается содержание марганца и меди, так как в верхнем течении, расположенном в среднегорном горно-лесном поясе, во всех компонентах ландшафта (почвообразующих породах, почвах, лесной растительности) отмечается высокое содержание этих элементов. И, наоборот, в нижнем течении реки в условиях лесостепного пояса снижается содержание марганца и меди в компонентах ландшафта, и как следствие, ниже их концентрации в почвенно-поверхностных водах.

Снеговые воды, по сравнению с дождевыми, более обогащены исследуемыми элементами. Снег является депонирующей средой и индикатором аэрозольного поступления химических элементов в зимний период. Наибольшие концентрации биогенных микроэлементов приурочены

к верхнему течению, минимальные – к нижнему течению и устью реки. По токсичным элементам наблюдается обратная картина.

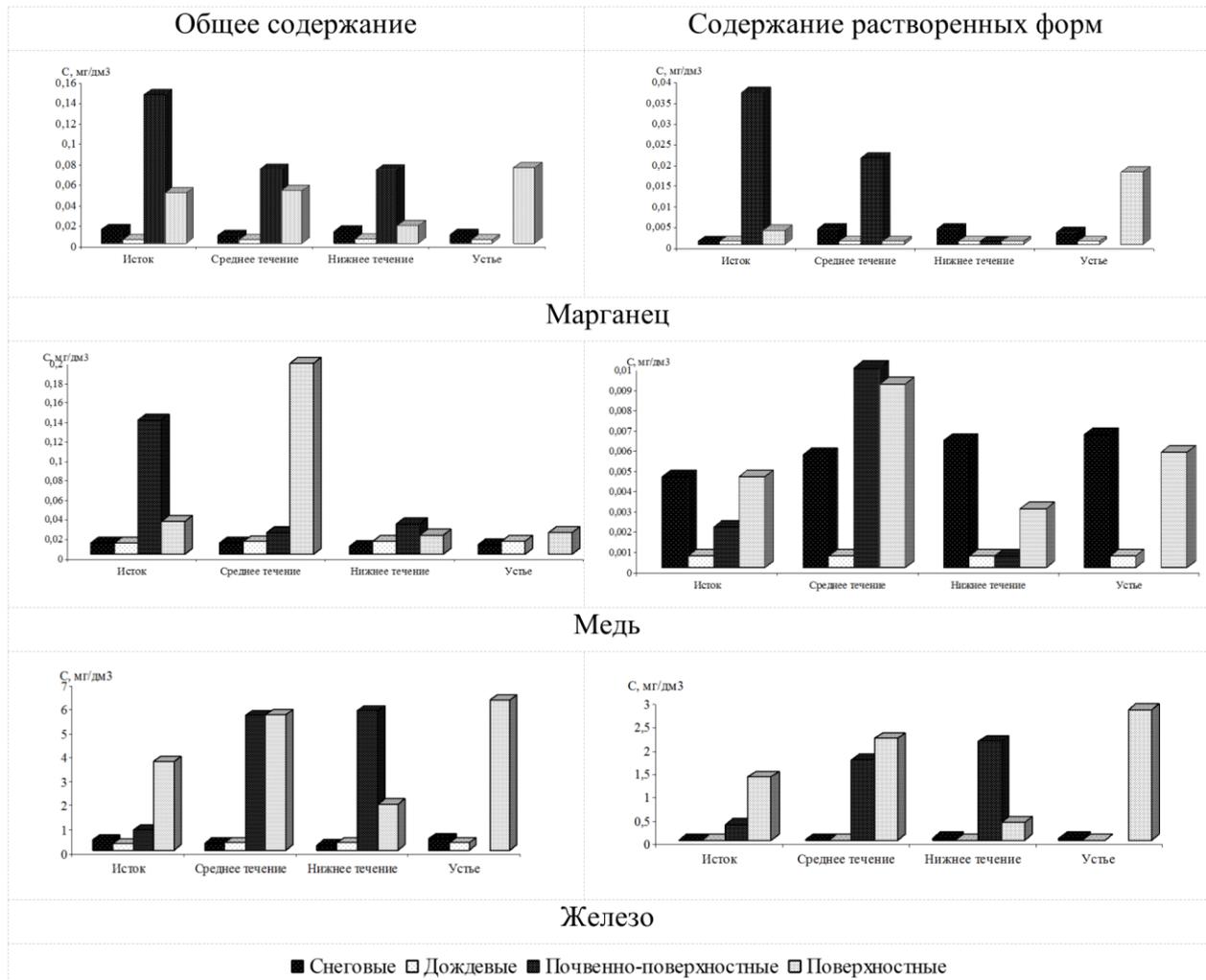


Рис. 1 – Содержание биогенных элементов в водах бассейна р. Майма

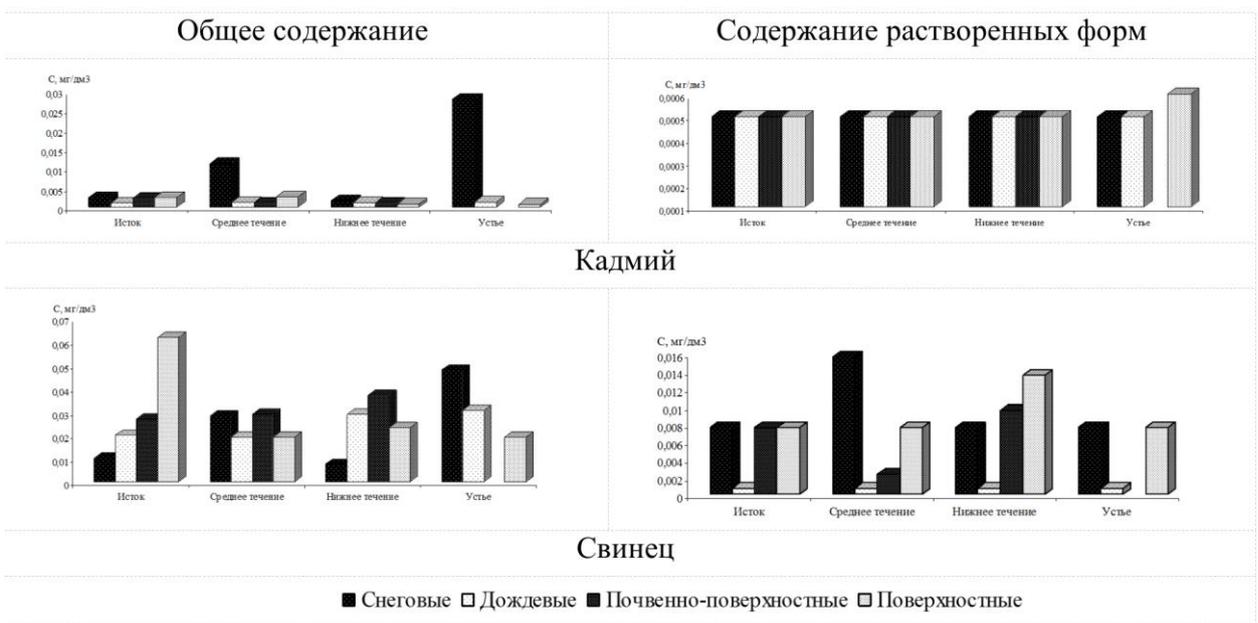


Рис. 2 – Содержание токсичных элементов в водах бассейна р. Майма

Содержание токсичных элементов (свинца и кадмия) в почвенно-поверхностных водах от истока к устью увеличивается с ростом антропогенной нагрузки в этом направлении в пределах агломерации Кызыл-Озёк – Горно-Алтайск – Майма.

Снижение концентрации обеих групп исследуемых элементов в речных водах по сравнению с почвенно-поверхностными обусловлено разбавлением первых грунтовыми водами.

Таким образом, различия концентрации биогенных и токсичных элементов в почвенно-поверхностных и речных водах различаются незначительно, в отличие от разницы качества атмосферных осадков и поверхностно-склоновых вод, что свидетельствует о важной биогеохимической роли подстилающей поверхности (почв, растительности) в формировании местного речного стока. Содержание водорастворимых форм металлов в исследуемых водах находится прямой корреляционной зависимости от их валового содержания.

Литература

1. Гусев Е.М., Кочарян А.Г. и др. Особенности трансформации химического состава атмосферных осадков при их взаимодействии с почвенным покровом подзоны южной тайги Европейской территории России // Вода: Химия и экология. – 2012. – №1. – С. 3-10.
2. Пузанов А.В., Бабошкина С.В. Микроэлементы в поверхностных водах Алтая // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2009. – №1 (3). – Т. 11. – С. 344-346
3. Природные комплексы Майминского района Республики Алтай. Коллективная монография. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2006. – 186 с.

ПРОБЛЕМЫ ПЛАНОВОГО ДВУМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЧНЫХ СЕТЕЙ И ПУТИ ИХ ПРЕОДОЛЕНИЯ

Жданов Е.П.

ООО "Центр инженерных технологий", г. Барнаул, Россия

e-mail: cit.barnaul@gmail.com

Аннотация. При использовании плановых двумерных моделей речных систем исследователь сталкивается с рядом проблем, обусловленных как недостаточно строгой математической постановкой задачи, использованным численным методом решения системы уравнений, так и условиями применения модели, связанными с объектами исследования. На примерах довольно многочисленных задач моделирования речных систем рассмотрена совокупность проблем, которые или разрушают решение, или делают его неприемлемым, и методы их преодоления.

Ключевые слова: двумерная модель мелкой воды, речная сеть

PROBLEMS OF TWO-DIMENSIONAL HORIZONTAL SIMULATION OF RIVER NETWORKS AND WAYS TO OVERCOME THEM

Zhdanov E.P.

"Center for Engineering Technologies" Company, Barnaul, Russia

e-mail: cit.barnaul@gmail.com

Abstract. When using two-dimensional horizontal models of river systems, the researcher encounters a number of problems due to both the insufficiently rigorous mathematical formulation of the problem, the numerical method used to solve the system of equations, and the conditions for model application associated with the objects of investigation. A wide set of problems, which either destroy the decision or make it unacceptable, and methods to overcome them are considered by the examples of numerous problems of river network simulation.

Keywords: two-dimensional model of shallow water, river network

Применение двумерной модели, хорошо зарекомендовавшей себя в тестовых расчетах, не гарантирует получение решения уравнений речной гидравлики в реальных задачах. В большинстве случаев возникают проблемы, не связанные со свойствами как собственно математической постановки задачи, так и с применяемыми численными методами ее решения. Огромное множество решаемых задач в принципе распадается на два класса. Первый класс - динамические задачи, в которых представляет интерес именно динамика процесса, например, волны, возникающие при резком изменении величины попуска из водохранилища или при разрушении плотины. Для инженерных решений часто вполне достаточно рассмотрения второго класса - квазистационарных задач, например, практически установившихся течений, к которым приводит с продвижением по времени решение нестационарной задачи. ООО "Центр инженерных технологий" в процессе выполнения работ, требующих расчета гидравлического режима рек, накопил опыт решения проблем, возникающих при двумерном

моделировании реальных речных объектов. В данной работе сделана попытка их систематизации.

Первая группа проблем связана с граничными условиями в верхнем створе участка моделирования. Из-за недостатков модели или неудачного интерфейса расчетной программы пользователь может не иметь возможности задействовать всю

имеющуюся информацию при формировании граничных условий на входе потока в моделируемую область. А часто у

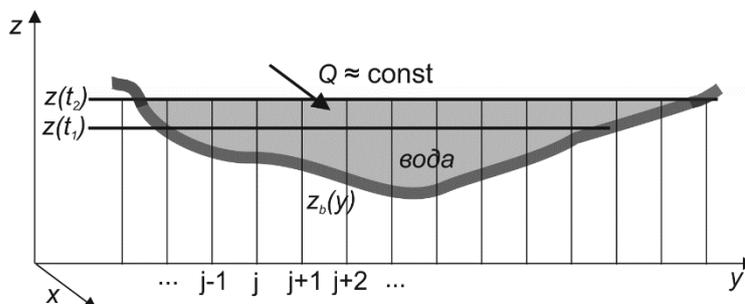


Рис. 2 – Поперечное сечение на входе потока

исследователя и нет полной информации. Действительно, стандартно для верхнего створа известна только величина расхода, получаемая расчетным путем по данным измерений ближайших или временных гидропостов.

Однако, полный расход есть $Q = \sum_{j=1}^{N(t)} q_j$, где q_j – расход, приходящийся на

поперечное сечение j -ой расчетной ячейки, зависящий в общем случае от времени, так как с течением времени может изменяться глубина входящего потока и при одном и том же суммарном расходе Q изменяться количество $N(t)$ участвующих в расчете ячеек во входном поперечном сечении потока (рисунок 1). Распределение расхода по сечению потока измеряется в створах гидропостов, положение которых, как правило, не совпадает с положением верхнего створа.

Как видно из рисунка 1, глубина в разных частях реального профиля во входном сечении потока различна. Перед исследователем возникает вопрос: как распределить суммарный расход Q между ячейками расчетной сетки? Здесь могут быть реализованы несколько подходов. Наиболее несовершенные программы равномерно распределяют расход между ячейками, что приводит к ошибкам модели.

Краевые условия не допускают их произвольного задания. В обычных

речных системах, если это – не горный поток, реализуется медленное течение без заметных волн. При несогласованных значениях q_j в решении формируется существенно искажающая распределение уровней волна,

пробегающая через область моделирования.

Значительное влияние на решение также оказывает направление струй потока на входе в моделируемую область.

В реальных условиях прямоугольная, или, в общем случае, произвольная, сетка

всегда имеет не параллельные входному сечению грани ячеек на границе модели, и их сориентировать поперек входного сечения чаще всего невозможно.

Определение направления течения ортогонально границам ячеек приводит к смещению стрежня

потока к одному из берегов, поскольку при этом фактически задается начальный импульс перпендикулярно ожидаемому в модели течению. Более того, как видно из рисунка 2, соответствующего одному из расчетов по реальной модели, при автоматической подстройке векторов направления скорости, максимум удельного расхода все равно может отклониться от наблюдаемого стрежня, тем самым, возможно, разрушая всю модель.

Вторая группа проблем связана с заданием начальных условий и согласованием краевых условий с решением на текущем слое времени.

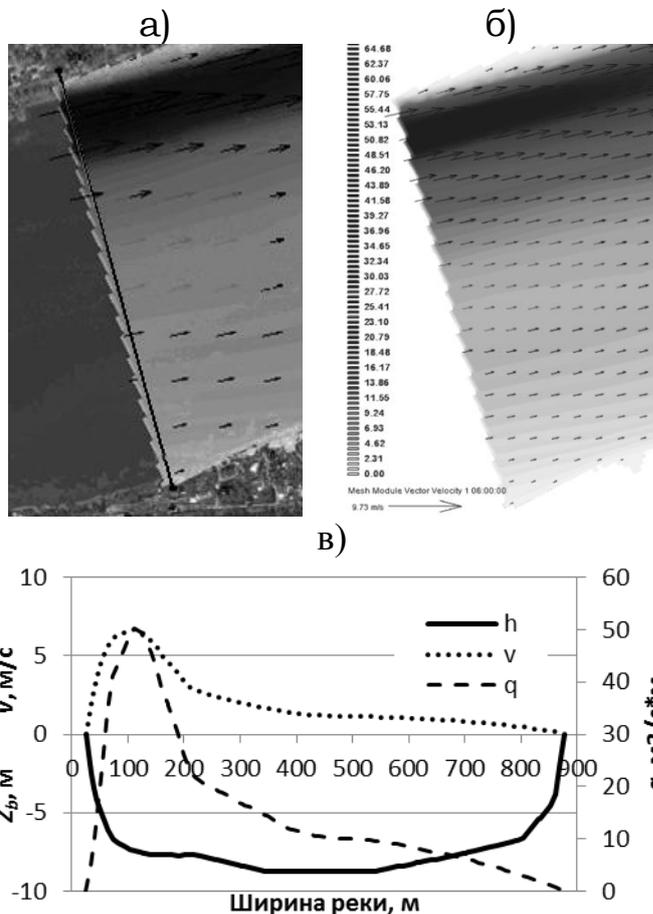


Рис. 2 – а) Поле скоростей; б) поле удельных расходов; в) для поперечного сечения реки отмеченной прямой линией на фрагменте а): графики отметок дна Z_b , скорости потока v , удельного расхода q

В начальный момент времени распределение параметров модели неизвестно. Количество ячеек, участвующих в расчете в первый момент времени может достигать сотен тысяч или миллиона, при этом для каждой расчетной ячейки необходимо задать несколько параметров. Поскольку заблаговременно знать и задать точно такое количество чисел практически нереально, то можно попытаться их определить приближенно, но такой подход не дает какого-либо существенного преимущества перед тривиальным заданием параметров, например, $z = z_0$, $v = 0$. В любом случае для их задания необходимо иметь хорошо разработанный интерфейс программы или использовать возможности сторонней программы-препроцессора.

Всегда имеется проблема согласования краевых значений с начальными или текущими значениями параметров системы уравнений. Можно с уверенностью предположить, что в моделируемой речной системе на ее границах нет сверхкритического режима течения. Однако, при произвольном задании условий на границе в результате распада разрыва на границе расчетной области на следующем слое времени и далее по времени вблизи границы может возникать решение, носящее характер сверхкритического течения.

Третья группа проблем связана с заданием условий в нижнем створе потока. Обычно при заданном расходе потока Q его уровень $z^{\text{низ}}$ на границе вниз по течению неизвестен. Этот уровень может, например, быть рассчитан по известным уровням гидропостов, находящимся вблизи нижней границы модели, но такое бывает на практике крайне редко. Проблема в том, что даже если и есть такие посты, то они могут не давать значения уровня воды при требуемом ее расходе. В общем случае уклон свободной поверхности изменяется при изменении расхода воды в реке, при этом общей закономерности, позволяющей задать функцию для уклона $i=i(Q)$ нет.

Обычной ситуацией является, когда гидропостов вблизи области моделирования речной системы или совсем нет, или, в лучшем случае, есть

один гидростатический уровень, который может быть задан в одной точке реки, не обязательно внутри моделируемой области, значения уровней, возможно лишь в диапазоне, не соответствующем заданию расхода. В результате при постановке задачи моделирования исследователю приходится использовать не совсем достоверную информацию об уклоне реки в рамках границ модели и, как результат, он получает весьма приблизительное значение уровня воды на нижней границе, полученное часто с помощью линейной интерполяции. Расчет при таком значении уровня обычно приводит к "вспучиванию" поверхности вблизи нижней границы модели или, наоборот, к горизонтальной поверхности воды.

В ходе решения нестационарной задачи при динамическом изменении расхода воды в реке и распространении уровней вдоль течения в области моделирования возникает задача выявления эмпирической зависимости уровня воды в нижнем сечении реки $z^{\text{низ}}=z^{\text{низ}}(Q, i)$.

Аналогично ошибкам в решении, возникающим на границе вверх по течению, на нижней границе возникают искажения решения из-за несовпадения векторов скорости с нормалью к этой границе, хотя эти искажения гораздо менее велики и критичны.

Четвертая группа проблем связана с цифровой моделью рельефа (ЦМР) русла и поймы. Как правило, ЦМР имеет плохое качество: присутствуют участки с неоцифрованным рельефом, узлы триангуляции далеки друг от друга, присутствуют игольчатые треугольники.

ЦМР импортируется в программу моделирования в виде исходного набора нерегулярных точек $z_b(x, y)$, которые затем отображаются на расчетную сетку. В случае большой густоты исходных точек информация, содержащаяся в них частично теряется, при чрезмерно удаленных друг от друга точках, напротив, информации о поверхности явно недостаточно. Существуют различные методы интерполяции, однако при любом из них поверхность описывается недостаточно хорошо с точки зрения моделирования. Качество задания рельефа определяется размерами

расчетной сетки и способом интерполяции, который может как сгладить поверхность, так и, наоборот, создать или увеличить неровности при нелинейном методе интерполяции.

Особая проблема – создание ЦМР русел рек. Это весьма трудоемкая процедура, включающая в себя большой объем геодезических работ. При чрезмерной разреженности промерных точек ЦМР русла получается недостаточно корректной. Поскольку до русловой съемки получить ее неоткуда, то в процессе построения ряда моделей нами была разработана методика, позволяющая, как нам представляется, оптимизировать получаемую ЦМР для целей моделирования. Разработка методики была вызвана появлением артефактов в русле и на пойме при использовании некорректной ЦМР, влияющих на качество получаемой модели. В целом можно выделить два типа артефактов.

Артефакты, возникающие в глубине русла из-за ошибок ЦМР или недостаточной информации о рельефе дна реки. Такие артефакты могут влиять на характер модели течения. От них следует отличать естественные объекты: скальные выступы, гряды.

Артефакты, возникающие вдоль берегов рек. При большой плотности исходных данных и мелкой сетке их влияние невелико. При разреженных исходных точках рельефа мелкая сетка не может исправить ситуацию. Расчетная сетка, создаваемая с учетом геометрии русла реки и с изменяемыми размерами ее ячеек не спасает ситуацию, так как уровень воды может повышаться, и вода в этом случае будет заполнять участки рельефа с ячейками большего размера и не согласованной с направлением течения ориентацией. Пример береговой линии с крупной расчетной сеткой приведен на рисунке 3.

Существуют и две обратные проблемы недостаточного проявления в рельефе.

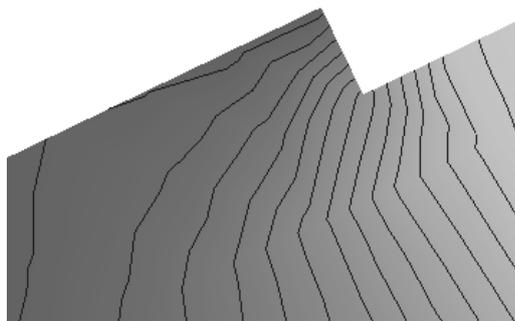


Рис. 3 – Береговая линия и изогипсы поверхности воды

Первая – это наличие в реальном рельефе протяженных мелких объектов в виде насыпей, дорог, каналов, а также одиночных объектов, например, крупных зданий в пойме реки. Их необходимо описывать и размещать на расчетной сетке отдельно. Мелкая сетка хорошо описывает подобные объекты, но не всегда возможно использовать такую расчетную сетку. Если же ячейки сетки достаточно крупны, то интерфейс программы должен позволять необходимую коррекцию ЦМР, или необходимо использовать сторонние программы-препроцессоры. На рисунке 4 приведен достаточно характерный пример, когда исходных данных немного. По ним построен рельеф, отображенный на рис. 4а на фоне карты района. Как видно на полученной ЦМР имеющаяся дорога отсутствует. В результате очистки полученных с помощью триангуляции точек проявляется насыпь с дорогой (рис. 4б). После отображения очищенных точек на расчетную достаточно мелкую сетку Grid получается рельеф, показанный на рис. 4в. На мелкой расчетной сетке артефакты не значимы, но при ее укрупнении относительный масштаб артефактов возрастает и в узком протяженном объекте вполне могут появиться щели, приводящие к протечке.

Вторая – малые реки, как правило, характеризующиеся большой извилистостью и малой глубиной. Их берега могут быть слабо выражены в рельефе, но даже при четкой их проявленности в ЦМР масштаб артефактов на сетке Grid обычно сопоставим или крупнее масштаба небольшой реки или ручья, что приводит к неадекватным результатам в решении. Некачественная ЦМР русла и берегов реки в некоторых случаях может приводить к невозможности построения двумерной плановой модели.

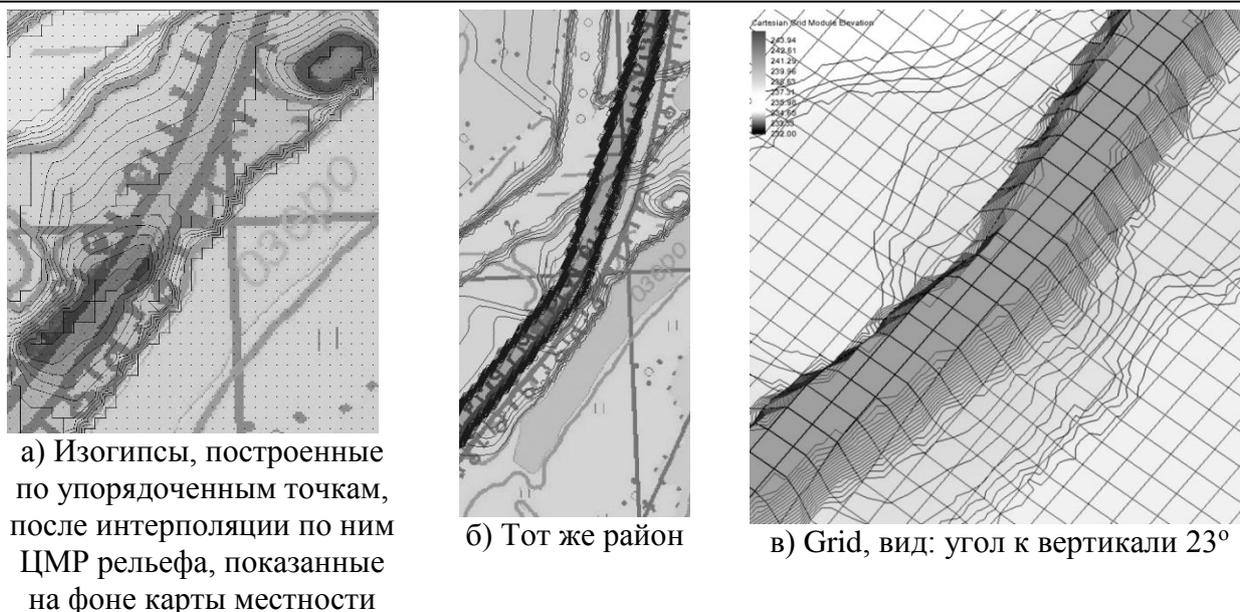


Рисунок 4 – Очистка исходных данных

В случаях, когда в одной модели наряду с крупными присутствуют небольшие реки возникает проблема, связанная с разным масштабом речных объектов, обуславливающая необходимость использования гибридных моделей, дающих одновременно двумерные и одномерные решения для разных частей области моделирования. Такие модели более сложны и должны согласовывать условия для двумерных и одномерных систем уравнений.

Пятая группа проблем связана с процессом решения. Задание согласованных начальных и граничных условий еще не гарантирует успех моделирования по двумерной модели, даже если метод численного расчета апробирован на тестовых моделях и дает на них верные решения.

Первая проблема из этой группы возникает при размещении модели на компьютерной системе. На слабом компьютере невозможно получить решение за приемлемое время. Выше уже неоднократно упоминалось требование густой сетки с мелким шагом. Для моделируемой области длиной 30-40 км, шириной 5-6 км и размером расчетных ячеек около 12 м потребуется сетка с количеством ячеек около 2 млн. Уже построение ЦМР для такой сетки требует значительных затрат машинного времени. Легко подсчитать, что многочисленные двумерные массивы параметров задачи занимают место в памяти компьютерной системы, превышающее типичный

объем оперативной памяти. При малом объеме оперативной памяти постоянный процесс подкачки файлов виртуальной памяти увеличивает время расчета во много раз.

Процесс расчета обычно протекает на порядка миллиона расчетных слоях времени, следовательно, ошибки округления арифметических операций могут стать существенными, поэтому имеет смысл вести расчет с числами с повышенной длиной мантиссы, например, двойной точности. Это также в разы увеличивает объем машинной памяти. Как результат, существует физическое ограничение сверху на размер расчетной сетки. А ограничением снизу служит характерный размер неоднородностей рельефа.

Следующая проблема из этой группы связана с малым шагом по времени и длительностью проведения расчета. Безусловно устойчивые численные методы позволяют проводить расчет с превышением числа Куранта Cu . Условно устойчивые методы вынуждены ограничивать шаг по времени таким значением, чтобы выполнялось условие $Cu = \frac{\Delta t \cdot u}{\Delta l} \leq 1$, где Δt – шаг между слоями времени, u – максимум скорости переноса по всем ячейкам, Δl – наибольший размер ячеек. При моделировании речной системы на двумерной сетке локальное число Куранта $\frac{\Delta t \cdot u_{ij}}{\Delta l_{ij}}$ изменяется достаточно сильно, и даже в случае использования для расчета безусловно устойчивого расчетного метода, шаг по времени стоит ограничивать так, чтобы число Куранта было менее 2, и то, лишь в наименее критичных частях получаемого решения. Проблема неожиданного выхода на неустойчивое решение в этих условиях весьма актуальна.

Следующая проблема из рассматриваемой группы связана с качеством программирования и используемого численного метода в расчетном ядре программы моделирования. Чем качественнее расчетный метод, тем он затратнее относительно машинных ресурсов и времени расчета. Поскольку решение ищется в классе устанавливающихся решений в квазистационарных

задачах, то достаточно использовать численные методы, применяемые для гладких решений, тем более, что моделируются докритические режимы течений. Однако применение самых простых методов типа методов бегущего счета, приводит к уменьшению расчетного шага по времени как следствие требования $Cu < 1$ и одновременного повышения требований к уменьшению размеров Δl расчетной сетки. Такие методы дают несколько более сглаженные решения вследствие большего вклада численной вязкости в правую часть уравнений движения математической модели. Указанные требования, в общем случае, могут стать препятствием для использования простых численных методов в задачах моделирования. Численные методы второго порядка точности кроме дополнительных вычислительных затрат требуют принятия специальных мер для сглаживания решений. Точный метод решения распада разрыва приводит к итерациям при расчете параметров на каждой грани каждой расчетной ячейки, поэтому им обычно не пользуются.

Наиболее интересны применения метода конечных элементов. Этот численный метод безусловно устойчив. На каждой грани элемента расчетной сетки параметры системы рассчитываются и изменяются линейно или нелинейно, а не представляются одним числом. Но этот метод расчета достаточно затратен по компьютерным ресурсам.

Шестая группа проблем связана с интерфейсом программы для ввода, вывода, отображения и анализа результатов или используемыми соответствующими программами при и пост-процессорами. Некоторые программы моделирования вообще не имеют интерфейса, а предполагают ввод данных для расчета из заранее подготовленных файлов. Без использования сторонних программ-препроцессоров в таком случае проводить моделирование реальных речных систем невозможно. Их возможности позволяют проводить модельные расчеты с упрощенными минимальными данными, но и их, в силу их огромного количества, приходится генерировать с помощью какой-либо среды программирования.

Интерфейс программы для двумерного моделирования – это фактически отдельная самостоятельная программа, чей код во много раз больше кода расчетного ядра. При неудобном интерфейсе производительность моделирования стремится к нулю. Требования к интерфейсу многочисленны и многообразны. Проблема в том, что нет программы с идеальным интерфейсом, у каждой из них есть те или иные недостатки, требующие иногда такого объема дополнительного программирования, что значимость полученных результатов становится ничтожной, так как результатом в виде миллионов чисел невозможно воспользоваться.

Проблемы интерфейса с расчетным ядром могут возникать на любом из этапов расчета: при задании начальных данных в стартовой области на расчетной сетке, при перерасчете краевых условий на каждом из слоев времени, при сохранении промежуточных значений параметров, при сохранении полученных результатов, при отображении полей чисел, векторов, построении линий разрезов поля данных и получении графиков этих данных вдоль линий разрезов, получении сумм параметров на площади или линии и так далее.

Последняя группа проблем связана с верификацией и калибровкой получаемых результатов.

После получения результатов моделирования перед исследователем встает проблема проверки их правдоподобности. Процесс такой проверки достаточно сложен, так как реально с экспериментальными данными можно сравнить только уровни воды в некоторых точках области моделирования при некоторых расходах воды в реке и ее притоках. И здесь возникает целый ряд проблем:

- отсутствие или недостаточное число гидропостов, которые могут дать достоверные значения кривой расходов воды $Q = f(z)$ в области моделирования. Однако, без измерений, проведенных в границах области моделирования, построить функцию $z = f(Q)$, необходимую для верификации,

в этих и других точках области невозможно;

- расходы воды в основной реке не совпадают с расходами в модели;

- пики расходов в основной реке не совпадают по времени с расходами на ее притоках;

- по уровням воды часто есть информация лишь в виде меток высоких вод предыдущих паводков, которые могут определяться с большими погрешностями;

- полевые измерения уровней воды по берегам реки обычно проводятся не в периоды максимума стока, а в межень;

- если при определении на местности координат мест замеров уровня ошибки в 1 - 2 м не вносят значимой погрешности, то при расчете собственно значения уровня воды может быть внесены заметные погрешности как в процессе геодезических измерений, так и при математических вычислениях.

Перечисленные проблемы накладывают ограничения на верификацию полученных результатов: сравнение с наблюдаемыми значениями можно провести лишь в некоторых случаях, что лишь подчеркивает значимость математического моделирования.

Следующая проблема из этой группы – это малые возможности коррекции модели. Проще всего модифицировать слагаемые в правых частях уравнений движения математической модели, описывающие трение воды о почву и берега, без изменения функциональных зависимостей. Эти слагаемые описываются с помощью эмпирических зависимостей, установленных в модельных расчетах. Для реальных объектов значения коэффициентов шероховатости точно не известны и подбираются по аналогам. Корректировать получаемые результаты моделирования удастся путем уточнения значений этих коэффициентов.



Рис. 5 – Зонирование области моделирования по коэффициенту шероховатости

На рисунке 5 приведен пример зонирования коэффициентов шероховатости, но точных алгоритмов для корректного задания коэффициентов шероховатости нет. В ситуациях моделирования реальных объектов они могут зависеть от характера подстилающей поверхности, встречающихся препятствий, качества ЦМР русла, глубины,

скорости потока, уклона русла и других условий.

В заключении следует упомянуть трудности и неоднозначный характер отображения и табличного представления полученных в двумерном моделировании результатов. Объем данных слишком велик для представления в сравнении результатами одномерного моделирования. Достаточно неплохое отображение полученных результатов дает графическое представление полей параметров и векторов, но такой вид результатов часто не подходит для принятия решений. Вывод данных в виде графиков позволяет представить изменение параметров потока только вдоль каких-то линий. Определение этих линий неоднозначно. Если линия проводится по стрежню вдоль потока, то при другом расходе и уровнях воды стрежень может сместиться. Такая же ситуация возникает, если линия проводится вдоль границы затопления. При этом значения уровней для линий, проводимых вдоль разных берегов извилистого русла не совпадают: уровень на внешней дуге поворота русла всегда выше, чем на внутренней. При табличном выводе результатов неопределенность только возрастает, так как выдаются значения параметров лишь в некоторых точках двумерного поля значений.

Автор выражает глубокую благодарность В.А. Жорову и С.Г. Яковченко за обсуждение проблем, упомянутых в этой работе.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И НАБЛЮДЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВЕСЕННИХ ПОЛОВОДИЙ И ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА ВЕРХНЕЙ ОБИ

Зиновьев А.Т.¹, Балдаков Н.А.¹, Дьяченко А.В.¹, Коломейцев А.А.¹, Кормаков В.И.²,
Кошелев К.Б.¹, Кудишин А.В.¹, Ловцкая О.В.¹, Марусин К.В.¹

¹ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия*

² *Верхне-Обское бассейновое управление, г. Барнаул, Россия*

e-mail: zinoviev@iwep.ru

Аннотация. Среди опасных гидрологических явлений наибольшую опасность для населения и экономики представляют наводнения, которые на реках Сибири могут быть вызваны весенне-летними половодьями, дождевыми паводками и образованием ледовых заторов и зажоров. Острые гидрологические ситуации часто складываются при половодьях и паводках также на Верхней Оби и ее притоках, осложняющие в числе прочего эксплуатацию Новосибирского гидроузла. Проблема прогнозирования наводнений, обусловленных паводками и половодьями на реках, весьма важна, так как связана, с одной стороны, с защитой жизни, здоровья и благосостояния больших масс населения во многих регионах страны, а с другой – имеет большое практическое значение при эксплуатации гидротехнических систем в условиях пропуска больших объемов воды при половодьях и паводках с тем, чтобы обеспечить рациональное использование речного стока и защиту земель от наводнений. Одним из путей решения проблемы является разработка и совершенствование методов математического моделирования прохождения волн паводков и половодий в крупных речных бассейнах и адаптация разработанных математических моделей к условиям реальных речных систем Сибири. В работе обсуждается компьютерная модель для краткосрочных прогнозов наводнений в результате прохождения половодий и паводков на Верхней Оби, результаты расчетов уровней и расходов в 2014-2017 гг. и данные наблюдений для построения и калибровки модели.

Ключевые слова: Верхняя Обь, половодья, паводки, моделирование, наблюдения

FORECAST AND OBSERVATION OF EXTREME SPRING AND RAINFALL FLOODS ON THE UPPER OB

Zinoviev A.T.¹, Baldakov N.A.¹, Diachenko A.V.¹, Kolomeitsev A.A.¹, Kormakov V.I.²,
Koshelev K.B.¹, Kudishin A.V.¹, Lovtskaya O.V.¹, Marusin K.V.¹

¹ *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

² *Upper Ob Basin Department, Barnaul, Russia*

e-mail: zinoviev@iwep.ru

Abstract. Among the hydrological hazards the most dangerous for the population and the economy are floods on the Siberian rivers caused by spring and summer floods, rain floods, and the formation of ice jams. Acute hydrological situations often occur during floods on the Upper Ob river and its tributaries, complicating, among other things, the operation of the Novosibirsk hydro system. The problem of forecasting floods is very important since it is associated, with the protection of life, health and well-being of the population, and is of great practical importance for the operation of hydraulic systems in terms of passing of large volumes of water during floods to ensure the rational use of river runoff and protection of land from flooding. One of the ways of solving the problem is the development and improvement of methods of mathematical modeling of floods in major river basins and the adaptation of mathematical models to real river systems of Siberia. The paper discusses a computer model for a short-term forecast of floods on the Upper Ob, the results of calculations of water level and discharge in 2014-2017 and observation data to develop and calibrate the model.

Key words: the Upper Ob, spring flood, rainfall flood, mathematical modelling, observation

Введение

Наводнения на реках, вызываемые весенними половодьями и дождевыми паводками, являются одними из наиболее опасных природных бедствий в нашей стране. Прогнозирование наводнений имеет большое научное и практическое значение для многих регионов России, в том числе

для Сибири. Проблема прогнозирования наводнений, обусловленных весенними половодьями на Верхней Оби, особо важна, поскольку связана, с одной стороны, с защитой жизни, здоровья и благосостояния населения, проживающих на пойменных территориях Оби, а с другой, имеет большое практическое значение при эксплуатации Новосибирского гидроузла в условиях пропуска больших объемов воды, когда необходимо обеспечить рациональное использование речного стока и защиту земель от затоплений [1].

Информационно-моделирующие системы, используемые в настоящее время за рубежом для краткосрочного прогнозирования половодий и паводков на реках, опираются на модели формирования стока воды с водосборного бассейна (модели типа «осадки-сток») и гидролого-гидродинамические модели неустановившегося движения воды в русловой сети, использующие уравнения гидравлики открытых русел (с учетом затопления поймы). Фактически это одномерные или двумерные («плановые») модели неустановившегося движения воды: динамические модели Сен-Венана и упрощенные квазистационарные модели (типа модели «диффузионной волны»).

Для краткосрочных прогнозов затопления пойменных территорий на участке р. Обь от слияния рек Бия и Катунь до створа плотины Новосибирской ГЭС было предложено использовать компьютерную гидродинамическую 1DH-модель на основе уравнений Сен-Венана для описания течений в речной системе Верхней Оби и оперативные данные по уровням воды на гидропостах (г/п) Росгидромета. Этот подход позволил выполнить прогностические расчеты распространения волны экстремального дождевого паводка в р. Обь в 2014 г. на участке от с. Фоминское до плотины Новосибирской ГЭС и весеннего половодья 2015 г. Для калибровки модели выполнены натурные наблюдения уровней при больших расходах воды в 2014 г. Для уточнения модели выполнены русловая съемка и натурные гидрологические наблюдения в 2014-2017 гг. Расчеты и наблюдения весенних половодий 2016 и 2017 гг. выявили специфические

гидрологические ситуации, прогноз которых требуют более детального математического описания процессов трансформации снежных запасов и дождевых осадков на территории крупных водосборов в речной сток.

Цель работы

Обсуждаемые ниже материалы являются результатами выполненных работ по созданию информационно-моделирующих систем оперативного прогнозирования половодий и паводков на крупных реках Сибири в различных условиях формирования стока. Их целью является разработка компьютерной гидродинамической модели для прогнозирования половодий и паводков в речной системе Верхней Оби (пилотный проект).

Для реализации данного проекта были поставлены и решены следующие основные задачи:

- собрать и проанализировать архивную морфометрическую и гидрологическую информацию для русла и поймы р. Обь на участке до с. Фоминское г. Камень-на-Оби;

- выполнить полевые работы для сбора необходимой дополнительной натурной информации (топографической, гидрографической и гидрометрической) для построения, калибровки и верификации компьютерной модели динамики речного потока в русле и на пойме для рассматриваемого участка долины р. Обь;

- с использованием данных выполненных топографической и русловой съемок для уточнения морфометрии расчетной области построить цифровые модели рельефа русла и поймы р. Обь на участке до с. Фоминское г. Камень-на-Оби;

- с использованием данных полевых гидрологических наблюдений построить программный комплекс на основе 1DH- и 2DH-моделей для описания нестационарных процессов в речных системах со сложной морфометрией с высокой степенью пространственного разрешения;

- выполнить имитационные расчеты нестационарных течений в системе русел Верхней Оби и на участке Новосибирского водохранилища до створа

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование плотины НГЭС и выполнить сопоставительный анализ данных расчетов и наблюдений;

- разработать проблемно-ориентированные ГИС (в том Web-ГИС), позволяющие эффективно совместно хранить, обрабатывать и визуализировать пространственно распределенную информацию (эмпирические и расчетные данные) по гидрологическим процессам на участке Верхней Оби.

Материалы и методы

Для построения компьютерных 1ДН- и 2ДН-моделей течений в речной системе Верхней Оби необходимы цифровые модели рельефа русла и поймы р. Обь на участке от с. Фоминское до г. Камень-на-Оби и данные гидрологических наблюдений.

Основой для создания цифровых моделей рельефа русла и поймы р. Обь на участке от с. Фоминское до г. Камень-на-Оби послужили крупномасштабные топографические карты (в основном масштаба 1:25000, на отдельные участки – 1:10000) и карты водного пути (так называемые лоции). Для уточнения и дополнения этой исходной информации использовались данные дистанционного зондирования (спутниковые снимки), а также данные собственных полевых изысканий. В ходе этих изысканий выполнялись русловые съемки на отдельных участках, строились поперечные профили русла и прилегающей пойменной территории, уточнялось современное положение бровки берегов и конфигурация русловых форм, выполнялось измерение расходов воды и вертикальных отметок уровня и т.д.

В составе полевых работ по геодезическому и гидрологическому изучению отдельных участков речной системы Верхней Оби проведены натурные исследования пропускной способности рукавов русловых разветвлений р. Обь на участке Барнаул – Камень-на-Оби для двух наиболее крупных русловых разветвлений реки на данном участке: Тарадановско-Давыдовского и Гоньбинско-Повалихинского (рис. 1).

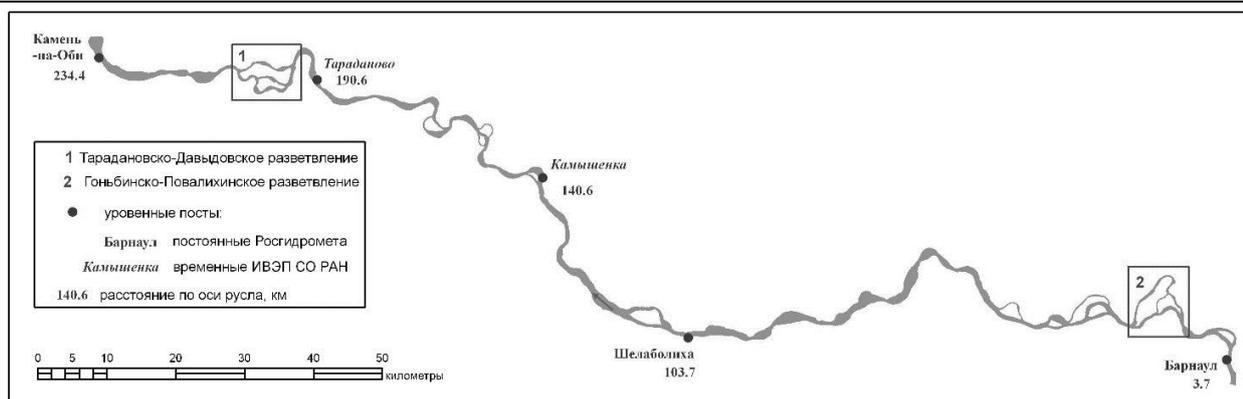


Рис. 1 - Местоположение исследуемых русловых разветвлений

Пропускная способность определялась путем прямых измерений расходов воды в рукавах и основном русле реки в относительно стационарных условиях. Измерения выполнялись в 2016 г. для Гоньбинско-Повалихинского разветвления 31 июля, для Тарадановско-Давыдовского – 5 августа. Общие гидрологические условия р. Обь в период съемки – это спад половодья и начало летне-осенней межени. Характерные общие расходы воды в р. Обь составляли 2500-2800 м³/с. Относительная стационарность гидрологических условий контролировалась по значению расхода воды в начале участка измерений (на входе в разветвление) и в конце участка измерений (на выходе из разветвления), а также по данным наблюдений за уровнем воды на гидропостах Росгидромета, расположенных на рассматриваемом участке р. Обь (Барнаул, Шелаболиха, Камень-на-Оби). Для определения расходов воды использовался акустический доплеровский профилограф-расходомер Sontek M9 River Surveyor Live.

В результате выполненных натурных измерений получены фактические данные о пропускной способности (расходах воды) в рукавах наиболее крупных русловых разветвлений р. Обь на участке от Барнаула до Камня-на-Оби в условиях спада половодья и начала летне-осенней межени. Эти данные использовались для калибровки и верификации компьютерных моделей руслового потока. Результаты выполненных наблюдений показали, что пойменные протоки играют существенную роль в функционировании общей гидравлической системы реки и должны учитываться при построении компьютерных моделей течений.

В связи с большой протяженностью и морфологической сложностью рассматриваемого участка р. Обь исследования по уточнению и дополнению информации о современном рельефе русла и поймы еще продолжаются.

Для описания прохождения волн половодий и паводков по речной сети Верхней Оби были созданы математические и компьютерные модели различной размерности (1DH и 2DH) и сложности [2-3]. В том числе, для учета русловых участков со сложной морфометрией геометрии разработана математическая 1DH- модель течений в системе русел и на пойме рек, полученная путем осреднения по ширине русла плановых уравнений Сен-Венана, записанных в криволинейной системе координат; ее использование позволяет более точно вычислять объемы и площади зеркала реки вместе с пойменными участками значительной ширины [5].

Для апробации компьютерных гидродинамических 1DH-моделей выполнены имитационные расчеты уровней воды в р. Обь на участке от г/п Фоминское до нижнего бьефа Новосибирской ГЭС в мае 1972 г. и сделан сопоставительный анализ натуральных данных и результатов расчетов. Ниже приводятся результаты использования различных компьютерных 1DH-моделей течений для краткосрочного прогнозирования весенних половодий и дождевых паводков в речной системе Верхней Оби.

Результаты расчетов и их обсуждение

Прохождение экстремального дождевого паводка в бассейне Верхней Оби в весенне-летний период 2014 г. вызвало крупное наводнение на реках Алтая. По оценкам, обеспеченность максимального расхода данного паводка в районе г. Барнаула была около 3%. Во время паводка 2014 г. выполнялся краткосрочный прогноз уровней воды на участке реки Обь от с. Фоминское до плотины Новосибирской ГЭС. Для прогнозов затопления пойменных территорий на участке р. Обь от слияния рек Бия и Катунь до створа плотины Новосибирской ГЭС в 2014 г. была использована компьютерная 1DH-модель для описания течений в речной системе Верхней Оби. На основе этой модели и оперативных данных по уровням на гидропостах были проведены расчеты

распространения волны экстремального дождевого паводка в р. Обь в 2014 г. на участке от г/п Фоминское до плотины Новосибирской ГЭС. При наводнении 2014 г. также выполнены измерения расходов воды у г. Барнаула, получены натурные данные по максимальным расходам воды и установлено хорошее совпадение максимальных расчетных и наблюдаемых уровней воды [3].

В зимний период 2014-2015 гг. на равнинных и предгорных водосборах Верхней Оби наблюдались повышенные снегозапасы. С учетом катастрофического наводнения 2014 г. и того факта, что предполагалась большая водность р. Обь в период весеннего снеготаяния, прогнозам весеннего половодья 2015 г. было уделено особое внимание. С использованием усовершенствованной 1DH-модели были подготовлены прогнозы уровней воды на Верхней Оби в 2015 г. с заблаговременностью до 3-5 дней. Результаты краткосрочных прогнозов уровней/расходов воды при весеннем половодье на Верхней Оби в 2015 г. приведены в [4]. Близость результатов краткосрочных прогнозов 2014-2015 гг. с данными натурных наблюдений показала, что уточненная с использованием новых морфометрических и гидрологических данных и учетов процессов фильтрации/испарения компьютерная 1DH-модель течений в системе русел Верхней Оби может быть использована как для краткосрочной оценки уровней затоплений пойменных территорий на рассмотренном участке р. Обь при весенних половодьях и дождевых паводках, так и обоснования режима попусков из Новосибирского водохранилища.

В период весеннего половодья 2016 г. по разработанной гидродинамической 1DH-модели подготовлены краткосрочные прогнозы уровней воды на Верхней Оби, и получено хорошее совпадение спрогнозированных и наблюдаемых уровней воды у г/п Барнаул во время их подъема. Однако на спаде волны половодья отмечено отличие расчетных и наблюдаемых уровней воды (см. рис. 2).

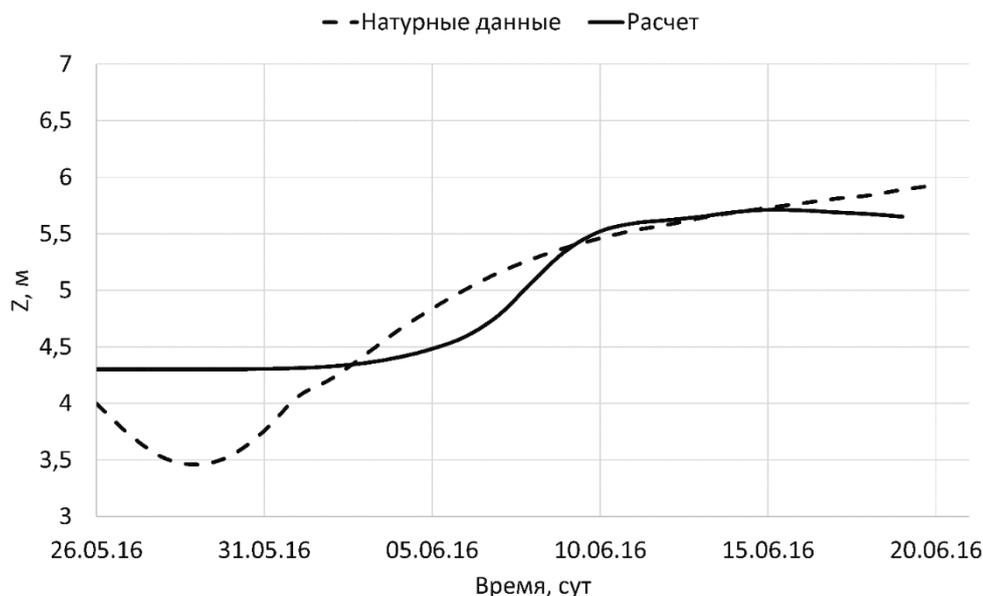


Рис. 2 – Гидрограф весеннего половодья у г/п г. Барнаул в 2016 г.

Несмотря на наблюдаемое общее падение уровней на участке Верхней Оби от г/п Фоминское до г/п Усть-Чарышское, в районе г/п Барнаул (в том числе у п. Затон) продолжительное время во второй половине июня 2016 г. отмечались высокие уровни воды. Проблема усовершенствования разрабатываемой компьютерной 1DH-модели для прогнозирования половодий и паводков на Верхней Оби тесно связана с изучением природных и антропогенных факторов, влияющих на процесс затопления пойменных территорий, в том числе на его продолжительность. Возможно, получаемой оперативной информации по имеющимся гидропостам на Верхней Оби в ряде специфических ситуаций формирования поверхностного стока на отдельных участках водосбора недостаточно для точных краткосрочных гидрологических прогнозов уровней (расходов) на рассматриваемом участке р. Обь. Это актуально как с научной точки зрения, так и в практическом плане для совершенствования математического описания затопления пойменных территорий на Верхней Оби в районах городов Бийск, Барнаул и Камень-на-Оби в периоды прохождения весенних половодий и дождевых паводков.

В зимний период 2016-2017 гг. на равнинных и предгорных водосборах Верхней Оби также наблюдались очень высокие снегозапасы. В период весеннего половодья 2017 г. по компьютерной гидродинамической 1DH-

модели, построенной на уравнениях Сен-Венана, записанных в криволинейной системе координат, подготовлены краткосрочные прогнозы уровней воды на Верхней Оби, и получено хорошее совпадение спрогнозированных и наблюдаемых уровней воды у г/п Барнаул во время их подъема (рис. 3).

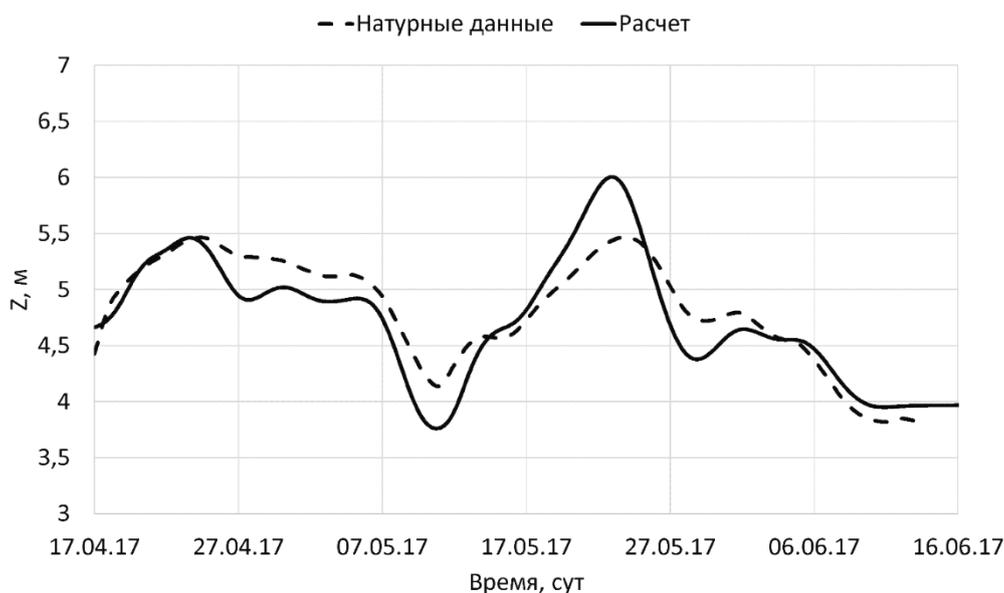


Рис. 3 – Гидрограф весеннего половодья у г/п г. Барнаул в 2017 г.

Расхождение в расчетных и натуральных данных в значительной степени мере определяется недостаточно полным учетом влияния поймы на участке р. Обь от г/п Фоминское до г/п Барнаул, которая сглаживает максимальные уровни воды в реке и сдвигает их по фазе. Отметим, что на участке реки от г/п Фоминское до г/п Барнаул эффекты «поймы» начинают быть заметными с расходов более $3500 \text{ м}^3/\text{с}$.

Определение границ зон возможного затопления является в настоящее время одной из стандартных прикладных гидрологических задач, решаемых средствами ГИС. В настоящее время разработаны несколько методов определения зон затопления средствами ГИС, обеспечивающих различную точность вычислений. Выбор метода определяется наличием гидрологической информации по уровням водной поверхности.

Для построения границ зон затопления необходимо иметь:

- детальную информацию о рельефе территории;
- значения уровней воды заданной обеспеченности на гидропосту (а) или

- значение уровней воды или глубин на изучаемом участке речной сети (б).

Линии границ зон затопления при заданной вероятности превышения уровня воды в период половодья показаны на рисунке 4, зона затопления, рассчитанная по 1DH-модели на конкретную дату, показана на рисунке 5.



Рис.4 – Зоны затопления различной обеспеченности (г. Барнаул)



Рис.5 – Зона затопления на выбранную дату

Растр глубин водной поверхности, рассчитанный по 2DH-модели, показан на рисунке 6.

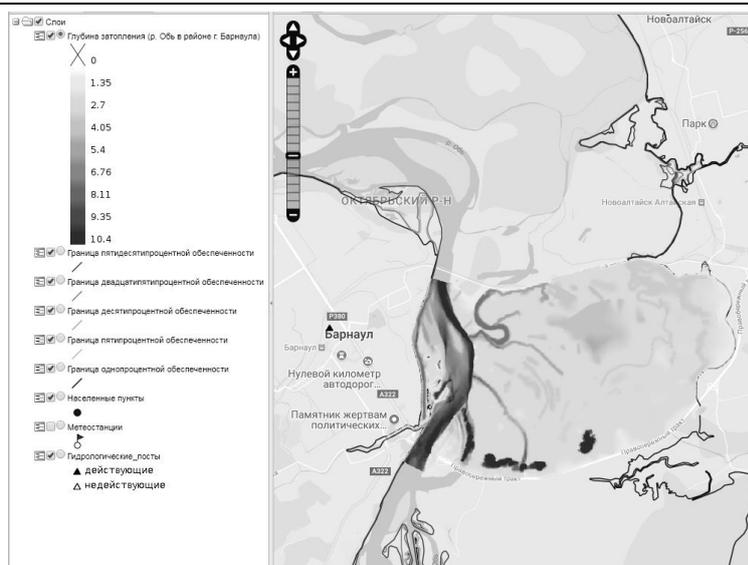


Рис.6 – Глубина затопления при расходе 1% обеспеченности (г. Барнаул)

Выводы

В работе рассмотрено применение разрабатываемых компьютерных 1ДН-гидродинамических моделей для описания нестационарных течений на участке Верхней Оби от слияния рек Бия и Катунь до створа плотины Новосибирской ГЭС, обсуждаются детали их построения и результаты апробации. С использованием 1ДН-моделей и оперативных данных по г/п Росгидромета на Верхней Оби получены краткосрочные прогнозы наводнений, обусловленных весенними половодьями и дождевыми паводками на Верхней Оби в 2014-2017 гг. Так, прогнозы уровней воды у г/п Барнаул рассчитаны с заблаговременностью 3-5 дней. В 2014 г. выполнены наблюдения уровней у г. Барнаула при максимальных расходах воды. Спрогнозированные и реально наблюдаемые максимальные уровни воды у г. Барнаула совпали с точностью до 0,2 м. Близость результатов краткосрочных прогнозов с данными наблюдений, в т. ч. по уровням воды на г/п Барнаул в 2014, 2015 и 2017 гг., показала, что разрабатываемая компьютерная модель течений в системе русел Верхней Оби на основе одномерных уравнений Сен-Венана может быть успешно использована для краткосрочной оценки уровней затоплений пойменных территорий рассмотренного участка р. Оби при весенних половодьях и дождевых паводках, а также при установлении режима сбросов из Новосибирского водохранилища. Для повышения точности краткосрочного прогнозирования наиболее актуальными вопросами в настоящее время следует считать получение более подробных данных о

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование

морфометрии русла и поймы для исследуемого участка р. Оби. Анализ результатов расчетов в период весеннего половодья 2016 г. показал, что возможны специфические гидрологические ситуации при формировании поверхностного стока на водосборах Верхней Оби, которые затрудняют точное краткосрочное прогнозирование при использовании имеющихся оперативных данных Росгидромета о боковой приточности на участке р. Обь от с. Фоминское до г. Камень-на-Оби.

Литература

1. Васильев О.Ф. Создание систем оперативного прогнозирования половодий и паводков // Вестник РАН. – 2012. – № 3. – С. 237-242.
2. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б. Моделирование процесса затопления пойменных территорий для участков крупных рек со сложной морфометрией русла и поймы // Водное хозяйство России. Проблемы, технологии, управление. – 2013. – № 6. – С. 17-31.
3. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Дьяченко А.В., Коломейцев А.А. Экстремальный дождевой паводок 2014 г. в бассейне Верхней Оби: причины, прогноз и натурные наблюдения // Водное хозяйство России. Проблемы, технологии, управление. – 2015. – № 6. – С. 93-104.
4. Зиновьев А.Т., Галахов В.П., Кошелев К.Б. О результатах прогнозирования весеннего половодья на Верхней Оби в 2015 г. // Водное хозяйство России. Проблемы, технологии, управление. – 2016. – № 3. – С. 58-68.
5. Кудишин А.В. Способ построения одномерной гидравлической модели течения с использованием криволинейных координат // Мир науки, культуры, образования. – 2014. – № 6 (49). – С. 563-569.

МОНИТОРИНГ УРОВЕННОГО РЕЖИМА Р.МАЙМА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Зуев В.В., Кураков С.А., Уйманова В.А.

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
г. Томск, Россия*

e-mail: skvaleri91@mail.ru

Аннотация. Дано описание автономного распределенного комплекса «Майма», установленного в Горном Алтае для дистанционного мониторинга погодно-климатического и гидрологического режима водосборного бассейна р. Майма. Проведен анализ результатов, полученных с помощью комплекса «Майма».

Ключевые слова: река Майма, Горный Алтай, уровень воды, дистанционный автономный комплекс, мониторинг.

MONITORING OF LEVEL REGIME OF MAIMA RIVER, GORNY ALTAI

V.V. Zuev, S.A. Kurakov, V.A. Uymanova

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

e-mail: skvaleri91@mail.ru

Abstract. The current situation regarding the hydrometeorological situation in the Gorny Altai is characterized by an incomplete and inconsistent amount of data on weather, climate and hydrological changes in the basins of mountain rivers. Sudden changes in weather conditions (showers, mudflows, etc.) can lead to devastating disasters such as floods. Therefore, mountainous areas require a more thorough study of the hydrological regime of rivers in conjunction with weather and climatic features.

To solve successfully the tasks of climate and environmental monitoring, it is necessary to have a network of environmental data collection stations that meet the following requirements: low power consumption, a wide range of sensor connection interfaces, a wide range of operating conditions, and a remotely controlled mode of operation. These requirements correspond to various modifications of the system of autonomous monitoring of the environment state, developed at the Institute for Monitoring of Climatic and Ecological System of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Key words: Maima River, Gorny Altai, water level, remote autonomous complex, monitoring.

Введение. Современная ситуация, касающаяся гидрометеорологической обстановки в Горном Алтае, характеризуется неполным и непостоянным количеством данных о погодно-климатических и гидрологических изменениях в бассейнах горных рек. Внезапные изменения погодных условий (ливни, сели и др.) могут привести к таким разрушительным бедствиям, как наводнения. Поэтому горные территории, требуют более пристального изучения гидрологического режима рек во взаимодействии с погодно-климатическими особенностями.

Алтайский край относится к числу наиболее подверженных риску наводнений регионов Сибири. Формирование высоких паводков и селей обычно связано с выпадением ливневых осадков, частота которых увеличивается с потеплением климата. На территорию Верхней Оби с 80-ых годов приходится более 30 случаев высоких паводков с зафиксированным ущербом. Наибольшее увеличение их суммарной продолжительности

характерно для рек, формирующих сток в горах Алтая[2]. К числу таких рек относится Майма – правый приток Катуня.

За период с 1939-2014 гг. по данным гидрологических ежегодников наиболее сильный подъем воды на р. Майме наблюдался в 1945 г. – 406 см, в 1958 г. – 548 см, в 1961 г. – 402 см, и в 1969г. – 426 см, при среднем уровне воды – 214 см. Последнее наводнение произошло в конце мая - начале июня 2014. Максимальный уровень воды наблюдался 30 мая и составлял 444 см. Ожидалось, что после мягкой и малоснежной зимы талые воды будут свободно впитываться в почву. Однако взаимодействие таяния снегов с аномально высоким дождевым паводком на территории Республики Алтай стало катастрофическим явлением по масштабам наводнения и величине ущерба. Вероятно, дополнительным фактором усиления паводка послужило промерзание грунта, препятствующее впитыванию тающего снега, что было характерно для того периода[1].

Изменения уровенного режима рек есть следствие совокупности погодно-климатических и гидрологических изменений на территории водосборного бассейна. Для их контроля в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (ИМКЭС СО РАН) создан автономный распределенный комплекс "Майма". Он установлен в нескольких точках по течению реки Майма, начиная от ее истоков. Информация со всего измерительного комплекса собирается дистанционно и поступает в реальном масштабе времени на сервер ИМКЭС СО РАН.

Общая характеристика исследуемой территории. Майма – река на севере Республики Алтай, правый приток Катуня. Протекает на территории одноимённого Майминского района. Длина реки – 60 км, площадь водосборного бассейна – 780 км²[6]. Река берёт своё начало на хребте Иолго рядом с безымянной вершиной (1144 м), к югу от села Урлуаспак (Урлу-Аспак) на юге Майминского района. Далее она проходит в северо-западном направлении через сёла Урлуаспак, Александровка, Бирюля, Кызыл-Озёк, Майма, а также через столицу региона – Горно-Алтайск. Здесь на левому берегу Маймы расположена гора Комсомольская (427 м). В черте города в реку впадает Улалушка, а в районе села Майма река

впадает в Катунь (Рис. 1).

Бассейн р. Майма характеризуется дефицитом гидрометеорологической информации. Имеется замыкающий створ (гидропост в с. Майма) и одна длительно функционирующая метеостанция, также расположенная в низовьях бассейна (с. Кызыл-Озёк). По ее данным среднегодовая температура составляет $+1,0^{\circ}\text{C}$, сумма осадков – 795 мм. Период со среднесуточной температурой ниже 0°C – 170 дней. Устойчивый снежный покров образуется в первую декаду ноября. Среднемноголетние высота снежного покрова – 68 см, период с устойчивым снежным покровом – 167 дней [4].

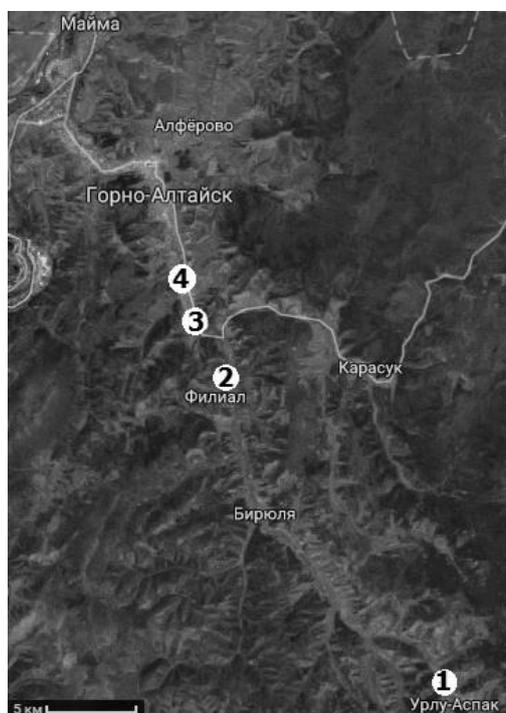


Рис. 1 – Схема бассейна р. Майма с расположенными точками дистанционного наблюдения

Методы и инструменты. Для успешного решения задач климатического и экологического мониторинга необходимо иметь сеть станций сбора характеристик окружающей среды, удовлетворяющих следующим требованиям: низкое энергопотребление, широкий набор интерфейсов подключения датчиков, широкий диапазон условий эксплуатации, дистанционно управляемый режим работы. Этим требованиям соответствуют различные модификации системы автономного мониторинга состояния окружающей среды, разработанного в ИМКЭС СО РАН[3].

Автономный комплекс «Майма» установлен и функционирует в бассейне реки Майма уже больше года (рис. 2).

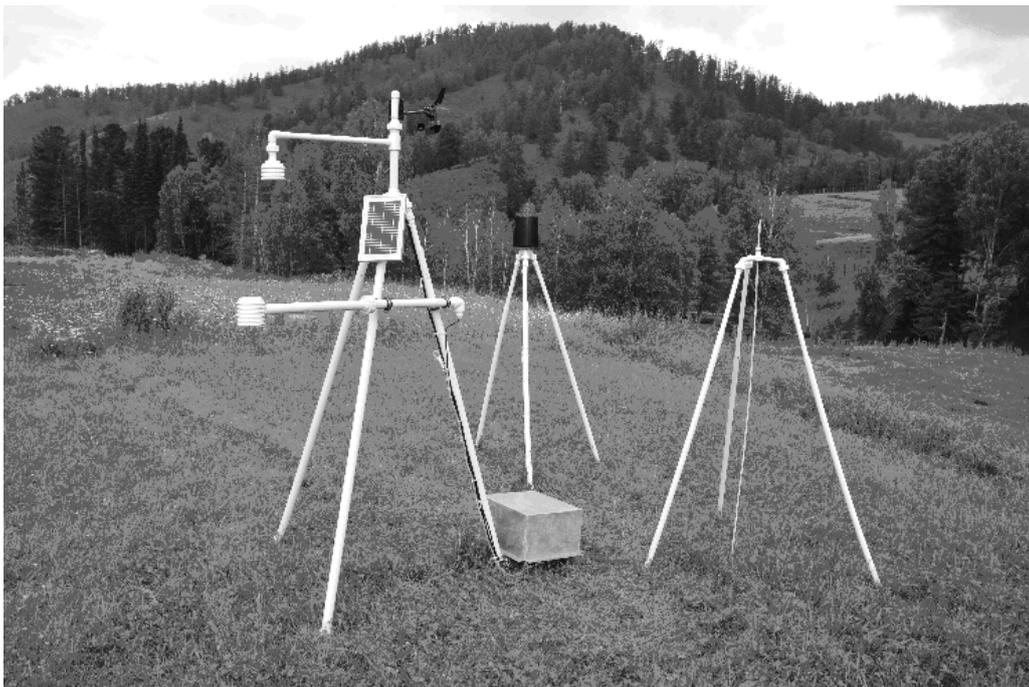


Рис. 2 – Расположение датчиков на примере точки наблюдения №1

Система наблюдения на р. Майма распределена в нескольких точках по местности (рис. 1). Каждая точка наблюдения (№ 1, 2 и 3) имеет свой набор датчиков (см. таблицу 1), передающих данные дистанционно в реальном масштабе времени по мобильной связи. Данные регистрируются каждый час. Также имеется точка №4 (рис. 1), по которой данные снимаются оператором на носитель. Выбор места размещения точек неслучайно: они охватывают весь водосбор и учитывают различие в почвах, грунтах и типах растительности. Как видно из таблицы 1, датчики контролируют как основные метеопараметры, атмосферное давление, жидкие осадки, температуру и влажность воздуха, так и гидрологические параметры, уровень воды, температура воды, высота снежного покрова и т.д. Важно получение информации о свойстве грунта для оценки его впитывающей способности

Результаты и их обсуждение. Автономный комплекс «Майма» ИМКЭС СО РАН был установлен в бассейне реки Майма в августе 2015 г. В июле 2016 г. было проведено обновление системы. Данные для первых результатов наблюдения были взяты в период с 10.07.2016г. по 22.05.2017г. по точке №2. В связи со сбоем программного обеспечения базы данных, имеется отсутствие данных с 17.12.2016 - 21.12.2016г.

Скачки уровня воды в июле и августе 2016г. (рис.3) обусловлены выпадением жидких осадков или так называемыми паводками. Они могут многократно повторяться в различные сезоны года, характеризуюсь интенсивным увеличением расходов и уровней воды. Например, после выпадения 24,4 мм жидких осадков 8 августа произошло повышение уровня воды с 13,3 до 16,6 см 9 августа (рис.3, область 1) , а после выпадения 32,6 мм жидких осадков (рис.3, область 2), в период половодья, уровень воды достиг максимальной отметки в 22,1 см. Интенсивные осадки в обоих случаях вызвали понижение температуры воды почти на 1°С.

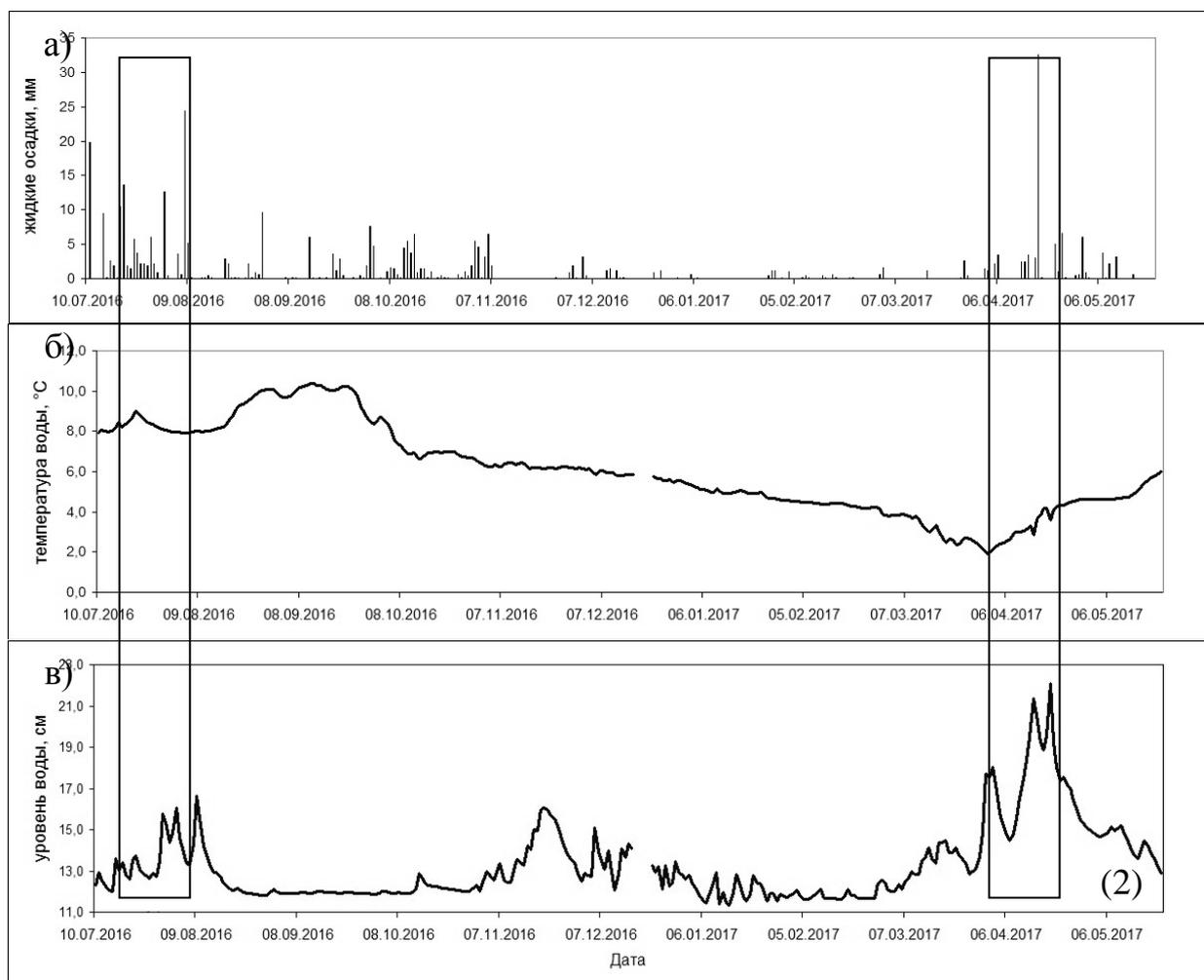


Рис.3 – Графики зависимостей по точке №2: а) сумма осадков за сутки, мм; б) среднесуточная температура воды, С°; в) среднесуточный уровень воды, см

В ноябре 2016 г. (рис.4, область 1) уровень воды за 7 дней при стабильном падении температуры воздуха с -7,9°С до -29,7°С повысился на 2,5 см. Понижение температуры воздуха после 12 ноября 2016 года до -29,7°С, вероятнее всего, и привело к скачку уровня воды в следствии образования затора или шуги. Существенную роль в процессе

ледообразования играет скорость течения воды. Горные реки, как правило, отличаются большими уклонами и бурным течением. Большая скорость течения при значительных отрицательных температурах воздуха способствует охлаждению массы воды по всей ее глубине. При этом, если температура в водном потоке понизится хотя бы на сотую долю градуса ниже нуля, в воде возникает внутриводный лед, который, всплывая на поверхность, образует рыхлые скопления, называемые шугой.

Следующее значительное повышение уровня воды (рис.4, область 2) вызвано весенним половодьем. Обильное таяние снега и ледников после первой декады апреля сопровождалось жидкими осадками, как говорилось ранее, что повысило уровень воды до отметки в 22,1 см. Однако, понижение температуры воздуха до $-8,3^{\circ}\text{C}$ в первой декаде апреля (рис.4, область 3) замедлило весеннее снеготаяние и уровень воды с 18 см уменьшился до 14,5 см.

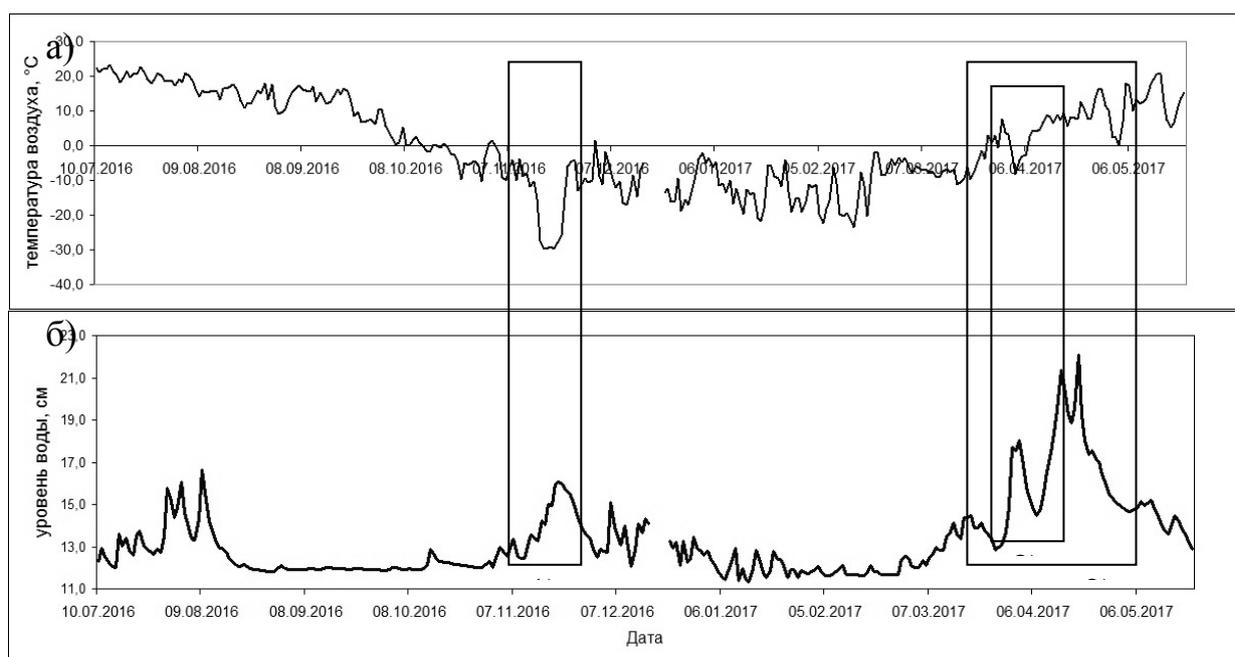


Рис.4 – Графики зависимостей по точке №2: а) среднесуточная температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$, б) среднесуточный уровень воды, см

Заключение. Анализ первых результатов мониторинга бассейна реки Майма указывает на эффективность комплексного подхода при исследовании уровня режима. Малая протяженность реки и малое количество притоков позволит нам создать простую модель для прогноза динамики уровня режима. В перспективе мы хотим прийти к созданию современной информационно-измерительной системы для прогнозирования гидрологического поведения рек Горного Алтая, которая снабжала бы

оперативными данными МЧС, административные структуры и население.

Литература

1. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Кураков С.А., Суторихин И.А., Харламова Н.Ф. Динамика весеннего подъема уровня бессточных озер (на примере озера Красиловское Алтайского края) // География и природные ресурсы. – 2016. – №4. – С.76-80.
2. Климова О.В и др; Влияние климата на гидрологические и гидрохимические процессы рек Горного Алтая / Электронная конференция: Научные исследования и их практическое применение. Современное состояние и пути развития / Сборник научных трудов SWorld по материалам международной научно-практической конференции. – Октябрь 2011г.
3. Кураков С.А. Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы. – 2012. – № 4. – С. 29-32.
4. Модина Т.Д. Климат и агролиматические ресурсы Алтая / Т.Д. Модина, М.Г. Сухова. – Новосибирск, 2007.
5. Новаковский Б.А., Колесникова О.Н., Прасолова А.И. Геоинформационное моделирование наводнений по материалам космической съемки (на примере г. Бийска, Алтайский край) // Геоинформатика. – 2015. – №1. – С. 15-20.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 1. – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1969. – 318 с.
7. Рычков В.М., Рычкова С.И. О борьбе с наводнениями на Алтае / Природные ресурсы Горного Алтая / Геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные и водные ресурсы. – 2015. – №19. – С. 1-2.

Таблица 1 – Получаемые данные с автономного комплекса «Майма» ИМКЭС СО РАН

Номер точки	№1	№2	№3	№4
Получаемые данные	1) Высота снежного покрова, мм; 2) Атмосферное давление мм.рт.ст.; 3) Жидкие осадки, мм; 4) Температура почвы, на глубине до 1,1 м (15 точек с различным шагом измерения), °С; 5) Влажность воздуха, 2,0, %; 6) Температура воздуха, °С. 7) Солнечная радиация, Вт/м ² 8) Скорость ветра, м/с 9) Направление ветра, град	1) Высота снежного покрова, мм; 2) Атмосферное давление мм.рт.ст.; 3) Уровень воды, мм; 4) Жидкие осадки, мм; 5) Температура почвы, на глубине до 1,1 м (15 точек с различным шагом измерения), °С; 6) Влажность воздуха, 2,0, %; 7) Температура воздуха, °С. 8) Температура воды, °С	1) Высота снежного покрова, мм; 2) Атмосферное давление мм.рт.ст.; 3) Жидкие осадки, мм; 4) Температура почвы, на глубине до 1,1 м (15 точек с различным шагом измерения), °С; 5) Влажность воздуха, 2,0, %; 6) Температура воздуха, °С. 7) Скорость ветра, м/с 8) Направление ветра, град 9) Температура грунта, 0,1 см, °С 10) Влажность грунта, 0,1 см, %	1) Уровень воды, мм; 2) Температура воды, °С

К ОЦЕНКЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА КАМСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Калинин В.Г., Ковязина И.А.

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,
г. Пермь, Россия*

e-mail: vgkalinin@gmail.com

Аннотация. Авторами предложен метод оценки пространственно-временных изменений формирования рельефа дна водохранилищ с применением ГИС-технологий. На примере центрального участка Камского водохранилища выполнены исследования процессов седиментации и расчеты изменения объема за 1956-1995 гг.

Ключевые слова: водохранилище, формирование чаши, ГИС-технологии, ЦМР, моделирование.

ON ASSESSMENT OF SEDIMENTATION ACCUMULATION IN THE KAMA RESERVOIR

Kalinin V. G., Kovyazina I. A.

Perm State National Research University, Perm, Russia

e-mail: vgkalinin@gmail.com

Abstract. The authors propose an estimation method for spatial-temporal changes in the formation of the reservoir bottom topography using GIS-technologies. The studies of sedimentation processes and the calculations of volume changes for 1956-1995 were made by the example of the central site of the Kama reservoir.

Key words: water reservoir, bottom formation, GIS, DEM, modeling.

Введение. Донные отложения – наносы и твердые частицы, образовавшиеся и осевшие на дно водного объекта в результате различных внутриводоемных процессов. Их количество, состав и динамика определяются литологией пород, слагающих водосбор и берега, морфологическими особенностями водоема, направлением, скоростью и продолжительностью преобладающих ветров, волнением, развитием постоянных и временных течений [1].

Формирование донных отложений на водохранилищах происходит главным образом за счет твердого стока впадающих рек, материалов, поступающих от процессов разрушения берегов, и их перераспределения сложной системой течений. Существуют различные методы изучения динамики донных отложений в долинных водохранилищах: оценка объемов обрушенного материала на береговых стационарах, расчеты твердого стока, отбор проб грунта дна, повторные промеры глубин.

Проведение повторных промеров глубин через определенный промежуток времени дает возможность получить пространственно-временную картину осадконакопления и заиления водохранилищ. Впервые этот метод был применен И.А. Печеркиным [5] при сопоставлении

материалов съемок, выполненных до создания и через 10 лет после наполнения Камского водохранилища, на примере небольшого участка Висим в озеровидной части водоема. Применение ГИС-технологий позволяет выполнить расчеты объемов донных отложений на более детальном и качественном уровне.

Цель работы – анализ пространственно-временных изменений рельефа дна на Камском водохранилище.

Материалы и методы исследования. Исходными данными явились карты, построенные по результатам топографической съемки (1931 г.), которые использовались для характеристики рельефа дна водохранилища на момент его заполнения (1956 г.) и материалы эхолотных промеров глубин (1995 г.).

Исследование пространственно-временной динамики процессов формирования чаши водохранилищ за разные годы проведено по цифровым моделям рельефа (ЦМР) дна с использованием инструментов и технологий ArcGIS.

Для сопоставимости исходных материалов за разные годы нами ранее разработан метод их предварительной обработки, который включает в себя:

- географическую привязку;
- создание отдельных картографических слоев участков водохранилища с заполненной атрибутивной базой данных;
- приведение всех значений глубин к НПУ с последующим вычислением их абсолютных высот;
- применение одних и тех же интерполяционных методов;
- обеспечение точного соответствия количества и местоположения промерных точек [2].

Невыполнение последнего условия может привести к значительным ошибкам в расчетах. Ранее нами [3] выполнена оценка точности определения показателей глубин и объемов, рассчитанных на разных картографических данных. Материалом для сравнения послужили исходные крупномасштабные (1:5000 – 1:50000) карты, построенные по результатам эхолотной съемки, выполненной Верхнекамским районом водных путей (1993 – 1995 гг.) и

созданный на их основе «Атлас единой глубоководной системы ...», в котором количество точек глубин сильно генерализовано. Анализ результатов показал, что характеристики объема исследуемого участка, рассчитанные по этим данным, отличались при разных уровнях воды на 5–20% и более [3].

Поэтому соблюдение точного соответствия количества и местоположения промерных точек является крайне важным для создания корректных ЦМР дна и проведения сравнительного анализа.

Полученные результаты. Анализ пространственно-временной динамики рельефа дна выполнен на примере центрального участка Камского водохранилища (рис. 1) за 1956–1995 гг.

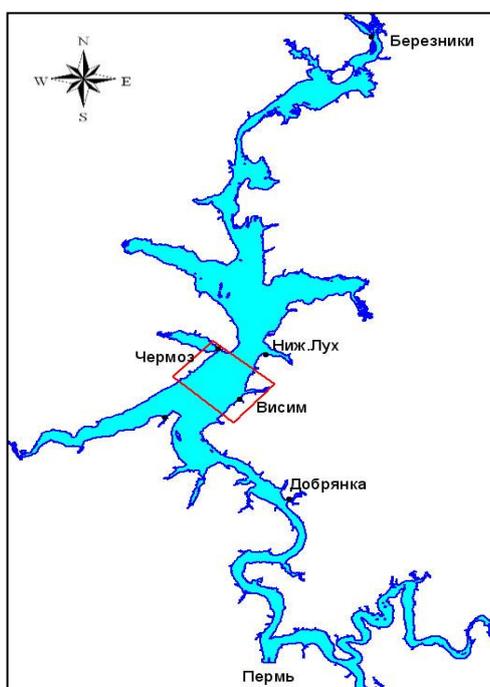


Рис. 1 – Местоположение исследуемого участка Камского водохранилища

Исследуемый участок Камского водохранилища представляет собой озеровидное расширение, что способствует интенсивному развитию процессов осадконакопления. Средняя ширина участка составляет 11,5 км, а средняя глубина – 9,4 м. Правый берег на всем протяжении расчленен слабо, он ровный, невысокий и пологий, с плавно увеличивающимися глубинами. Левый берег характеризуется большей изрезанностью и более обрывистым подводным склоном. У южной границы участка старое русло р. Камы расположено вдоль левого берега. В центре и на севере исследуемого участка оно меняет направление и проходит почти по его середине. В пределах

рассматриваемого участка затоплены огромные пойменные пространства шириной до 6,5 км на отметках 98,0-101,0 м абс. с большим количеством валов. Первая надпойменная терраса прослеживается у правого берега на 102,5-104,5 м абс. [4].

После предварительной обработки исходных материалов и приведения их к точному соответствию количества и пространственного положения промерных точек (согласно разработанному методу), были построены корректные ЦМР дна (рис. 2).

Используя ГИС-технологии, создана модельная карта изменений донного рельефа за период 1956–1995 гг. (рис. 3а) и построен поперечный профиль от правого берега к левому (рис. 3б).

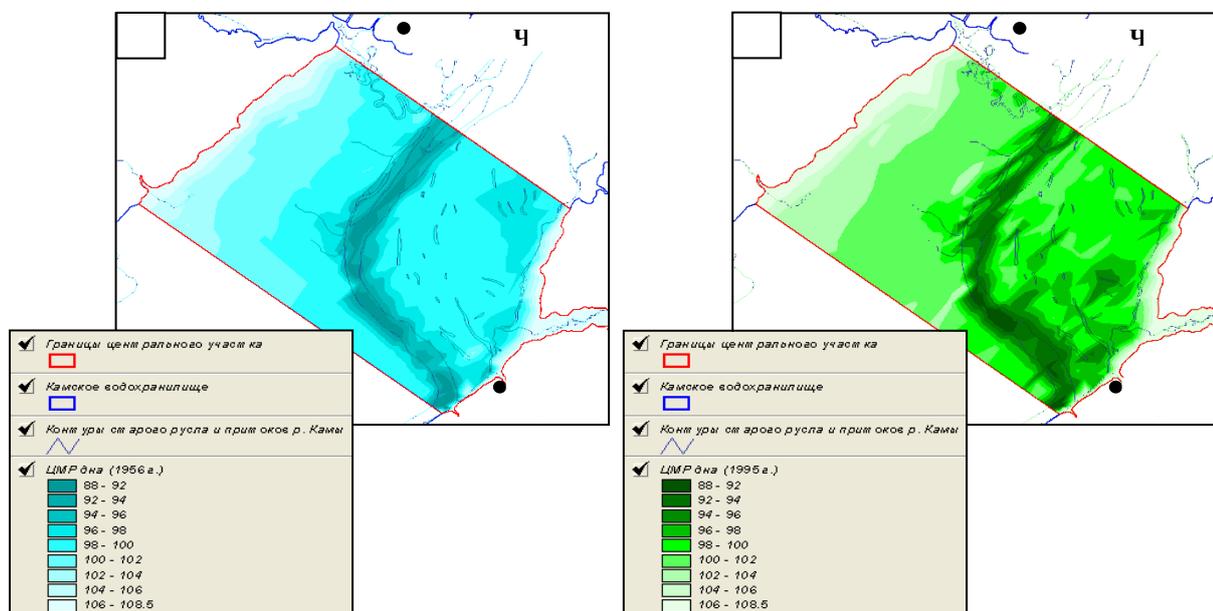


Рис. 2 – Цифровые модели рельефа дна центрального участка Камского водохранилища: а – 1956 г.; б – 1995 г.

Подводный рельеф исследуемого участка Камского водохранилища можно разделить на 3 морфологические зоны: старое русло и прирусловые валы, пойма, надпойменная терраса. Анализ произошедших изменений донного рельефа показал, что вдоль старого русла и прирусловых валов р. Камы происходила аккумуляция наибольшего (6,0-8,0 м) количества донных отложений (рис. 3). Это связано с транспортом обрушенного материала берегов под воздействием волнения, течений и колебания уровня воды, а также с наличием положительных форм рельефа (бывших островов) в

старом русле р. Камы, которые способствуют замедлению проточных течений.

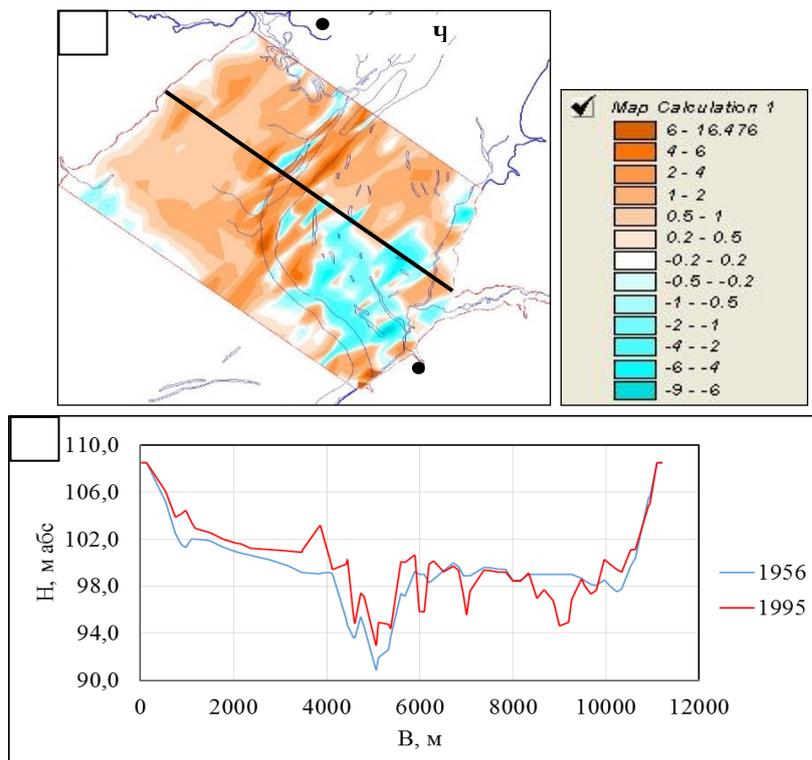


Рис. 3 – Пространственно-временные деформации рельефа дна центрального участка Камского водохранилища за 1956–1995 гг.: а) по модельной карте; б) по поперечному профилю (показан линией на карте в центре участка)

В зоне правобережной поймы наблюдалось увеличение количества донных отложений (на 1,0-4,0 м) в направлении старого русла р. Камы, что связано с поступлением материалов в результате берегообрушения (рис. 3).

В зоне левобережной поймы имели место локальные понижения (бывшие озерины), вследствие этого наносы распределены неравномерно. Так, на расстоянии 2,0 км от берега величина прироста донных отложений составляет 1,5-3,0 м, а на расстоянии 1,0 и 3,0 км – 0,5-2,0 м. Кроме того, в результате нивелирования существовавших ранее положительных форм рельефа за исследуемый промежуток времени наблюдалось локальное уменьшение (0,5-1,0 м) абсолютных отметок дна.

В зоне надпойменных террас по левому и по правому берегам отмечено чередование локальных понижений и повышений вследствие неравномерного распределения поступившего с берегов материала.

В южной части участка, где старое русло р. Камы проходит у левого берега, на пространственное распределение осадконакопления влияет

эрозионная деятельность притоков. Это связано с глубокой (7,5 м) зимней сработкой водохранилища и формированием стоковых ложбин в период снеготаяния. Наиболее отчетливо линейно вытянутый размыв прослеживается со стороны правого берега. За рассматриваемый период величина размыва составила 0,5-1,0 м. Поступающие наносы аккумулируются в локальном понижении на расстоянии 6 км от правого берега, где прирост абсолютных отметок дна составил 4,0-6,0 м. Со стороны левого берега аккумуляция наносов (1,0-3,0 м) происходит в старом русле р. Камы, а также в устьевой части залива у д. Висим (рис. 3).

Выводы

1. На основе метода повторных промеров глубин проведен анализ пространственно-временных деформаций рельефа дна на Камском водохранилище и выявлены закономерности пространственного распределения донных отложений.

2. За период 1956-1995 гг. на исследуемом участке преобладала тенденция к увеличению прироста абсолютных отметок дна в направлении от берегов к старому руслу р. Камы, где величины аккумуляции достигали наибольших значений (4-6 м). Выполненные расчеты показали, что объем участка Камского водохранилища уменьшился на 7,44%.

Литература

1. ГОСТ 17.1.5.01-80 Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность. – 2002. – 7 с.
2. Калинин В.Г., Гайнуллина Д.Н. Применение ГИС-технологий для исследования процессов формирования рельефа дна водохранилищ // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: тр. Междунар. науч. - практ. конф. (29-31 мая 2015 г., Пермь): в 2 т. Т. I: Гидро- и геодинамические процессы. Управление водными ресурсами / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь. – 2015. С. 31-36.
3. Калинин В.Г., Пьянков С.В. О точности определения морфометрических характеристик водохранилищ // Вопросы физической географии и геоэкологии Урала: межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь. – 2002. – С. 121-125.
4. Перевощикова О.А., Калинин В.Г. К оценке пространственных неоднородностей рельефа дна долинных водохранилищ (на примере Камского) // Географический вестник. – 2014. – №3 (30). – С. 18-26.
5. Печеркин И.А. Формирование прибрежной отмели на Камском водохранилище. – Гидротехн. стр-во, – 1959. – № 12. – С. 23-25.

ОЦЕНКА МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАЛИВА СЫДА КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

Карпов В.В.^{1,2}, Ямских Г.Ю.¹, Марусин К.В.³

¹ *Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия*

² *ФГУ «Енисейрегионводхоз», г. Красноярск, Россия*

³ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия*

e-mail: karpov-22-90@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты применения цифровой модели рельефа, построенной на основе данных (TIN и Shape-файлы) и современного гидрологического и геодезического оборудования, для оценки морфометрических характеристик водохранилищ.

Ключевые слова: цифровая модель рельефа, морфометрические характеристики, Красноярское водохранилище.

EVALUATION OF MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF THE SYDA BAY OF KRASNOYARSK RESERVOIR USING GIS-TECHNOLOGIES

Karpov V. V.^{1,2}, Yamskikh G. Yu.¹, Marusin K. V.³

¹ *Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

² *FSI "Yeniseiregionvodhoz", Krasnoyarsk, Russia*

³ *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

e-mail: karpov-22-90@mail.ru

Abstract. The paper presents the results of applying digital terrain models based on the data (TIN and Shape-files) and modern hydrological and land surveying equipment to assess the morphometric characteristics of reservoirs.

Key words: digital elevation model, morphometric characteristics of the Krasnoyarsk reservoir.

Водохранилище – это искусственный водоем, созданный для накопления воды и регулирования стока. Водохранилище – это, как правило, объект комплексного использования, решающий целый ряд важнейших социально-экономических и водохозяйственных задач: производство электроэнергии, водоснабжение, защита от паводков и половодий, поддержание судоходства и т.д. [1].

Для выполнения этих комплексных требований, исходя из текущего или прогнозируемого притока в водохранилище и морфометрических характеристик водоема, прежде всего кривой связи объема и площади зеркала с отметкой уровня, составляются диспетчерские графики пусков в нижний бьеф и устанавливаются значения сбросных расходов[3].

В то же время, исходный рельеф дна любого водохранилища изменяется в период его эксплуатации под действием ряда факторов: аккумуляции твердого стока рек, впадающих в водоем, прежде всего главной реки, образующей водохранилище, и переработки берегов водоема.

Следовательно, для осуществления эффективного водохозяйственного регулирования необходимо периодически уточнять морфометрические параметры водохранилища [5].

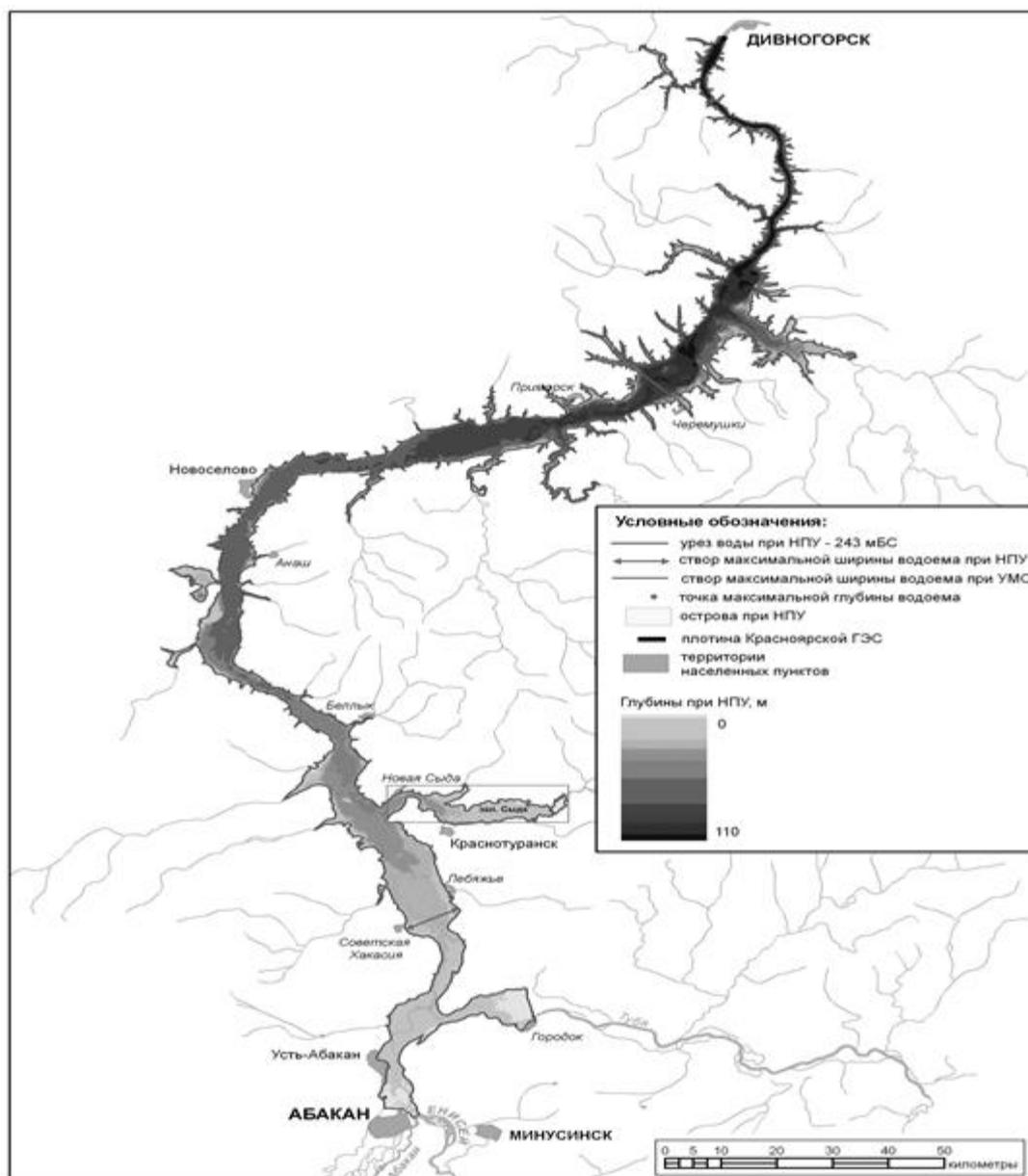


Рис. 3 – Местоположение залива Сыда Красноярского водохранилища

Красноярского водохранилище было создано (1970 г.) его морфометрические характеристики не уточнялись с момента заполнения. Не было проведено с момента заполнения водохранилища не каких работ по определению современных морфометрических характеристик залива Сыда Красноярского водохранилища до данного момента. В Правилах эксплуатации водоема указаны значения, полученные еще на стадии проектирования гидроузла.

Залив Сыда (рис. 1) является крупнейшим по площади зеркала и вторым по объему водной массы заливом водохранилища. Площадь зеркала залива Сыда при отметке НПУ составляет 7% от общей площади акватории водохранилища, а его объем – 2% от полного объема водохранилища[2].

Целью нашей работы и явилось определение морфометрических характеристик залива Сыда Красноярского водохранилища, одного из самых больших заливов водохранилища, используемых в рекреационной и промышленной деятельности населением Юга Красноярского края, поскольку с момента заполнения водохранилища не было планомерных исследований.

Для достижения указанной цели были поставлены следующие задачи:

- проанализировать материалы о морфометрических характеристиках водоемов, используемых в водохозяйственной практике, а также о методах их определения;
- выполнить сбор и проанализировать данные, характеризующие Красноярское водохранилище в целом и его залив Сыда, в частности: о его действующих морфометрических характеристиках, особенностях комплексного использования его водных ресурсов, современном уровне режиме водохранилища, основных изменениях рельефа котловины водохранилища за период эксплуатации;
- провести на основе использования современного геодезического и гидрологического оборудования и современных методик комплекса ГИС инженерно-геодезические и инженерно-гидрологические изыскания в заливе Сыда.;
- построить цифровую модель рельефа Красноярского водохранилища[4].;
- рассчитать современные морфометрические характеристики зал. Сыда;
- построить кривые зависимостей объемов и площадей зал. Сыда.

Для выполнения поставленных задач применялись как традиционные методы топографии и гидрографии, так и современные методы геоинформатики и программные средства ГИС. При этом использовалась

информация о рельефе котловины Красноярского водохранилища, полученная с топографических карт М 1:25000 и данные полевых изысканий на берегах и акватории водоема, выполненных в июне 2013 г.

В период полевых работ использовалось оборудование: электронный лазерный тахеометр Leika TS-06, лазерный сканер Topcon GLS-1500, геодезический GPS Leica GX-1200, эхолот Lowrance LMS-480(оснащенный GPS-приемником повышенной точности) и программный комплекс ArcGIS 9.2[2]..

По итогам проведенных нами исследований получены следующие основные результаты:

1) Полевые изыскания показали, что изменения рельефа котловины залива Сыда, произошедшие со времени последней съемки (2007 г.) – незначительны. Так 64% береговой линии залива (69,9 км) за время, прошедшее с 2007г., оставались стабильными. 39 км берегов залива подвержены разрушению (рис.2), однако, интенсивность их переработки невелика (скорость отступления не превышает 1,5 м/год).



Рис. 2 – Состояние берегов залива Сыда по результатам обследования в июне 2013 г.

2) Построена цифровая модель современного рельефа (ЦМР) котловины залива Сыда (рис.3). Модель представлена в формате, который поддерживается многими современными ГИС (TIN и Shape-файлы).

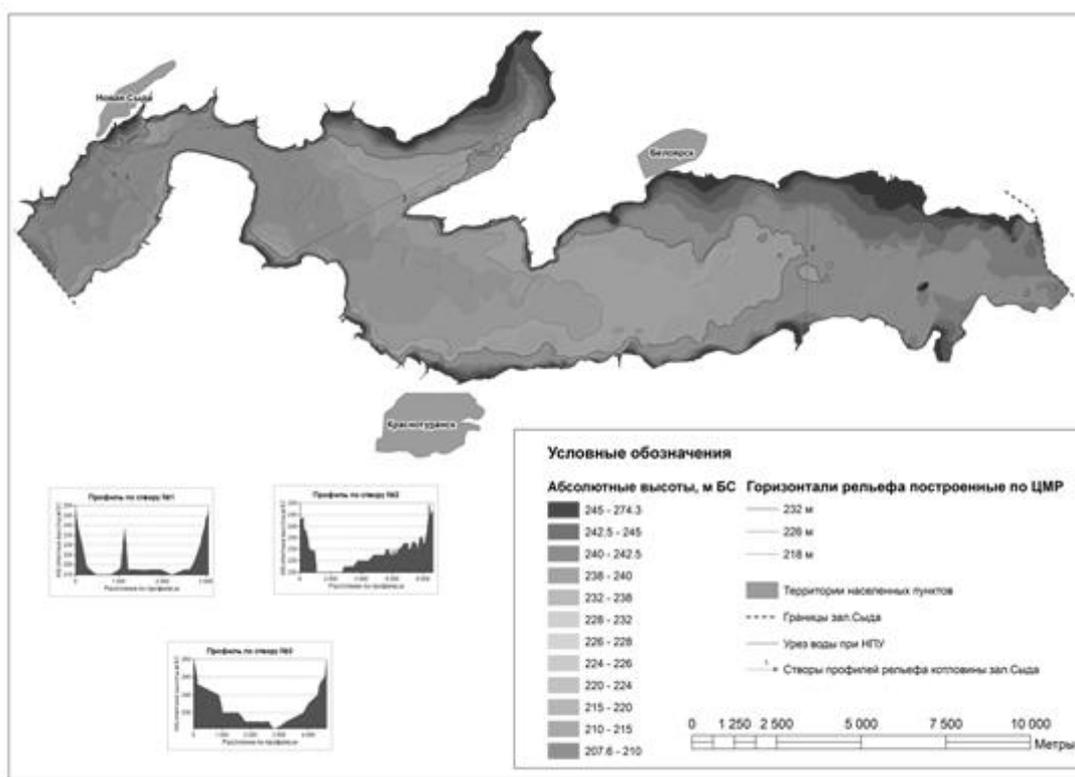


Рис. 3 – Визуальное представление цифровой модели рельефа котловины залива Сыда

3) Определены основные морфометрические характеристики залива Сыда представлены в таблице 1 и отражают динамику изменений морфометрических показателей при разных отметках уровней водохранилища в условиях динамики поверхности зеркала воды и не являются критическими для хозяйственного использования береговой зоны залива Сыда[2].

Таблица 1 – Морфометрические характеристики котловины залива Сыда Красноярского водохранилища

Морфометрическая характеристика	Единицы измерения	Отметка уровня воды, м БС		
		НПУ =243	УМОрек = 230	УМОпр = 225
Объем	млн. м ³	1552,634274	404,875763	165,414466
Площадь зеркала	км ²	114,879377	61,843969	35,699480
Полезный объем	млн. м ³	–	1147,758511	1387,219808
Длина	км	35,344	24,840	16,930
Ширина средняя	км	3,250	2,489	2,108
Глубина средняя	м	13,52	6,55	4,63
Площадь литорали	км ²	6,310852	7,857978	7,388809
Критерий литорали	–	0,05	0,13	0,21

4) Построены кривые зависимостей объемов и площадей зеркала залива Сыда Красноярского водохранилища (рис.4).



Рис. 4 – Кривые объемов и площадей зеркала зал.Сыда

Литература

1. Водохранилища и их воздействие на окружающую среду / под ред. Воропаева Г.В., А.Б. Авакяна – М., Наука, 1986. – 367 с.
2. Карпов В.В. Современные морфометрические характеристики залива Сыда Красноярского водохранилища/В.В.Карпов// Экология Южной Сибири и сопредельных территорий, Ответственный редактор В. В. Анюшин. – 2015. – Т.2 – С. 149-150.
3. Макаров А.И. Народнохозяйственное значение прибрежной полосы водохранилища Красноярской ГЭС. / Труды СибНИИЭ. Выпуск 14. Водохранилища Сибири. – Новосибирск, 1968. – С. 5-12.
4. Макаруч Д.Р. Оценка морфометрических показателей залива Сыда Красноярского водохранилища на основе ГИС-технологий / Д.Р. Макаруч // Экология Южной Сибири и сопредельных территорий, Ответственный редактор В. В. Анюшин. – 2015. – Т.2 – С. 154-155.
5. Методическое пособие для выполнения практических и расчетно – графических работ по регулированию стока (– Барнаул: Алт. с.–х. ин–т, 1990. – 64 с.)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПАВОДКОФОРМИРУЮЩИХ ЛИВНЕЙ ЗАУРАЛЬЯ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАТОРА

Клименко Д.Е., Черепанова Е.С., Шкляев В.А.

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь,
Россия*

e-mail: listopad19531@mail.ru

Аннотация. Ливневые осадки и их количественные характеристики являются основным фактором формирования дождевых паводков на малых реках. Точная оценка этих характеристик в условиях редкой сети наблюдений достигается совместным использованием наземных pluвиографических и радиолокационных данных. В статье рассматриваются вопросы построения эмпирических функций интенсивности осадков и радиолокационной отражаемости облаков; расчеты отражаемости нижнего слоя на основе отражаемости вышележащих слоев. Расчетные схемы имеют хорошую точность и могут быть использованы в инженерно-гидрологических расчетах и прогнозах речного стока.

Ключевые слова: ливневые осадки; pluвиограф; метеорологический радиолокатор; интенсивность осадков; дождевые паводки

ESTIMATION OF INTENSITY OF FLOOD-FORMING SHOWERS IN THE TRANS- URAL REGION BASED ON METEOROLOGICAL RADAR DATA

Klimenko D.E., Cherepanova E.S., Shklyayev V.A.

Perm State National Research University, Perm, Russia

e-mail: listopad19531@mail.ru

Abstract. Heavy rainfalls and their quantitative characteristics are the main factor in the formation of rain floods on small rivers. An accurate assessment of these characteristics in conditions of rare observations is achieved by the joint use of ground-level pluviograph and radar data. The paper deals with the construction of empirical functions of precipitation intensity and radar reflectivity of clouds, and the evaluation of the lower layer reflectivity using the reflectivity of the overlying layers. The calculation schemes have good accuracy and can be used in engineering-hydrological calculations and the forecast of river flow.

Keywords: heavy rainfall; pluviograph; meteorological radar; intensity of precipitation; rain floods

Введение

Оценка количественных характеристик ливневых осадков, являющихся основным фактором формирования катастрофических паводков на малых реках (в особенности – горных районов Урала), не всегда возможна на основании наземной сети наблюдений. Это связано как с большой пространственной пестротой кучевой облачности, из которой выпадают интенсивные ливни, так и редкой сетью наземных осадкомеров. В связи с отмеченными фактами более 90% локальных ливней не фиксируются наземными наблюдениями, однако их можно отследить на основе информации метеорологического радиолокатора, с предварительной увязкой данных pluвиографических и радиолокационных наблюдений.

В связи с тем, что максимальный сток малых рек формируется именно в период прохождения локальных или фронтальных ливней, определение

расчетных гидрологических характеристик подобных водотоков на основе данных радиолокации для целей строительного проектирования имеет несомненную актуальность.

Исследования атмосферы с использованием радиолокационных данных начаты более 100 лет назад, однако вопросы количественной оценки экстремальных дождевых осадков и расчета на основе этих данных характеристик паводочного стока следует считать новыми и современными.

Цель настоящего исследования является разработка методов количественной оценки характеристик экстремальных ливневых осадков на территориях, не охваченных метеонаблюдениями, на основе совместного анализа плевниографических наземных и радиолокационных данных по отражаемости облаков. Практическая сфера применения результатов этого исследования связана с разработкой методов расчета и прогноза характеристик стока дождевых паводков на малых реках.

Материалы и методы

В качестве материалов для исследования послужили данные наземных (около 2 тыс. плевниограмм по 16 пунктам в 200-километровом радиусе обзора метеорологического радиолокатора в аэропорту Кольцово (Екатеринбург) за период с 1936 по 2015 гг) и радиолокационных (снимки за период с 2003 по 2015 гг., более 200 тыс. снимков) наблюдений.

В связи с тем, что радиолокатор делает снимок каждые 30 минут, на основе которого рассчитывается интенсивность осадков за 1 час, а в расчетах паводочного стока возникает необходимость оценки интенсивности осадков минутного разрешения, авторами использованы теоретические представления о редукции ливневых осадков по времени. В настоящем исследовании для перехода от часовых интервалов времени к минутным применено редукционное уравнение Г.А. Алексеева [1], опирающееся на уравнения З.П. Богомазовой и З.П. Петровой [2]. Параметры кривых редукции осадков (сила дождя, определяемая ливневыми параметрами метеостанции, и коэффициент временной редукции) рассчитаны и

картированы авторами исследования по данным всех плувиографов Уральского УГМС за весь доступный период наблюдений [4].

Расчет интенсивности осадков на основе радиолокационных данных основан на эффекте радиолокационной отражаемости цели, находящейся в поле обзора радара. Радиолокационная отражаемость Z определяется количеством частиц в единичном объеме и их распределением по размерам, а также комплексным показателем преломления в диапазоне сантиметровых и дециметровых волн. Величина Z характеризует рассеивающие свойства облаков и осадков в диапазоне радиоволн и измеряется в $\text{мм}^6/\text{м}^3$. В связи с тем, что диапазон отражаемости Z в реальных облаках очень велик (от 10 до $105 \text{ мм}^6/\text{м}^3$), часто для удобства записей Z используют логарифмы или децилогарифмы. В практике радиолокационных наблюдений отражаемость облаков и осадков выражают в dBz (dBz) относительно $Z_0=1 \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Связь между значениями отражаемости, выраженными в различных единицах, определяется формулой $Z \text{ мм}^6/\text{м}^3=10^{0,1Z} \text{ dBz}$ (dBz) [3].

Отражаемость является специфической метеорологической характеристикой интегральной микроструктуры облаков и осадков, такой же, как водность облаков ($\text{г}/\text{м}^3$) или интенсивность выпадающих осадков ($\text{мм}/\text{ч}$), и содержит метеорологическую информацию об объемах облаков и осадков, рассеивающих радиоволны.

Для дождя средней интенсивности, как показывают экспериментальные данные, $Z = 200 \cdot I_{\text{МРЛ}}^{1,6}$, где $I_{\text{МРЛ}}$ – интенсивность осадков ($\text{мм}/\text{ч}$), определенная по данным локатора. Величина Z в зависимости от интенсивности и происхождения дождя может принимать значения от 150 до $500 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, показатель степени лежит в пределах 1,23-1,64 [5]. Данная зависимость может быть преобразована в вид:

$$I_{\text{МРЛ}} = 0,032 \cdot Z^{0,63}, \quad (1)$$

если величина Z выражается в dBz .

Обработка радиолокационных данных производилась с использованием программы АМРК «Метеоячейка». Расчет интенсивности

осадков в данной программе ведётся по заложенной в ней экспоненциальной зависимости интенсивности осадков и отражаемости только первого слоя (до 1 км над поверхностью земли, Z_1), имеющей несколько другой вид, нежели описан выше:

$$I_{МРЛ} = 0,041 \cdot e^{0,14 \cdot Z_1}, \quad (2)$$

где Z_1 – отражаемость первого слоя (от 0 до 1 км); с вышерасположенными слоями облачности подобная функциональная связь отсутствует.

Данная зависимость для области радиусом 10 км от локатора, хотя и занижает величину интенсивности осадков на 10%, все же связана с величиной интенсивности осадков, определенных наземными плувиографами $I_{ПЛ}$, связью вида (рис. 1):

$$I_{ПЛ} = 1,1 \cdot I_{МРЛ}. \quad (3)$$

С удалением от радара первый множитель данной зависимости (назовем его коэффициентом локационной интенсивности ливня η) увеличивается, однако это увеличение ввиду неоднородности рельефа в радиусе действия радара, не является функцией расстояния. Задачей настоящего исследования явился расчет и картирование величины η в радиусе действия радара.

Географические особенности территории в радиусе 200 км от Екатеринбурга таковы, что к западу расположены меридионально вытянутые увалы Среднего Урала с относительными высотами до 800 м. Большое удаление от радара в сочетании с пересеченным рельефом приводит к формированию радиотени в слоях до 2 км над поверхностью земли и невозможностью оценки величины Z_1 . Учитывая тот факт, что интенсивность осадков рассчитывается на основании отражаемости первого слоя облаков, встает вторая задача – определение величины Z_1 на основе отражаемости вышележащих слоев.

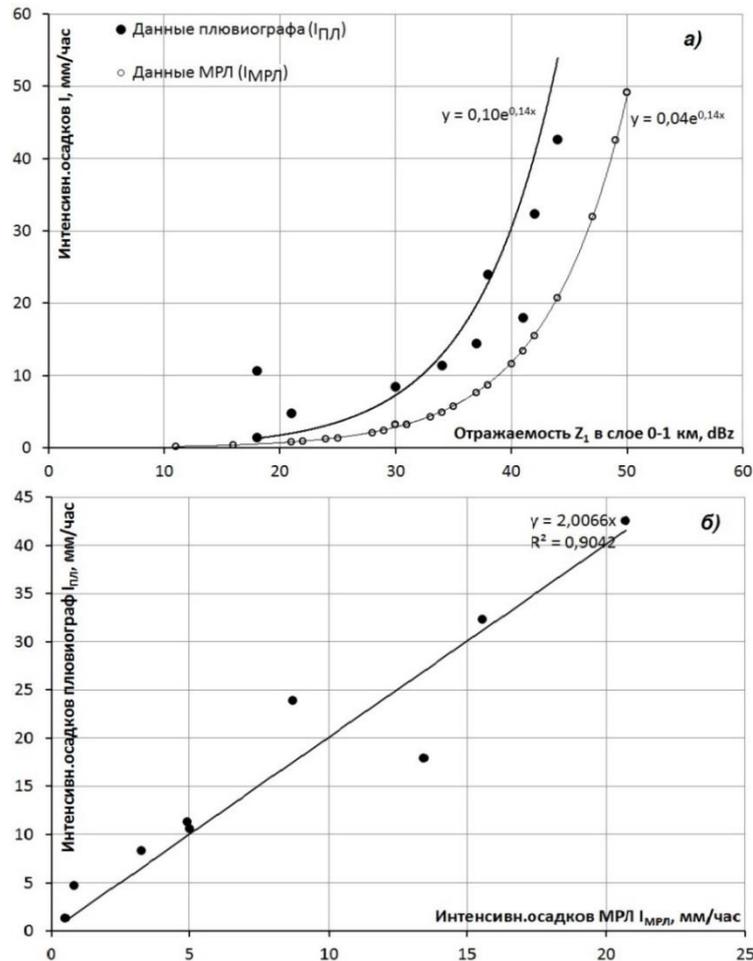


Рис. 1 – Зависимость интенсивности осадков по pluвиографам и уравнению МРЛ I (мм/час) от отражаемости Z_1 (dBz) (а) и интенсивности осадков по pluвиографу $I_{пл}$ от интенсивности осадков по локатору $I_{МРЛ}$ (б)

Результаты

На основе совместного анализа данных наблюдений над интенсивностью осадков по наземным pluвиографам и данных наблюдений над отражаемостью кучевой облачности по МРЛ по ряду метеостанций, установлено, что эти величины связаны зависимостью

$$I_{пл} = \eta \cdot 0,041 \cdot e^{0,14Z_1}, \quad (4)$$

где величина η определена обратным путем и картирована в радиусе обзора радара (рис. 2). Использование данной картосхемы позволяет определять величину интенсивности осадков на основе отражаемости первого слоя с погрешностью около 7% на любом удалении от локатора. В отсутствие подобной картосхемы погрешности расчета интенсивности

осадков по уравнению 1 на границах поля обзора радара достигают 10 000 – 16 000%, т.е. оказываются неприменимы для практических целей.

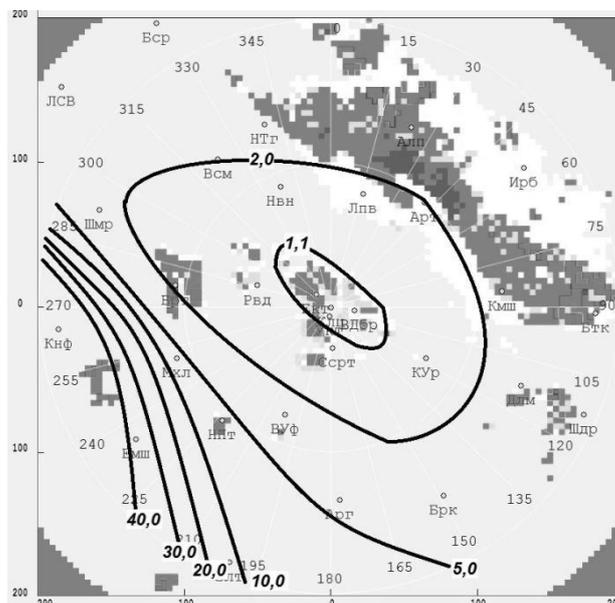


Рис. 2 – Схема распределения параметра η в радиусе действия метеорологического радиолокатора Кольцово (Клц) (на схеме – области выпадения дождевых осадков за 9:52 26 июля 2013 г.; названия метеостанций даны в стандартной системе сокращений)

В связи с тем, что первый приземный слой облачной массы часто находится в радиотени, была установлена зависимость отражаемости первого слоя Z_1 с отражаемостью 2-го Z_2 и 3-го Z_3 слоев (рис. 3). Учитывая тот факт, что форма вертикального профиля отражаемости облачной массы относительно постоянна, данные зависимости могут быть использованы на любом удалении и в любом азимуте радара для определения отражаемости первого слоя с погрешностью 14-20%.

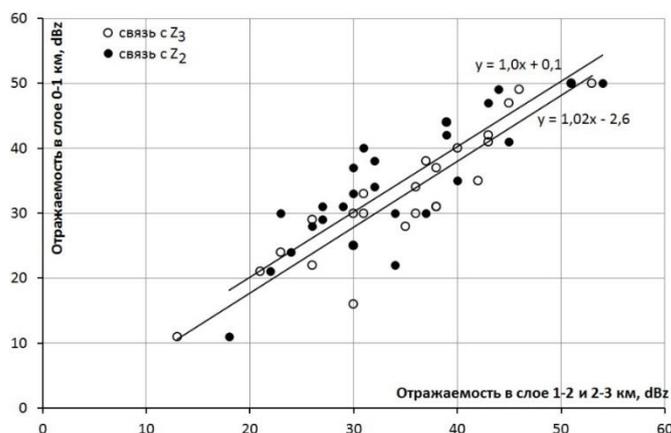


Рис. 3 – Зависимость отражаемости первого слоя (Z_1) от отражаемости второго (Z_2) и третьего (Z_3) слоев (удаленность от радара – 14 км, азимут – 307° , ориентир – Обсерваторская горка г. Екатеринбурга)

Выводы

Полученные зависимости отражаемости первого слоя с отражаемостью вышележащих слоев позволяют определять отражаемость первого слоя в тех случаях, когда в силу разных причин он находится в радиотени. На основе эмпирического уравнения (4) и картосхемы коэффициента η возможен расчет интенсивности осадков для любой точки пространства в радиусе действия локатора.

В качестве вероятной причины изменения зависимости интенсивности осадков I от отражаемости облаков Z_1 следует считать занижение метеорологическим локатором величины Z_1 с удалением к границам зоны локации.

Суммарная средняя квадратическая ошибка оценки осадков на границах зоны локации составляет 18%, а вблизи центра локации – 7%. Подобные низкие ошибки позволяют с достаточной степенью надежности определить координаты интегральной кривой осадков для единичного ливня, а значит – более обоснованно, нежели с использованием наземных данных по осадкам, рассчитывать максимальные расходы воды малых водосборов, не охваченных метеорологическими наблюдениями.

Литература

1. Алексеев Г. А. Схема расчета максимальных дождевых расходов по формуле предельной интенсивности стока с помощью кривых редукции осадков и стока // Труды ГГИ. – 1966. – Вып.134. – С. 44-50.
2. Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей северо-западного региона европейской части территории СССР и их зависимость от площади распространения // Труды ГГИ. – 1947. – Вып. 6. – С. 15-25.
3. Калинин Н.А. Исследование атмосферы с помощью импульсных метеорологических радиолокаторов. – Пермь, 2000. – 104 с.
4. Клименко Д. Е., Епончинцева Д. Н. Оценка параметров кривых редукции ливневых осадков и формулы предельной интенсивности для территории Среднего Урала // Вестник КазНУ. Серия географическая. – 2015. – № 1 (40). – С. 87-91.
5. Толмачева Н.И., Булгакова О.Ю. Метеорологические радиолокаторы и радионавигационные системы управления воздушным движением: учебное пособие. – Пермь: Пермский ун-т, 2007. – 153 с.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ СРЕДНЕСИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Колосов Р.А., Прокушкин А.С.

*Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН - обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО
РАН (ИЛ СО РАН), г. Красноярск, Россия*

e-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

Аннотация. Водотоки Среднесибирского плоскогорья дренируют бассейны, подстилаемые многолетней мерзлотой, и имеют характерные особенности гидрологического режима и формирования химического состава речных вод. Именно мерзлотные породы определяют характер питания речных вод Средней Сибири. В период зимнего промерзания главная роль в поступлении воды в реки отводится подземным водам, разгружающимся через сквозные талики. Климатические изменения и деградация мерзлоты непосредственно влияют на продолжительность безморозного периода и ледостава, которые, в свою очередь, определяют характер питания рек в определенное время года.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, гидрохимия, гидрология, Среднесибирское плоскогорье

HYDROCHEMISTRY OF PERMAFROST RIVERS ON CENTRAL SIBERIAN PLATEAU

Roman A. Kolosov, Anatoly S. Prokushkin

V.N. Sukachev Institute of Forest

e-mail: institute_forest@ksc.krasn.ru

Abstract. Subarctic rivers of Central Siberian Plateau underlain by permafrost have very specific hydrology and chemical composition. Permafrost is the dominant factor of Central Siberia rivers' characteristics. Taliks are the main source during winter base flow, thawing – in spring, precipitation and rainfall – in summer and autumn. Permafrost degradation and climate changes influenced on freezing period on the river, determining chemical composition. We use two data sources – our own and Roshydromet archive data to compare chemical types of two rivers in 1950-2015. For entire period, both the Nizhnyaya Tunguska and Tembenchi are chloride-type rivers in winter, but the N. Tunguska is sodium-dominant, and the Tembenchi is calcium-dominant. This is due to watersheds' different morphology, specifically evaporite composition.

Keywords: permafrost, hydrology, hydrochemistry, Siberia.

Введение

Реки Среднесибирского плоскогорья, бассейны которых подстилаются многолетней мерзлотой, имеют огромное значение для арктического региона. Глобальное изменение климата и его последствия обуславливают необходимость детальных исследований биогеохимических процессов на водосборах рек криолитозоны для прогнозирования их отклика на деградацию мерзлоты. В свою очередь, биогеохимические процессы могут влиять на изменения потоков элементов с площади водосборных бассейнов рек Среднесибирского плоскогорья, что может повлечь за собой снижение или повышение минерализации и изменение химического состава вод субарктических регионов, в том числе и Северного ледовитого океана. Исследуемый район Среднесибирского плоскогорья подстилается многолетней мерзлотой, имеющей распространение от сплошного (северная часть, бассейн р. Тембенчи) до островного (южная часть, бассейн р. Нижняя

Тунгуска). Мерзлотные процессы и динамика оттаивания сезонно-талого слоя определяют гидрохимический режим субарктических рек, источники поступления растворов и характер их питания в каждый отдельно взятый период гидрологического года. Таким образом, в безморозный период основным источником питания речных вод являются атмосферные осадки, инфильтрующиеся в почву в зависимости от глубины СТС [5], в зимний период - таликовые и подмерзлотные (трещинно-жильные и трещинно-пластовые, локализованные в образованиях нижнего триаса) воды [2].

Цель данной работы – анализ гидрологических и гидрохимических показателей рек Среднесибирского плоскогорья, бассейны которых имеют разные климатические и морфологические признаки, на основе двух источников данных (собственные наблюдения и данные гидрологических и гидрохимических ежегодников, гидрохимических бюллетеней Среднесибирского УГМС).

Материалы и методы

Среднесибирское плоскогорье включает в себя обширную трапповую провинцию площадью 340000 км², образованную 248 миллионов лет назад. Сибирские базальты очень однородны в химическом и минералогическом составе и представлены толеитами (вулканическая горная порода, лишённая порфировых включений). В данной работе были исследованы два из восьми ключевых водосборных бассейнов Среднесибирского плоскогорья (бассейн р. Тембенчи и р. Нижняя Тунгуска) (Рис.1). Суровые климатические условия определяют широкое развитие многолетней мерзлоты. Мерзлота наблюдается как в покровных четвертичных отложениях (ледниковые, водно-ледниковые, аллювий надпойменных террас), так и коренных породах (нижнетриасовые образования траппового комплекса, представленные туфами и базальтами) [2]. Распространение мерзлоты на бассейнах рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи очень различно. Так, если территория бассейна р. Тембенчи характеризуется сплошным распространением мерзлоты, то на бассейне р. Нижняя Тунгуска мерзлота представлена всеми типами – от сплошной на севере бассейна до прерывистой и островной на юге. Объясняется такое различие, опять же, тем, что бассейн р. Тембенчи расположен севернее бассейна р. Нижняя Тунгуска (Никаноров, 2001).

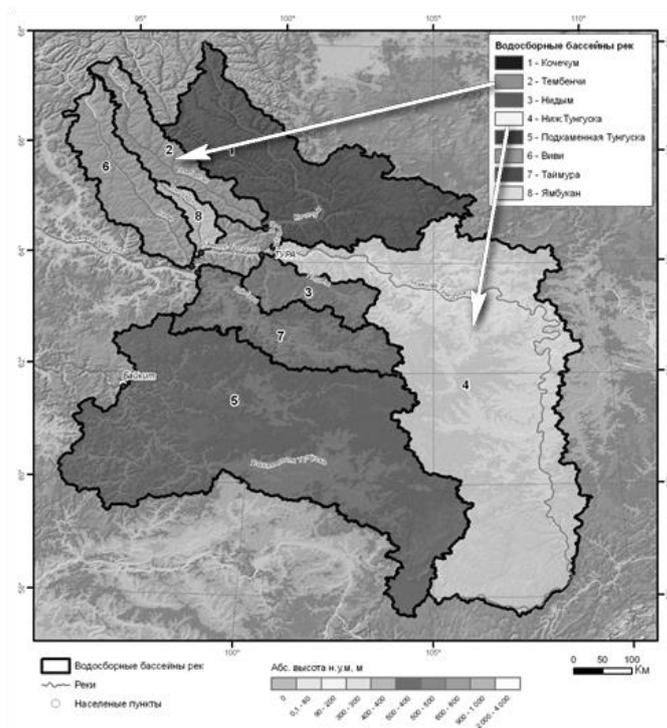


Рис. 1 – Водосборные бассейны рек Среднесибирского плоскогорья. В настоящей работе приводятся данные для водосборов р. Тембенчи (№2) и Нижняя Тунгуска (№4)

Гидрограф исследуемого региона имеет ярко выраженный пик, обусловленный весенним половодьем, когда происходит таяние льда и снега на всей территории исследуемых бассейнов рек (Рис. 2).

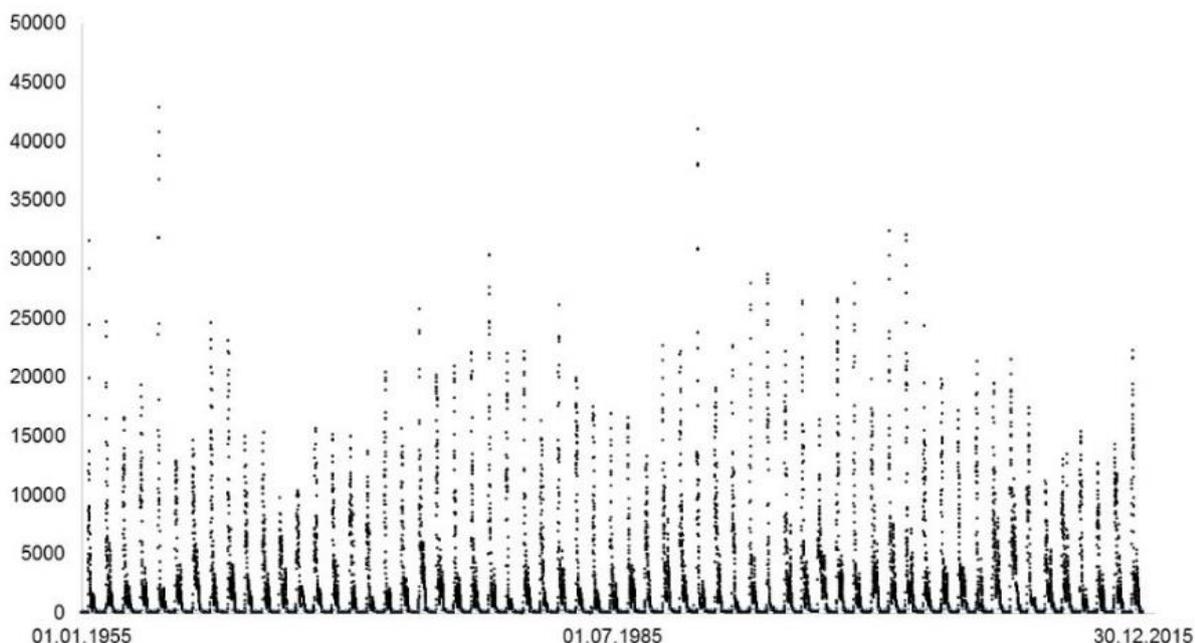


Рис. 2 – Гидрограф р. Нижняя Тунгуска с 1955 по 2015 гг.

Климат рассматриваемого района резкоконтинентальный, с холодной продолжительной зимой и коротким довольно жарким летом. Средняя продолжительность безморозного периода составляет 75–90 дней. Суровые

климатические условия определяют широкое развитие многолетней мерзлоты. Мерзлота наблюдается как в покровных четвертичных отложениях (ледниковые, водно-ледниковые, аллювий надпойменных террас), так и коренных породах (нижнетриасовые образования траппового комплекса, представленные туфами и базальтами) [2]. Распространение мерзлоты на бассейнах рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи очень различно. Так, если территория бассейна р. Тембенчи характеризуется сплошным распространением мерзлоты, то на бассейне р. Нижняя Тунгуска мерзлота представлена всеми типами – от сплошной на севере бассейна до прерывистой и островной на юге. Объясняется такое различие, опять же, тем, что бассейн р. Тембенчи расположен севернее бассейна р. Нижняя Тунгуска (Никаноров, 2001).

Гидрохимический состав вод р. Нижняя Тунгуска исследуется нами ежегодно с 2004 г., р. Тембенчи – с 2006 года. Отбор проб производится на базе Эвенкийского ОЭП ИЛ СО РАН (пгт. Тура): в зимний период (октябрь – апрель) - 1 раз в месяц, в период весеннего половодья (май-июнь) – 2-3 раза в неделю, в период летней межени (июль-сентябрь) – 1 раз в неделю. Отобранные образцы речной воды фильтровались через 0.45 мкм (нитроцеллюлозный фильтр Millipore). Концентрации анионов (Cl^- , SO_4^{2-}) были получены методом ионной хроматографии (Dionex ICS 2000). Содержание гидрокарбонат-иона в образцах воды измеряли на анализаторе общего углерода (Vario TOC, Elementar). Концентрации катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) были измерены с использованием автоматического атомно-абсорбционного спектрометра Perkin-Elmer 5100 PC или методом ICP-MS (Agilent 7500). Архивные данные химического состава, расходов воды и периода ледостава рр. Нижняя Тунгуска (1950-2015 гг.) и Тембенчи (1942-2015 гг.) представлены из ежегодников и бюллетеней Среднесибирского УГМС (г. Красноярск). Анализ гидрохимического состава вод рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи по типу произведен с использованием STATISTICA 10 (2D Ternary plot).

Полученные результаты

Гидрологический режим исследуемых рек

Характеристика гидрографов сравниваемых рек свидетельствует о сходном режиме формирования руслового стока. Расход воды рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи имеет ярко выраженный сезонный характер с пиками водности в период весеннего половодья (май-июнь) и минимумами в период зимней межени, что является характерной особенностью гидрологического режима рек, дренирующих бореальную зону. На основе среднесноголетних данных расходов воды в реках, а также параметров их гидрохимического режима, выделено 3 гидрологических периода: весенний паводок (1 мая-30 июня), летне-осенний (1 июля-31 октября) и зимний (1 ноября-30 апреля). На долю весеннего половодья за все годы наблюдений приходится более 60% годовой величины. Зимний период характеризуется незначительной ролью в годовом гидрографе, что связано с низкими запасами грунтовых вод в области сплошного распространения мерзлоты.

Исходя из архивных данных Среднесибирского УГМС, нами был проведен анализ изменения продолжительности ледостава за исследуемый период времени. Так, можно наблюдать незначительное увеличение длительности безморозного периода для рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи (Рис. 3).

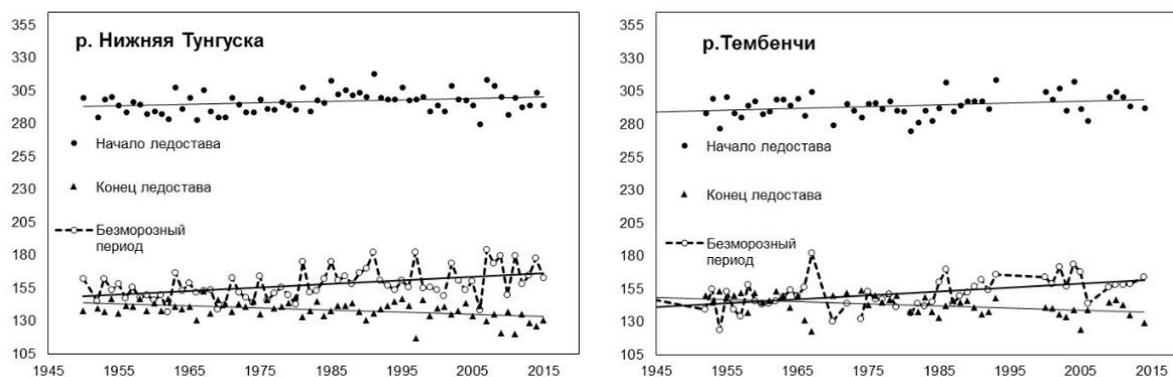


Рис. 3 – Графики продолжительности безморозного периода и ледостава рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи

Также стоит отметить резкое уменьшение амплитуды изменения продолжительности ледостава для р. Тембенчи и незначительное для р. Нижняя Тунгуска за последние 5 лет (2011-2015 гг). Данный факт, вероятно, свидетельствует о влиянии климатических изменений на даты начала и конца формирования ледостава.

Гидрохимический режим исследуемых рек

Поверхностный сток исследуемых рек характеризуется значительной изменчивостью гидрохимического состава в зависимости от сезона года. Так, воды р. Тембенчи в зимний период можно отнести к хлоридно-кальцевому типу, р. Нижняя Тунгуска – к хлоридно-натриевому. В период открытой воды р. Тембенчи относятся к гидрокарбонатно-кальцевому типу, р. Нижняя Тунгуска – к гидрокарбонатно-натриево-кальцевому. В засушливые годы воды рр. Тембенчи и Нижняя Тунгуска относятся к переходным гидрокарбонатно-хлоридно-кальцевому и гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальцевому типам соответственно (по классификации Алекина, 1946). По минерализации, в зимний период воды р. Тембенчи являются водами с повышенной минерализацией (сумма катионов и анионов – от 0,5 до 1 г/л), а воды р. Нижняя Тунгуска – с высокой минерализацией (более 1 г/л). Паводковые воды этих рек являются водами с крайне малой минерализацией (сумма катионов и анионов – менее 0,2 г/л), так как весной речные воды разбавляются талыми. Таким образом, в период половодья основные анионы и катионы имеют наименьшие концентрации, в период зимней межени – наивысшие.

Ввиду того, что в данной работе используются два различных источника значений химического состава исследуемых рек, в первую очередь, нами был проведен сравнительный анализ гидрохимического состава вод по типу (классификация Алекина, 1946). Таким образом, несмотря на различные источники и методы химического анализа, было выявлено, что воды р. Нижняя Тунгуска относятся к гидрокарбонатно-хлоридному кальцево-натриево-калиевому химическому типу (Рис. 4).

В зимний период (с ноября по апрель) возрастание концентраций натрия и хлорида происходит по мере промерзания деятельного слоя, когда источником растворов служат таликовые и подмерзлотные (трещинно-жильные и трещинно-пластовые, локализованные в образованиях нижнего триаса) воды [2]. По составу эти воды хлоридные кальцево-натриевые, что обусловлено залеганием эвапоритовых минералов под базальтовой толщей. В частности, источником поступления натрий-иона и хлорид-иона является галит (Nuh et al, 1998) (Рис. 5).

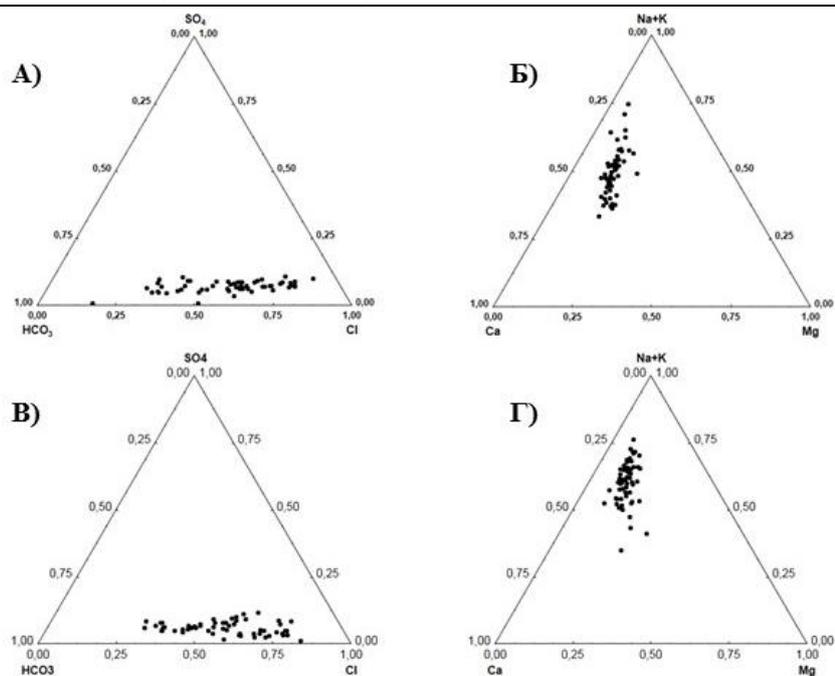


Рис. 4 – Диаграмма химического состава воды р. Нижняя Тунгуска по собственным наблюдениям (А, Б) и по данным Среднесибирского УГМС (В, Г) с 2005 по 2015 гг.

В результате, в пике зимней межени, когда основная роль в формировании речного стока переходит к подземным водам, разгружающимся через сквозные талики со значительных глубин, минерализация воды в исследуемых реках может достигать 2.0 г/л. Однако стоит отметить, что катионный состав р. Тембенчи в зимний период отличается от состава р. Нижняя Тунгуска (натриево-кальциевый и кальциево-натриевый, соответственно).

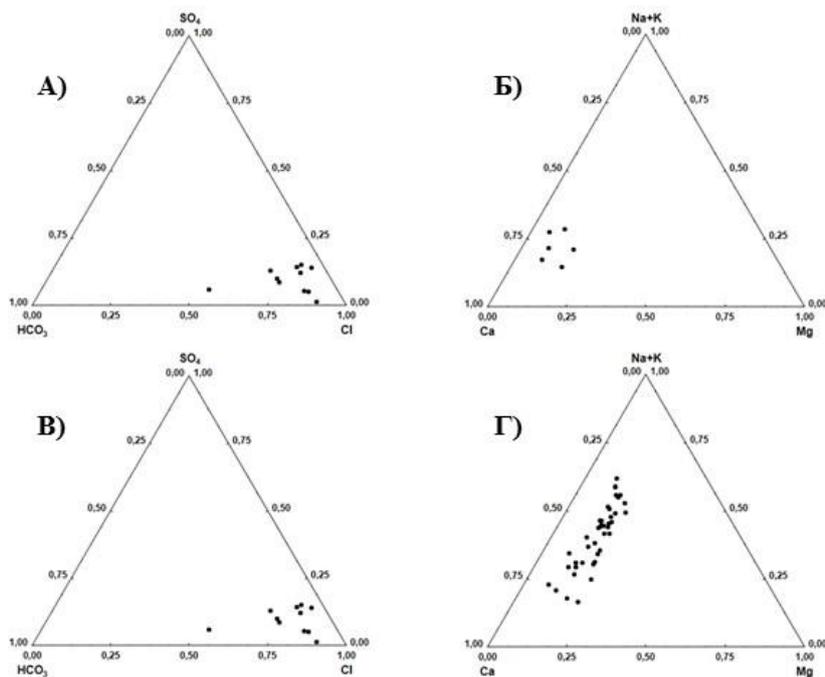


Рис. 5 – Диаграмма химического состава вод р. Тембенчи (А, Б) и р. Нижняя Тунгуска (В, Г) по данным Среднесибирского УГМС с 1955 по 2015 гг. в зимний период

Выводы

Реки Среднесибирского плоскогорья имеют ярко выраженное половодье, которое определяется климатическими условиями на территории региона. Безморозный период имеет незначительно увеличение продолжительности за последние 60 лет для рр. Тембенчи и Нижняя Тунгуска, что может свидетельствовать как о влиянии погодных условий, так и об увеличении динамики оттаивания сезонно-талого слоя ввиду деградации многолетней мерзлоты и уменьшении времени взаимодействия вода : порода.

Гидрохимический режим рек представлен обратной зависимостью концентраций основных анионов и катионов от расходов воды. В период весеннего половодья речные воды разбавляются талыми, что приводит к значительному уменьшению минерализации, в то время как в период зимней межени основным источником служат таликовые воды, состав которых напрямую определяется залеганием эвапоритов. Воды рр. Нижняя Тунгуска и Тембенчи различны по своему химическому типу в зимний период (хлоридно-натриевые, что обусловлено залеганием галита [3], и хлоридно-кальциевые соответственно). Таким образом, можно судить о неоднородном составе эвапоритов в условиях различных типов залегания многолетней мерзлоты

Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-24-00113

Литература

1. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. – М.: ИП Матушкина И.И., 2012. – 452 с.
2. Кадамцева Т.Н., Козак С.З., Сидоркин В.В., Федулова А.М., Язвин А.Л. Основные результаты поиска подземных вод для удовлетворения питьевых потребностей поселка Тура // Разведка и охрана недр. – 2005. – №11. – С. 30-33
3. Huh Y., Tsoi M.-Y., Zaitsev A., and Edmond J. M. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian Craton // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1998. – V. 62. – P. 1657-1676.
4. Frey K.E. and McClelland J.W. Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry // Hydrol. Process. – 2009. – V. 23. – P. 169-82
5. Prokushkin A S et al. Sources and the flux pattern of dissolved carbon in rivers of the Yenisey basin draining the Central Siberian Plateau // Environmental Research Letters. – 2011. – № 6. – С. 045212.

ТРЕХМЕРНАЯ ГИДРОЛЕДОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА

Кошелев К.Б., Зиновьев А.Т., Дьяченко А.В., Марусин К.В.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: lgg-iwep@yandex.ru

Аннотация. Для описания гидроледотермических процессов в глубоких стратифицированных озерах и водохранилищах развивается комплексная математическая модель, состоящая из гидротермической 3D-модели водоема и 2DH-модели роста-таяния ледяного покрова. В докладе рассматриваются математические модели рассматриваемых гидрофизических процессов; на их основе построены компьютерные модели гидротермических процессов и динамики ледяного покрова для Телецкого озера. Приводятся и обсуждаются результаты выполненных расчетов в сравнении с данными наблюдений, в том числе по положению границ льда.

Ключевые слова: глубокие стратифицированные водоемы, гидротермодинамика, динамика ледяного покрова, 3D компьютерное моделирование, Телецкое озеро

THREE-DIMENSIONAL MODEL OF HYDROTHERMICS AND ICE DYNAMICS IN LAKE TELETSKOYE

Koshelev K.B., Zinoviev A.T., Dyachenko A.V., Marusin K.V.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: lgg-iwep@yandex.ru

Abstract. To describe hydro-thermal processes in deep stratified lakes and reservoirs, a complex mathematical model develops, consisting of a hydrothermal 3D model of the reservoir and a 2DH model of the growth and melting of the ice cover. The report considers mathematical models of hydrophysical processes under consideration; On their basis computer models of hydrothermal processes and ice cover dynamics for Teletskoye Lake have been constructed. The results of the computations performed are compared with the observations, including the position of the ice boundaries.

Keywords: Deep stratified reservoirs, hydrothermodynamics, ice dynamics, 3D computer modeling, Teletskoye Lake

Введение. Для моделирования гидротермических процессов в глубоких стратифицированных озерах и водохранилищах могут быть использованы математические модели разной размерности. Наиболее широко используются одномерные вертикальные (1DV) и двумерные вертикальные (2DV) модели [1,2]. В докладе для описания годового термического режима глубоких замерзающих водоемов развивается трехмерная (3D) модель гидротермических процессов совместно с двухмерной (2DH) моделью динамики ледяного покрова. Используемые 3D-модели позволяют детально изучать рассматриваемые гидродинамические процессы, но являются весьма требовательными к заданию входной информации для проведения расчетов.

С точки зрения апробации разрабатываемых моделей для описания гидроледотермических процессов в глубоких внутренних водоемах интерес представляет Телецкое озеро, димиктический водоем с несплошным ледяным покровом в большинстве зимних периодов. Использование

гидроледотермической 1DV-модели применительно к данному озеру позволило воспроизвести основные черты картины годовой температурной стратификации и средние по акватории озера характеристики процесса роста-таяния ледяного покрова [3]. Однако такой подход не позволяет воспроизводить тонкие детали формирования ледяного покрова при замерзании водоема, что влияет на точность описание теплового баланса озера в период ледостава. Поэтому с использованием развитой комплексной гидроледотермической модели построена компьютерная 3D-модель ледотермического режима Телецкого озера. Приводятся и обсуждаются с привлечением данных ДЗЗ и натурных наблюдений результаты расчетов, представляющие интерес для разработки и совершенствования методов прогноза влияния строительства крупных водохранилищ на водную среду сибирских рек.

Постановка задачи и методы исследования. Для уточненного описания гидротермодинамики глубоких озер и водохранилищ необходимо использовать 3D-модели течений. Такая математическая модель лежит в основе программного комплекса Delft3d [4]. Данная 3D-модель построена с использованием условия гидростатического приближения для определения давления. Турбулентная вязкость в вертикальном направлении определяется с использованием двухпараметрической ($k-\epsilon$)-модели турбулентности. Для целей нашего исследования существенным недостатком базовой гидротермодинамической модели программного комплекса Delft3d является отсутствие в ней учета зависимости плотности воды от давления. Поэтому выполнена модификация этой модели и соответственно текста программы Delft3d путем применения в качестве уравнения состояния формул [5], где плотность воды является функцией температуры, солёности и давления. Для описания динамики ледяного покрова замерзающих (в том числе не полностью) водоемов использована плановая (2DH) модель роста-таяния льда, описанная в [6]. Полученная комплексная гидроледотермическая

модель апробирована на расчетах годового температурного режима глубокого горного Телецкого озера.

Для построения компьютерной модели гидротермических процессов в Телецком озере использованы цифровая модель рельефа его котловины, данные по расходам основных притоков озера, а также по уровню водной поверхности в районе п. Артыбаш у истока р. Бия. Метеоданные для расчетов полагались одинаковыми по всей акватории озера (в качестве входной информации использовались данные наблюдений по станции п. Яйлю). Для анализа результатов расчетов привлекались данные многолетних (2010-2016 гг.) режимных наблюдений вертикальных распределений температуры воды в Телецком озере.

Вычисления пространственного положения границ ледяного покрова проводились совместно с расчетами по компьютерной 3D-гидротермической модели Телецкого озера.

Результаты и их обсуждение. Проведен сравнительный анализ результатов расчетов по компьютерной 3D-модели при использовании различных уравнений состояния воды. Применялись следующие аппроксимации уравнения состояния: а) TEOS-10, в которой плотность воды есть функция температуры, солёности и давления и б) формула UNESCO, согласно которой плотность воды не зависит от давления. На рис. 1 приведены расчетные и наблюдаемые вертикальные профили температуры в самой глубокой части озера (вблизи устья р. Корбу). Видно, что использование уравнения состояния TEOS-10 позволяет точнее воспроизводить изменение температуры на границе термоклина и температуру воды на больших глубинах, которая согласно выполненным измерениям близка к температуре максимальной плотности для соответствующей глубины (давления). В целом следует отметить, что расчеты температуры в летний период дают хорошее согласие с данными наблюдений.

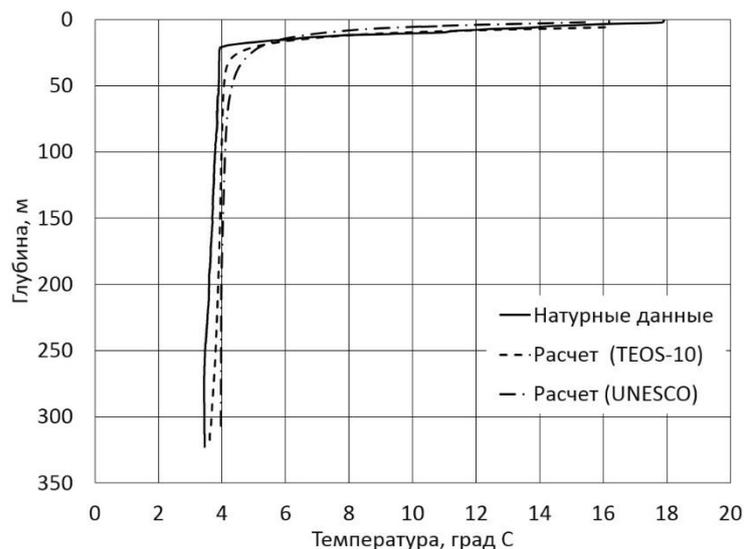


Рис. 1 – Рассчитанный и измеренный вертикальные профили температуры воды в наиболее глубокой части Телецкого озера на 25.07.2013

Однако расчеты температуры воды весенний и осенний периоды выявили заметное расхождение численных и натуральных данных. На рис. 2 приведен расчетный профиль температуры на 15.10.2013 (пунктирная линия), на которой хорошо заметно положение термоклина. Измеренный профиль температуры (сплошная линия) показывает значительно меньшие ее градиенты и фактическое отсутствие термоклина. Причем на значительных глубинах (50-200 м) наблюдаемая осенью температура воды заметно выше ее значений в летний период. Возможно, что эти натурные данные свидетельствуют в пользу заметного потока тепла на границе раздела «вода-дно» со стороны выстилающих ложе пород в течение летнего периода. Информация о наблюдениях потоков тепла на границе «вода-дно» для Телецкого озера в летне-осенний период отсутствует.

Моделирование динамики ледяного покрова горного Телецкого озера имеет ряд специфических особенностей. Акватория озера в большинстве зим покрыта льдом лишь частично. Большие пространственные масштабы окруженного горами озера (длина около 80 км) приводят к значительной пространственной неоднородности метеоусловий.

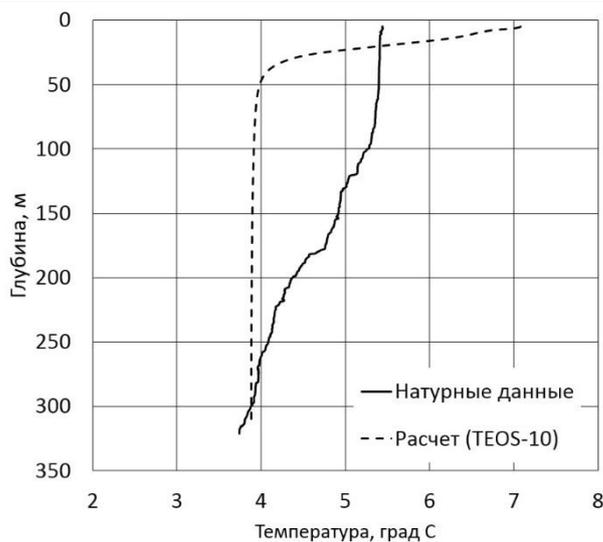


Рис. 2 – Рассчитанный и измеренный вертикальные профили температуры воды в наиболее глубокой части Телецкого озера на 15.10.2013

При численном моделировании динамики ледяного покрова озера было установлено, что результаты расчетов крайне чувствительны к таким входным параметрам, как пространственно-временное распределение температуры воздуха над поверхностью воды/льда, а также значения величин и направлений скорости ветра. Натурные данные о положении границы ледяного покрова на озере имеются только для зим 1967-1968, 1970-1971 и 2013-2014 гг. Отсутствие сведений о зимних метеоусловиях 1967-1968, 1970-1971 гг. не позволило выполнить сравнительные расчеты для этих лет. Расчетные (рис. 3а) и натурные (рис. 3б) данные по пространственному распределению границы льда на поверхности Телецкого озера на конкретную дату для зимы 2013-2014 гг. хорошо согласуются.

Как известно, погрешность численных расчетов с использованием дифференциальных уравнений существенно зависит от величины ячейки аппроксимирующей сетки. Выше приведенные результаты были получены для типичных размеров сетки в горизонтальном направлении порядка 1 км и 300 м. Были выполнены расчеты с характерным размером ячейки порядка 30 м в районе подводного хребта имени Софьи Лепнёвой. Полученные численные результаты свидетельствуют о наличии значительной рециркуляционной зоны на глубинах более 100 м. Нормализованные векторы скорости течения у поверхности воды и на глубине 150 м приведены на

рис.4. При этом, течение у поверхности воды над этой зоной к ней практически нечувствительно. Заметим, что натурные исследования структуры течения на большой глубине и с учетом малости характерных скоростей воды в Телецком озере требуют использования дополнительного оборудования. Расчеты по 1DV- и 2DV-моделям в принципе не могут быть использованы для обнаружения такой рециркуляционной зоны.

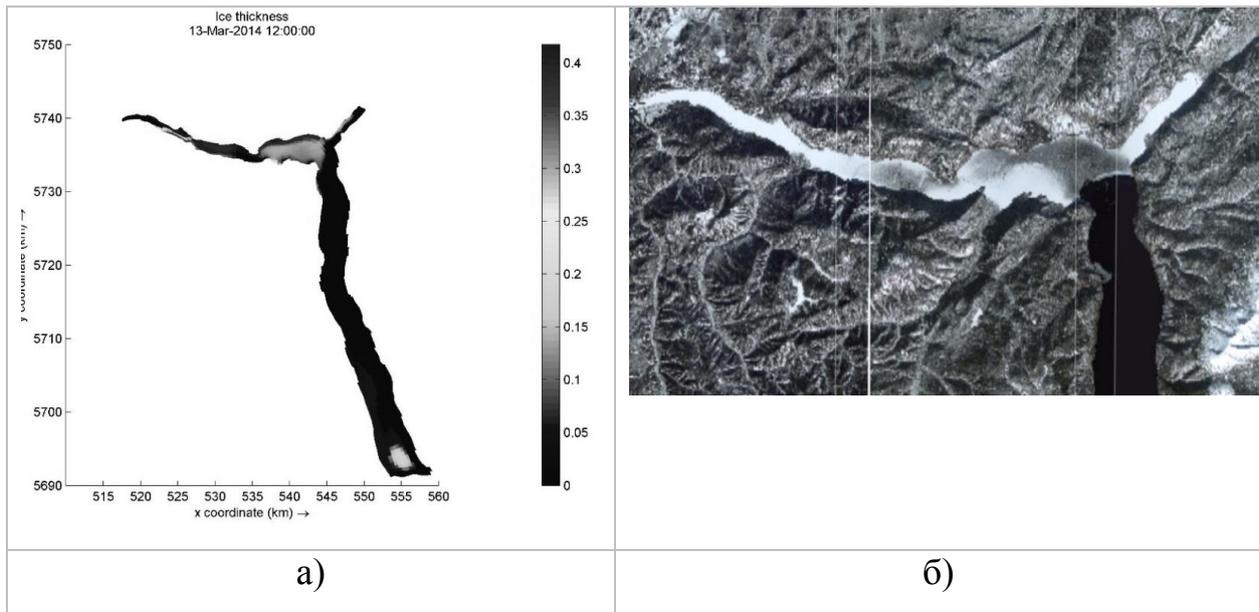


Рис. 3 – а) Рассчитанное распределение толщины ледяного покрова на Телецком озере на 13.03.2014, б) распределение положения ледяного покрова на Телецком озере по космоснимку на 13.03.2014

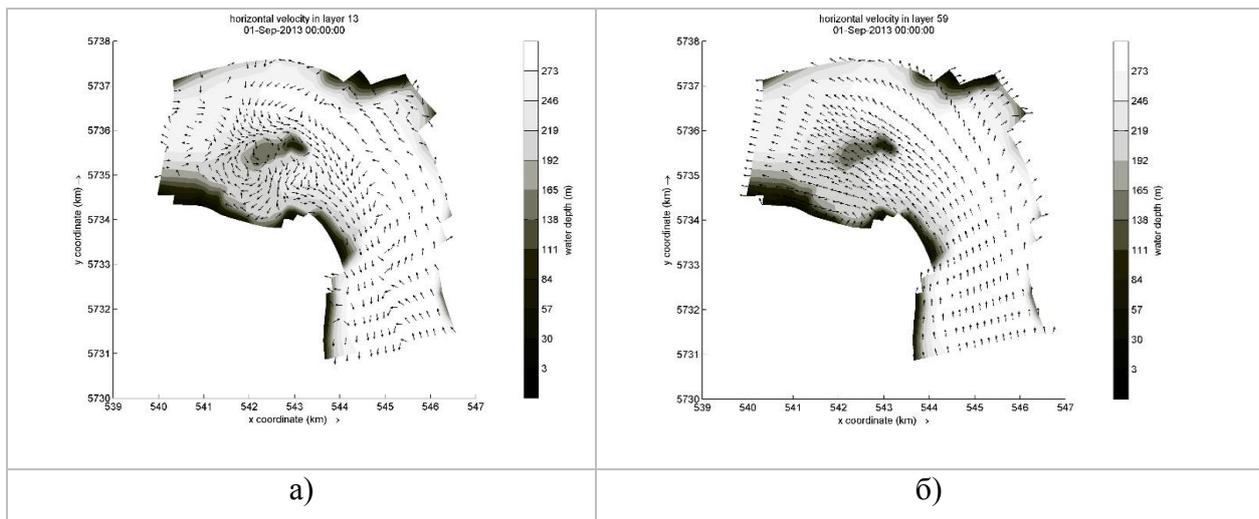


Рис. 4 – а) Рассчитанные нормализованные вектора скоростей течения в районе хребта имени Софьи Лепнёвой на глубине 150 м, б) Рассчитанные нормализованные вектора скоростей течения в районе хребта имени Софьи Лепнёвой у поверхности воды

Выводы. Выполненные исследования показали, что для уточнения и детализации пространственно-временного описания стратифицированных

водных объектов можно применять гидроледотермическую 3D-модель, реализованную в использованной версии программного комплекса Delft3d, с уточненным уравнением состояния для воды. На примере Телецкого озера показано, что 3D-модель позволяет с удовлетворительной точностью воспроизводить внутригодовые изменения температуры воды в глубоких замерзающих стратифицированных водоемах и их замерзание в зимние периоды. Сопоставление расчетных и натурных данных по температуре воды выявило наличие гидрофизических эффектов, которые не описываются полностью в рамках построенной компьютерной гидроледотермической 3D-модели Телецкого озера. Однако ясно, что для совершенствования данной модели необходимо прежде всего использовать более детальную пространственную сетку и уточнить граничные условия, прежде всего на дне водоема.

Литература

1. Васильев О.Ф., Зиновьев А.Т., Бочаров О.Б. Математическое моделирование гидротермических процессов в глубоководных водоемах // Гидротехническое строительство. – 1991. - № 7. – С. 3-5.
2. Васильев О.Ф. Математическое моделирование гидравлических и гидрологических процессов в водоемах и водотоках (обзор работ, выполненных в Сибирском отделении Российской академии наук) // Водные ресурсы. - 1999. - № 5. – С. 600-611.
3. Зиновьев А.Т. Моделирование температурной стратификации Телецкого озера // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Вып. 1. - Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2002. – С. 212-216.
4. Delft3D-FLOW User Manual. WL j Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands, 2010.
5. McDougall, T. J. and P. M. Barker, 2011: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28 pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5.
6. De Goede E., De Graaff R., Wagner T.S., Sheets B. Modelling of Ice Growth and Transport on a Regional Scale, with Application to Fountain Lake, Minnesota, USA : Proc. of 33rd International Conference on OCEAN, OFFSHORE and ARCTIC ENGINEERING (San Francisco, California, USA, June 8-13, 2014).

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СВЯЗЕЙ РЯДОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ХОДОМ УРОВНЕЙ ВОДЫ В СОСЕДНИХ СТВОРАХ ВЕРХНЕЙ ОБИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Кошелева Е.Д.

Институт Водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: edk@iwep.ru

Аннотация. Для совершенствования математического описания затопления пойменных территорий на Верхней Оби в районах гг. Бийск, Барнаул и Камень-на-Оби в периоды прохождения весенних половодий и дождевых паводков выполнен корреляционный анализ рядов наблюдений за уровнями воды на соседних с г. Барнаулом створах Верхней Оби.

Ключевые слова: уровень воды, коэффициент корреляции, корреляционный анализ, водомерные посты, р. Обь.

CORRELATION ANALYSIS OF CONNECTIONS OF SERIES OF OBSERVATIONS FOR THE STAGE OF WATER LEVELS IN NEIGHBORING HYDROLOGICAL POSTS OF UPPER BOTH FOR THE PURPOSES OF SIMULATION AND FORECASTING

Kosheleva E.D.

*Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, ul. Molodezhnaya, 1, 656038,
Altai Territory, Russia*

e-mail: edk@iwep.ru

Abstract. In order to improve the mathematical description of the flooding of floodplain areas on the Upper Ob River in Biysk, Barnaul and Kamen-na-Obi during the periods of spring floods and rainfalls, a correlation analysis of the series of observations of water levels in the hydrological posts of the Upper Ob River adjacent to Barnaul was performed.

Keywords: water level, correlation coefficient, correlation analysis, water measuring posts, r. Ob.

Введение

К особенностям гидрологического режима р. Обь на участке Верхней Оби у г. Барнаула следует отнести продолжительность половодья в весенне-летний период с апреля по август, и наличие 2-3 подъемов уровней воды. Выход воды на пойму начинается при уровнях воды на г/п Барнаул около 450 см (132,40 м БС). Устойчивое затопление поймы происходит при уровнях, превышающих 500 см (132,90 м БС), а полное затопление при уровнях 710 см (134,99 мБС) [1]. Выход воды на пойму ведет к подтоплению и затоплению поселков на правом берегу (например, п. Затон) и подтоплению территорий до 1,5 км по руслу р. Барнаулка (улицы г. Барнаула) на левом берегу р. Обь. По данным Центр регистра и кадастра РФ уровнем затопления для г/п Барнаул является 520 см (133,09 м БС), опасным считается уровень 615 см (134,04 м БС) [4].

В периоды снеготаяния с 2010 по 2017 гг. в 6 случаях из 8 отмечался выход воды на пойму (рис. 1).

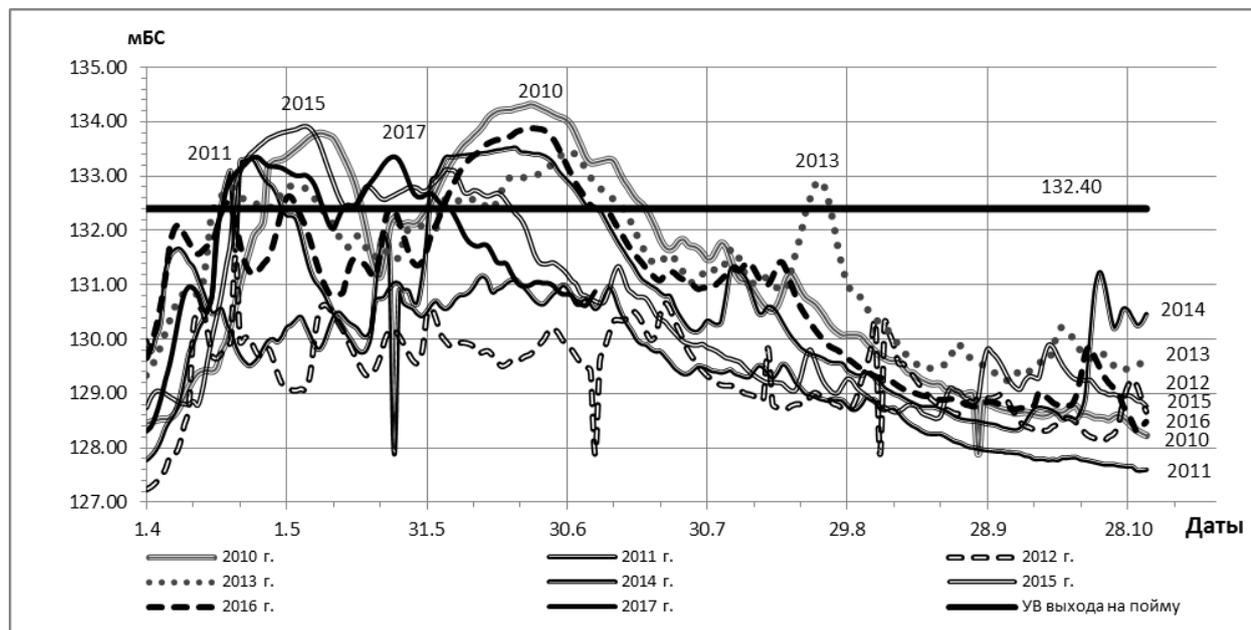


Рис. 1 – Динамика уровня воды р. Обь с 1 апреля по 1 ноября на г/п Барнаул в 2010 г., 2013-2017 гг. по данным [1, 4], когда отмечался выход воды на пойму

В связи с указанными особенностями и последствиями стояния высоких вод на р. Оби возрастает ценность краткосрочных прогнозов на моменты паводков и половодий.

Работающие водомерные посты, последовательно расположенные по длине реки Оби, позволяют по характеру гидрографа вышерасположенных участков реки и с учетом времени добегания, прогнозировать волну паводков и половодьев в нижерасположенных створах.

В 2014-2016 гг., применяя компьютерные 1ДН-гидродинамические модели для описания нестационарных течений воды в открытых руслах и оперативные данные по водомерным постам Росгидромета на Верхней Оби, были получены краткосрочные прогнозы наводнений, обусловленных весенними половодьями на Верхней Оби с заблаговременностью 3-5 дней и совпадением с точностью до 0,2 м (г. Барнаул) [2, 3]. В период весеннего половодья 2016 г. краткосрочные прогнозы уровней воды на Верхней Оби у гидрологического поста Барнаула дали хорошее совпадение спрогнозированных и наблюдаемых уровней воды во время их подъема. Однако на спаде волны половодья наличествовало расхождение в расчетных

и наблюдаемых уровней воды. Несмотря на наблюдаемое общее падение уровней на участке Верхней Оби от г/п Фоминское до г/п Усть-Чарышское, в районе г/п Барнаул (в том числе у п. Затон) продолжительное время во второй половине июня 2016 г. отмечались высокие уровни воды.

Для совершенствования математического описания затопления пойменных территорий на Верхней Оби в районах городов Бийска, Барнаула и Камня-на-Оби в периоды прохождения весенних половодий и дождевых паводков возникла необходимость в анализе корреляционных связей уровенных рядов наблюдений на соседних створах данного участка русла Оби.

Цель работы: установление корреляционных связей между ходом уровней воды на соседствующих гидрологических постах и обнаружение существующих сроков добегания волны половодья р. Оби у г. Барнаула.

Объект исследования

Ход уровней воды на трех соседних сворах р. Оби: с. Усть-Чарышская пристань, г. Барнаул, с. Шелаболиха за период с 2001 г. по 2017 гг. (табл. 1).

Материалы и методы

Собрана информация по наблюдаемым суточным уровням на трех соседствующих постах р. Оби (с. Усть-Чарышская пристань, г. Барнаул, с. Шелаболиха) с 2001 по 2017 гг. в целях корреляционного анализа для уточнения сроков добегания волны половодья и выявления аномалий стока на моделируемом участке р. Обь [1, 4]. В работе использовались методы математической статистики. Корреляционный анализ выполнялся с помощью программы StokStat [5].

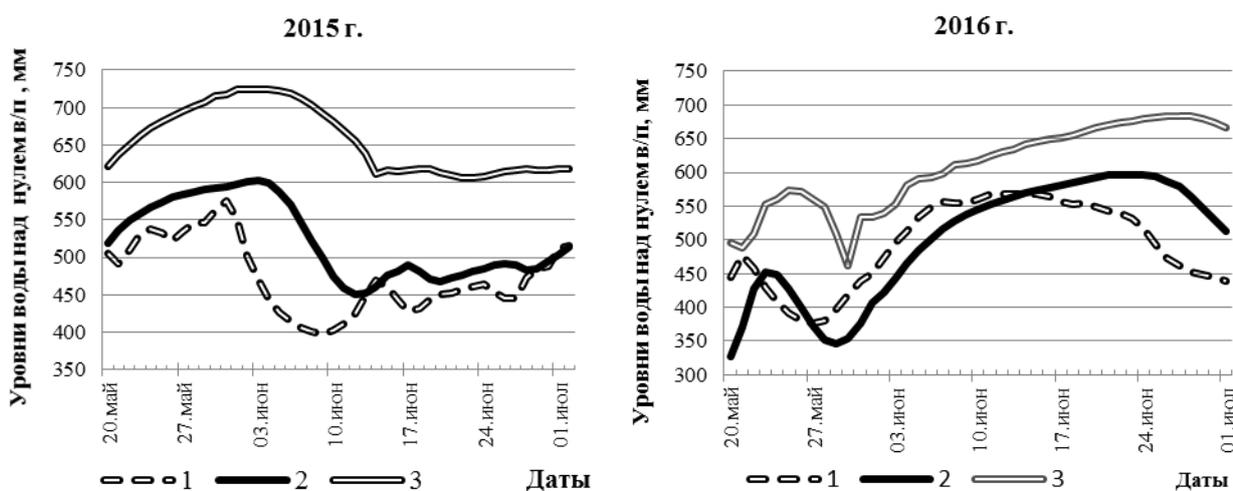
Результаты

Согласованность уровней воды р. Обь на трех последовательно-расположенных постах с. Усть-Чарышская Пристань, г. Барнаул, с. Шелаболиха, позволяли вычислять время добегания волны половодья до нижерасположенных створов и использовать эти данные для прогнозов. В моделировании половодий время добегания волны половодья, проходящей через створ в с. Усть-Чарышская Пристань, до г. Барнаула составляет 2 дня, а

от г.Барнаула до с. Шелаболиха – 1 день.

Обычная закономерность изменения уровней в данных створах в период весеннего половодья (2015 г., с хорошей предсказуемостью уровней в г. Барнауле по прогнозам 1DH-гидродинамической модели) и аномальное падение уровней в с.Шелаболиха (2016 г., на спаде волны половодья расхождение в расчетных по прогнозам 1DH-гидродинамической модели и наблюдаемых уровнях г. Барнауле) представлены на рис. 2.

В 2016 г. в конце мая и июне месяцах обнаружилась аномалия стока: 7 июня уровни в г. Барнауле и с. Шелаболихе продолжали расти, а уровни в с. Усть-Чарышская пристань падали. При изучении данных летних месяцев 2016 г. выявилась рассогласованность фаз подъема и спада уровней на г/п Усть-Чарышское с уровнями двух соседствующих створов г. Барнаул и с. Шелаболиха. Фаза спада уровней в створе с. Усть-Чарышская пристань началась 12 июня 2016 г., а в створах г. Барнаула и с. Шелаболиха, вместо ожидаемого начала фазы спада 15 июня и 17 июня соответственно, уровни воды начали понижаться после 23 июня (г. Барнаул) и 28 июня (с. Шелаболиха). К 16 июля 2016 г. уровни воды на соседних створах вошли в согласованный режим. Возможно имело место локальное и непродолжительное (месяц) изменение шероховатости русла в районе г/п Усть-Чарышская пристань.



1 – г/пост с. Усть-Чарышская пристань; 2 – г/пост г. Барнаул; 3 – г/пост с. Шелаболиха
 Рис. 2 – Сравнение уровней воды р. Оби в соседних створах с синхронными (2015 г.) и несинхронными (2016 г.) фазами половодья

Математической мерой корреляции двух случайных величин является коэффициент корреляции, который был рассчитан для суточных уровней

воды первой волны половодья для двух месяцев (май, июнь) 2012-2017 гг. в соседних створах Верхней Оби (с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул и г. Барнаул – с. Шелаболиха) (табл. 2). Выполнен также помесечный расчет коэффициентов корреляции двух рядов суточных уровней с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул для 2015 г., как для типичного года с хорошей предсказуемостью сроков и уровней половодья в г. Барнауле.

Для выявления максимального значения коэффициентов корреляции внутри месяца осуществлялся последовательный сдвиг значений одного ряда относительно другого на шаг, равный 1 суткам. Теоретически предполагая, что максимальное значение коэффициентов корреляции следует ожидать на шаге сдвига 2 суток для пары «с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул» и 1 сутки для пары «г. Барнаул – с. Шелаболиха».

Выполненный корреляционный анализ статистической взаимосвязи двух измеренных уровней воды на соседних гидрологических постах показал, что:

- в рассматриваемом разумном диапазоне сдвигов получены положительные коэффициенты корреляции, корреляция в целом положительна, т.е. увеличение одной переменной связано с увеличением другой переменной (табл. 2, 3);

- для двух месяцев первой волны половодья за период 2013-2017 гг. получены высокие значения коэффициентов корреляции от 0,896 до 0,990 (табл. 2) с маленькой среднеквадратичной ошибкой. Например, для мая 2016 г. среднеквадратичная ошибка коэффициента корреляции 0,96 равна $\pm 0,011$;

- в рядах наблюдений не всегда максимальные значения коэффициента корреляции приходятся на сдвиги, соответствующие срокам добегания волны половодий. Максимальные коэффициенты корреляции со сдвигом на 2 дня для пары «с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул» получены для мая-июня 2012 г. и 2013 г., мая 2014 г., июня 2015 г., мая 2016 г., июня 2017 г. В мае 2015 г., июне 2016 г. (отмеченная выше аномалия стока) и мае 2017 г. максимальные коэффициенты корреляции были при сдвиге на 6, 5 и 3 дня соответственно (табл. 2).

- при помесечном анализе коэффициентов корреляции стока в течении

одного 2015 года максимальные коэффициенты корреляции получены на ожидаемом сдвиге 2 дня для пары рядов наблюдений «с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул» для 7 месяцев: в январе, феврале и июне-октябре. Для пары рядов наблюдений «г. Барнаул – с. Шелаболиха» максимальные коэффициенты корреляции получены на ожидаемом сдвиге 1 день для 5 месяцев: в январе, июле-октябре.

Таблица 1 – Соседние водомерные посты на участке Верхней Оби у г. Барнаула

№	Водоток	Водомерный пост	Площадь водосбора, км ²	Расстояние от истока, км	Расстояние между постами, км
1	р. Обь	с. Усть-Чарышская пристань	138000	84,00	136,00
2	р. Обь	г. Барнаул	169000	220,00	
3	р. Обь	с. Шелаболиха	207000	360,00	140,00

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции двух рядов суточных уровней воды первой волны половодья (май, июнь) в соседних створах Верхней Оби в 2012-2017 гг.

Соседние посты	Сдвиг, дни	2012 г.		2013 г.		2014 г.		2015 г.		2016 г.		2017 г.	
		05	06	05	06	05	06 ¹	05	06	05	06	05	06
с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул	0	0,588	0,662	0,734	0,750	0,735	-	0,456	0,906	0,534	0,354	0,437	0,972
	1	0,882	0,889	0,871	0,889	0,922	-	0,499	0,941	0,841	0,479	0,706	0,988
	2	0,994	0,990	0,939	0,970	0,988	-	0,648	0,964	0,960	0,609	0,894	0,995
	3	0,804	0,893	0,905	0,958	0,879	-	0,761	0,953	0,856	0,737	0,949	0,980
	4	0,473	0,701	0,819	0,886	0,714	-	0,840	0,913	0,607	0,845	0,879	0,956
	5	0,059	0,513	0,738	0,786	0,543	-	0,884	0,865	0,301	0,910	0,726	0,936
	6	-	0,327	0,688	0,692	0,368	-	0,896	0,830	0,006	0,884	0,526	0,921

¹Примечание: в июне 2014 г. на сайте Центр регистра и кадастра РФ [4] представлена неполнота данных. Длины рядов различны. В с. Усть-Чарышская пристань из 30 дней июня измерения приведены за 20 дней, данные по г. Барнаулу приведены для 13 дней этого месяца.

Таблица 3 – Коэффициенты корреляции между двумя рядами суточных наблюдений за уровнями воды на соседних гидрологических постах Верхней Оби для типичного года

Соседние посты	Сдвиг, дни	2015 г.											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул	0	0,826	0,702	0,975	0,945	0,456	0,906	0,914	0,684	0,736	0,769	-	0,949
	1	0,878	0,812	0,986	0,968	0,499	0,941	0,977	0,900	0,947	0,946	0,106	0,977
	2	0,890	0,821	0,981	0,985	0,648	0,964	0,988	0,911	0,968	0,973	0,362	0,955
	3	0,881	0,742	0,972	0,990	0,761	0,953	0,930	0,662	0,777	0,839	0,497	0,893
	4	0,808	0,651	0,963	0,981	0,840	0,913	0,843	0,334	0,509	0,666	0,482	0,809
	5	0,710	0,531	0,937	0,955	0,884	0,865	0,765	0,072	0,188	0,536	0,452	0,720
	6	0,577	0,394	0,897	0,917	0,896	0,830	0,707	-	-	0,390	0,413	0,643
	7	0,511	0,246	0,849	0,868	0,869	0,799	0,655	-	-	0,217	0,306	0,601
г. Барнаул – с. Шелаболиха	0	0,784	0,243	0,978	0,986	0,851	0,966	0,967	0,810	0,863	0,846	0,440	0,884
	1	0,761	0,334	0,978	0,979	0,908	0,986	0,996	0,981	0,991	0,946	0,400	0,956
	2	0,727	0,406	0,976	0,961	0,949	0,993	0,981	0,930	0,918	0,877	0,303	0,986
	3	0,691	0,474	0,957	0,935	0,971	0,984	0,929	0,666	0,647	0,693	0,190	0,973
	4	0,661	0,489	0,928	0,904	0,970	0,961	0,860	0,330	0,235	0,503	0,003	0,930
	5	0,633	0,434	0,877	0,868	0,949	0,932	0,790	0,042	0,097	0,319	-	0,865

Выводы

Для двух месяцев первой волны половодья за период 2013-2017 гг. получены высокие значения коэффициентов корреляции от 0,896 до 0,990 с маленькой среднеквадратичной ошибкой.

В рядах наблюдений не всегда максимальные значения коэффициента корреляции приходятся на сдвиги, соответствующие срокам добегания волны половодий.

Для моделирования первой волны половодья для г. Барнаула наиболее удачными из рассмотренных лет являются 2012 и 2013 гг., когда сдвиг в рядах наблюдений в нижнем створе относительно верхнего створа в 2 дня давал максимальные значения коэффициента корреляции (от 0,94 до 0,99) для обоих месяцев. Данные года могут быть использованы в качестве эталонных, когда не наблюдались никакие аномалии стока и боковая приточность на участке «с. Усть-Чарышская пристань – г. Барнаул» не оказывала асинхронного влияния на ход уровней в г. Барнауле.

Исследование выполнялось в рамках проекта № 0383-2016-0002 «Изучение гидрологических и гидрофизических процессов в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование для решения имитационных и прогностических задач водопользования и охраны водных ресурсов»

Литература

1. Алтайский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения «Западно-Сибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды». Режим доступа: <http://meteo22.ru/> (дата обращения: 07.07.2017).
2. Зиновьев А.Т., Кошелев, К.Б., Галахов В.П. О результатах прогнозирования весеннего половодья на верхней Оби в 2015 году // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2016. – № 3. – С. 58-68.
3. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Галахов В.П. Прогнозирование половодий и паводков на верхней Оби // Водные ресурсы Центральной Азии и их использование. Материалы Международной научно-практической конференции, посвященной подведению итогов объявленного ООН десятилетия "Вода для жизни". Институт географии Казахский национальный технический университет им. К.И. Сатпаева МОН РК. – 2016. – С. 387-393.
4. Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству рек России / Центр регистра и кадастра. Режим доступа: <http://gis.vodinfo.ru/> (дата обращения: 07.07.2017).
5. StokStat 1.2 – Статистика для гидрологии. Программа для расчета статистических характеристик используемых в гидрологии. Распространение: Freeware / Ю. Левыкин – Режим доступа: http://www.geodigital.ru/soft_hydr. (дата обращения: 07.07.2017).

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЬ-ИРТЫШСКОМ БАССЕЙНЕ В XXI ВЕКЕ

Кузин В.И.¹, Лаптева Н.А.^{1,2}

¹ *Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия,*

² *Федеральное бюджетное учреждение науки Государственный научный центр
вирусологии и биотехнологии «Вектор», р.п. Кольцово, Новосибирская область, Россия*

e-mail: kuzin@sccc.ru

Аннотация. Работа посвящена исследованию возможных изменений стока рек Обь-Иртышского бассейна в XXI веке. Исходными данными являются результаты расчетов по десяти моделям программ проекта СМIP-5 программы IPCC. В расчеты включены модели INM (Россия), CNRM (Франция), GFDL (США), MIROC (Япония), HadGEM (Великобритания), MPI (Германия), CMCC (Италия), MRI (Япония), GISS (США) и CSIRO (Австралия). Как показали расчеты, межгодовая изменчивость речного стока в XXI веке имеет общие положительные тенденции в различных моделях при значимых вариациях в притоке пресной воды в Северный Ледовитый океан.

Ключевые слова: математическое моделирование, климатический речной сток сибирских рек в арктические моря

HYDROLOGICAL PROCESSES IN OB-IRTYSH BASIN IN THE XXI CENTURY

Victor I. Kuzin¹, Natalya A. Lapteva^{1,2}

¹ *Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,
Novosibirsk, Russia*

² *Federal Budgetary Research Institution "State Research Center of Virology and Biotechnology
"Vector", Koltsovo, Novosibirsk region, Russia*

e-mail: kuzin@sccc.ru

Abstract. The work is devoted to the study of possible changes in the flow of the rivers of the Ob-Irtysh basin in the 21st century. The initial data are the results of calculations for ten models of IPIP CMIP-5 program. The models include INM (Russia), CNRM (France), GFDL (USA) and MIROC (Japan), HadGEM (Great Britain), MPI (Germany), CMCC (Italy), MRI (Japan), GISS (USA) and CSIRO (Australia). As calculations have shown, the interannual variability of river flow in the 21st century is positive in various models with significant variations in the fresh water inflow to the Arctic Ocean.

Key words: mathematical modeling, climatic river runoff of the Siberian rivers to the Arctic seas.

Введение

Климатические изменения в последние десятилетия на Земле имеют наибольшее влияние в высоких широтах северного полушария. Проблема описания этих изменений является сложной и требует учета многих факторов, включая гидрологическую составляющую климатических процессов в Арктике и Северном Ледовитом океане (СЛО).

Важным источником притока пресной воды в Северный Ледовитый океан является речной сток. Современные оценки дают значение около 3.2 тыс. куб. км в год. Это составляет около 56% по сравнению с притоком через Берингов пролив. Крупные реки российского Севера дают около 2.24 тыс. куб. км в год, что составляет около 70% от всего речного стока [1].

Суммарные годовые расходы за периоды измерений в XX веке претерпевают существенные межгодовые вариации (данные R-ArcticNET). Эта вода, будучи вынесена в виде льда или потока воды пониженной солености за пределы СЛО в северные моря Атлантики, является существенным регулятором в формировании термохалинной структуры и меридиональной циркуляции не только Северной Атлантики, но и всего Мирового океана [2]. Кроме межгодовой изменчивости, в гидрологических характеристиках сибирских рек наблюдаются положительные тренды, вызывающие в последние годы интерес климатологов, так как это является отражением трендов в общей климатической системе. Так, в последние десятилетия в Арктике наблюдается рост речного стока, например, с 1936 по 1999 год сток основных сибирских рек вырос на 7%. Этот рост хорошо коррелирует с увеличением индекса NAO. Это также может быть связано с положительным трендом NAM (North Annular Mode), являющейся частью Арктической Осцилляции. Все эти факты свидетельствуют о том, что влияние изменчивости баланса пресной воды в Арктике на климатическую систему, в будущем веке может быть существенным и требует изучения на основе климатических моделей речного стока, моделей циркуляции отдельных океанов, а также совместных моделей климатической системы проекта CMIP-5.

Цель работы

Интересным представляется вопрос: будет ли процесс увеличения речного стока, наблюдавшийся в конце XX и начале XXI века, продолжаться и в дальнейшем, продуцируя обратные связи в климатической системе. В статье рассматриваются результаты моделирования стока рек Обь-Иртышского бассейна в Северный Ледовитый океан в XXI веке. Расчеты проводились на основе результатов моделей INM (Россия), CNRM (Франция), GFDL (США), MIROC (Япония), HadGEM (Великобритания), MPI (Германия), CMCC (Италия), MRI (Япония), GISS (США) и CSIRO (Австралия) сценария RCP 8.5 проекта CMIP-5 IPCC. Расчеты межгодовой

изменчивости речного стока в XXI веке имеют общие положительные тенденции при значимых различиях в притоке пресной воды в моря Арктического океана. В последние десятилетия сток сибирских рек увеличился, что явилось откликом на увеличение осадков при изменении климата Сибири [3].

Климатическая модель речного стока

Модель речного стока является линейной резервуарной моделью. Модель составлена из линейных резервуаров или каскада резервуаров в ячейках сетки. Скорость изменения стока из ячейки или каскада ячеек в простейшем варианте модели Калинина-Милюкова [4] определяется на основе решения интеграла свертки (Дюамеля).

Исходя из задачи изучения климатических процессов Сибири, рассматриваемая область покрывает территорию $40^{\circ}\text{N} - 80^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E} - 170^{\circ}\text{E}$ по пространству. Эта зона простирается по долготе от Урала до Дальнего Востока и по широте от Северного Казахстана до Северного Ледовитого океана. В модели учитывались бассейны рек: Обь-Иртыш, Пур, Таз, Ангара-Енисей, Хатанга, Анабар, Оленек, Лена, Яна, Индигирка, Колыма.

В конкретной реализации модели поток воды разделяется на три составляющие: поверхностный сток, грунтовый сток, речной сток. Поверхностный и грунтовый стоки представляют собой единичные ячейки, а речной сток представлен в виде каскадов ячеек. Количество каскадов для каждой ячейки в руслах рек определяется на основе полинома регрессии второго порядка по величине коэффициента задержки. Коэффициент задержки грунтового стока для ячейки принимается постоянным. Инфильтрация воды в грунт проводилась в каждой ячейке на основе характеристик поверхности для каждого бассейна. В каждой ячейке производится учет процентного содержания болот и озер. При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока было выбрано разрешение, составляющее $1/3$ градуса по широте и долготе соответственно. Формирование направлений речного, поверхностного и

грунтового стоков строились на основе данных по рельефу и анализа графов стоков по поверхности и в речном русле. Верификация модели была проведена на данных реанализа MERRA. Для сравнения использовались данные наблюдений на гидрологических постах Гидрометеослужбы и данные R-ArcticNET. Результаты расчетов показали достаточную адекватность модели для расчетов климатических стоков рек Сибири.

Результаты моделирования

Был проведен численный эксперимент для XXI века (период 2006 - 2100 гг.) на основе данных расчетов по моделям Программы МГЭИК. Анализ результатов по стокам различных моделей показывает, что при общем увеличении годового стока в течение столетия [5] существуют заметные различия. На Рис. 1 представлена межгодовая изменчивость стока рек Обь-Иртышского бассейна в XXI веке. При расчетах по всем десяти моделям наблюдаются положительные тренды. На рисунке представлен осредненный тренд.

На рис.2 представлены гистограммы суммарного годового стока реки Обь в Карское море для десяти моделей, осредненного за первую и вторую половины XXI века. Горизонтальная линия - осредненные данные измерений в XX веке.

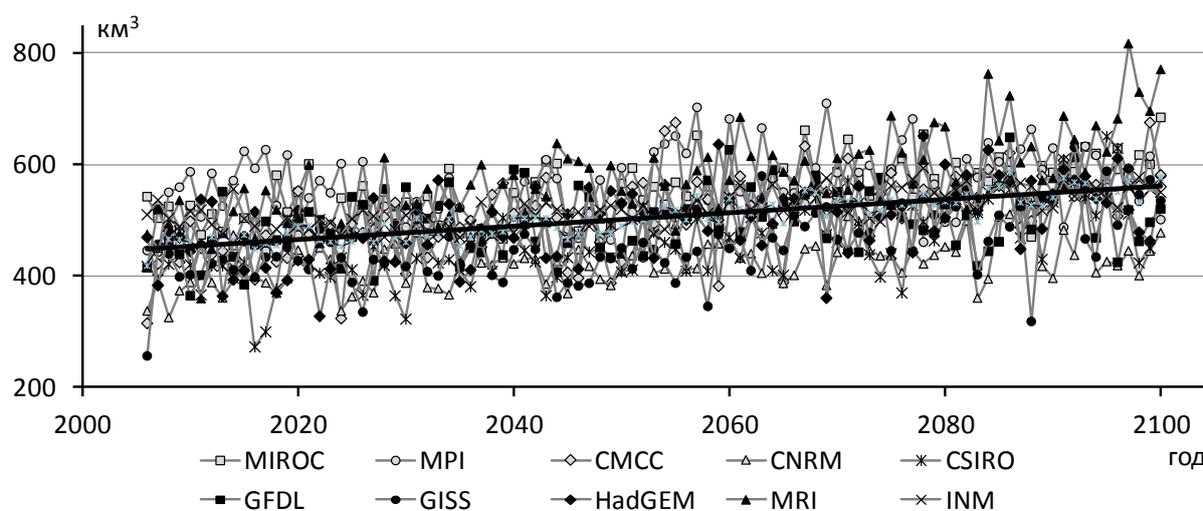


Рис. 1 – Межгодовая изменчивость стока рек Обь-Иртышского бассейна в XXI веке.
Сплошная линия - осредненный тренд

Увеличение годового стока с первой на вторую половину XXI века для представленных моделей варьируется от 7,5% до 18,5%. Относительно годового стока в XX веке увеличение в первой половине XXI века претерпевает изменения от 2 до 35%, а во второй половине - от 12 до 55%.

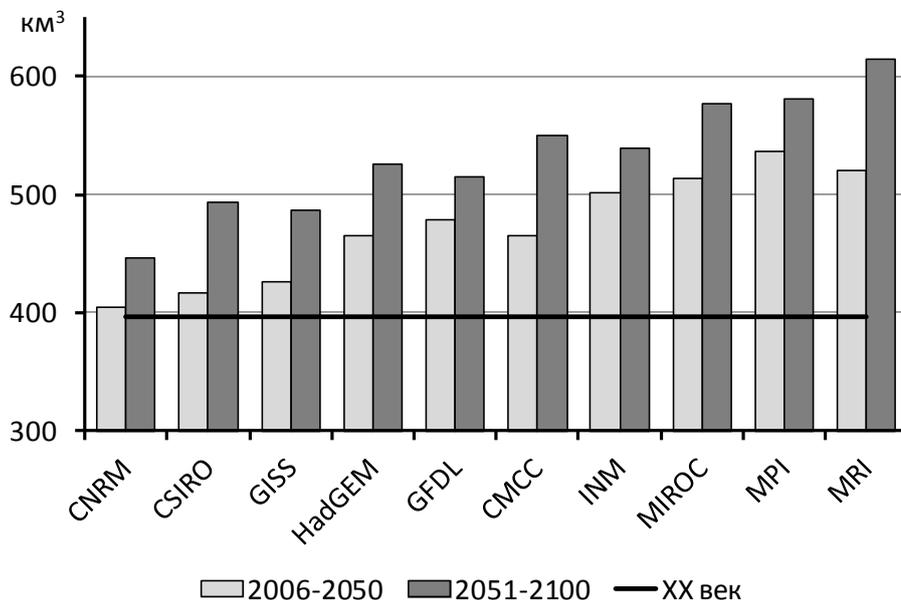


Рис. 2 – Изменения годового речного стока в первой и второй половине XXI века для моделей IPCC. Горизонтальная линия - климатические значения для XX века.

На рисунке 3 представлен гидрограф по мультимодельному расчету в сопоставлении с данными наблюдений в XX веке. Графики расчетов в среднем качественно воспроизводят основные фазы внутригодового распределения речного стока для анализируемого водосбора.

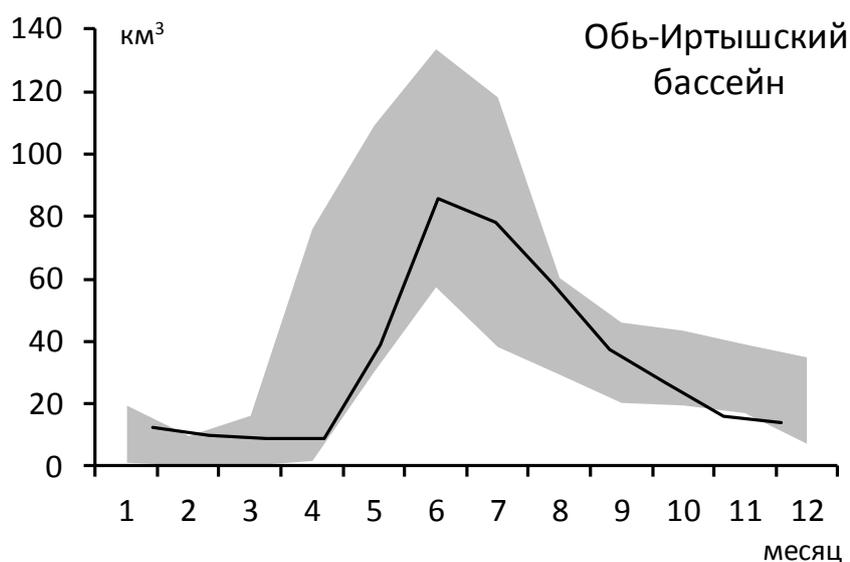


Рис. 3 – Гидрограф по мультимодельному расчету для моделей IPCC по Обь-Иртышскому бассейну

Заключение

Для моделирования речного стока Сибирских рек разработана линейная резервуарная модель климатического речного стока. На основе проведённых расчетов речного стока в XXI веке для десяти моделей по данным проекта СМIP5 результаты показали устойчивый положительный тренд для всех моделей. Наибольший рост притока из них дает модель MRI-CGCM3 / Япония. Приведенные результаты свидетельствуют о разнице в описании гидрологических характеристик Сибири для разных моделей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-05-00730 и проекта Президиума РАН программы 17.6.

Литература

1. Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // Journal of Geophysical Research. – 1989. – Vol. 94. – С.4,485-4,498. doi: 10.1029/JC094iC10p14485.
2. Broecker W.S. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? // Science. – 1997. – Vol. 278.
3. Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lamers R.B., Peterson B.J., Vorosmarty C.J. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean // Proc. NATO Advanced Research Workshop on the Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Tallin, Estonia, NATO. – 2000. – P 281-296.
4. Бураков Д.А. К оценке параметров линейных моделей стока // Метеорология и гидрология. – 1989. – Т. 10. – С. 89-95.
5. Кузин В.И., Платов Г.А., Лаптева Н.А. Оценка влияния межгодовой изменчивости стока Сибирских рек на циркуляцию Северного Ледовитого океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51. – № 4. – С. 437-447.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН В СЛОЖНЫХ РЕЧНЫХ РУСЛАХ

Кузин В.И.¹, Никифоровская В.С.², Лаптева Н.А.^{1,3}

¹*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия*

²*Институт гидродинамики им. Лаврентьева СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

³*Федеральное бюджетное учреждение науки Государственный научный центр
вирусологии и биотехнологии «Вектор», р.п. Кольцово, Новосибирская область, Россия*

e-mail: kuzin@sccc.ru

Аннотация. В данной работе рассмотрены три одномерные модели для исследования прохождения волны паводка в руслах с поймами. При расчете неустановившегося движения воды в естественных реках равнинного типа, имеющих сложные русла и большие поймы, часто возникают трудности, связанные с необходимостью учета влияния пойм на процесс прохождения волн попусков и паводков по длине водотока. По результатам вычислений по климатической модели речного стока для одномерных моделей прохождения волны паводка проведены расчеты.

Ключевые слова: математическое моделирование, климатический речной сток, бассейн реки Оби, речные системы, численные методы, поймы.

NUMERICAL MODELING OF TRANSFORMATION OF FLOOD WAVES IN COMPLEX RIVER CHANNELS

Victor I. Kuzin¹, Valentina S. Nikiforovskaya², Natalya A. Lapteva^{1,3}

¹*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, 6, Akademik
Lavrentyev Ave., Novosibirsk, 630090, Russia,*

²*Institute of hydrodynamics of M. A. Lavrentyev SB RAS, 15, Akademik Lavrentyev Ave.,
Novosibirsk, 630090, Russia,*

³*Federal Budgetary Research Institution "State Research Center of Virology and Biotechnology
"Vector", Koltsovo, Novosibirsk region, 630559, Russia*

e-mail: kuzin@sccc.ru

Abstract. In this paper, we consider three one-dimensional models for investigating the passage of a flood wave in channels with floodplains. When calculating the unsteady movement of water in natural rivers of the plain type, having complicated beds and large floodplains, there are often difficulties associated with the need to take into account the influence of floodplains on the process of passing waves of outflows and floods along the length of the watercourse. Based on the results of calculations for the climatic model of river flow for one-dimensional models of the passage of the flood wave, the calculations were made.

Key words: mathematical modeling, climatic river runoff, the Ob river basin, river systems, numerical methods, flood plain.

Введение. Обь-Иртышский бассейн является самым крупным гидрологическим ареалом Евразии. Его площадь составляет 2 990 тыс.кв.км. По этому показателю река занимает первое место в России. Основным притоком реки является Иртыш. Длина от его истока до впадения Обь равняется 4248 км, что превышает длину самой Оби (3650 км). Общий приток в Карское море составляет 396 куб.км в год. Это является существенным вкладом в пресноводный баланс Арктики и всего Мирового океана. Выбранный регион исследований сосредоточен на ключевых точках этого бассейна – на слиянии двух основных рек – Оби и Иртыша. Эта

акватория привлекательна для изучения как своей характерной особенностью гидрологии, так и зарегулированностью русел рек. Исследования проводились на основе двух подходов. Один из них предполагал гидродинамический подход на основе расчета динамических уравнений, в то время как второй основывался на более простом подходе резервуарных моделей.

Цель работы. При расчете неустановившегося движения воды в естественных реках равнинного типа, имеющих сложные русла и большие поймы, часто возникают трудности, связанные с необходимостью учета влияния пойм на процесс прохождения волн попусков и паводков по длине водотока.

В данной работе наряду с двумерной (плановой) моделью рассмотрены три одномерные модели для исследования прохождения волны паводка в руслах с поймами.

Материалы и методы.

Модель № 1, учитывающая влияние поймы через суммарные русла и поймы гидравлические характеристики.

Согласно предлагаемой модели расчет неустановившихся течений в руслах с поймами производится по уравнениям Сен-Венана [1,2]. При этом необходимо определить входящие в уравнения неразрывности и уравнение количества движения суммарные для русла и поймы морфометрические и гидравлические характеристики: ширину свободной поверхности $V_{общ}(x, z)$ и модуль расхода $K_{общ}(x, z)$. Здесь z - отметка свободной поверхности воды, x - расстояние, обычно отсчитываемое по оси русла (например, по фарватеру). Основная идея предлагаемого метода состоит в приведении всех характеристик поймы к длине, отсчитываемой по оси русла. Однако, в извилистых реках с поймами расстояние, проходимое потоком по поймам, значительно отличается от расстояния, которое поток проходит при движении по русловой части.

Модель № 2, основанная на выделении руслового потока.

В данной модели, предложенной в [3, 4], пойма рассматривается как распределенная аккумулирующая емкость и учитывается только уравнением неразрывности. Таким образом, для расчета неустановившихся течений в руслах с поймами используется модифицированная система уравнений Сен-Венана:

$$V_{общ} \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{\omega_p} \right) + g \omega_p \frac{\partial z}{\partial x} = -g \omega_p \frac{Q|Q|}{K_p^2},$$

где в уравнение неразрывности входит $V_{общ}$ суммарная для русла и поймы, а уравнение количества движения используется только для руслового потока, т.е. ω_p и K_p - характеристики русла.

Остальные обозначения: $Q(x, t)$ - расход, $z(x, t)$ - уровень воды, t - время, v - средняя скорость течения $v = Q/\omega_p$, q^* - путевой приток, приходящийся на единицу длины русла, v_* - проекция скорости путевого притока на ось x (обычно считают, что $v_* = 0$), g - ускорение силы тяжести.

Модель № 3, учитывающая пойму, как сосредоточенную емкость.

1. В данной модели пойма учитывалась как сосредоточенная емкость, которая вводилась во внутренних створах русла. В этих створах вводились условия сопряжения потока, т.е. равенство отметок уровня воды слева и справа и баланс расходов с учетом аккумулирующей способности поймы:

$$z_{лев} = z_{np} = z_n, \quad Q_{np} - Q_{лев} = \Omega \frac{dz}{dt},$$

Здесь $z_{лев}$, z_{np} - соответственно уровни воды слева и справа от створа, z_n - уровень воды в пойме. Ω - площадь зеркала поймы.

Климатическая модель речного стока.

Модель речного стока является линейной резервуарной моделью. Модель составлена из линейных резервуаров или каскада резервуаров в ячейках сетки. Скорость изменения стока из ячейки или каскада ячеек

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование линейно зависит от притока и пропорциональна наклону в ячейке и обратно пропорциональна расстоянию между центрами ячеек.

Скорость изменения стока из ячейки или каскада ячеек в простейшем варианте модели Калинина-Милюкова определяется на основе решения последовательности обыкновенных дифференциальных уравнений вида

$$k \cdot \frac{dQ(t)}{dt} = I(t) - Q(t),$$

где k – коэффициент времени задержки для ячейки,

$I(t)$ – приток в ячейку, $Q(t)$ – сток из ячейки.

Для каскада из n ячеек решается система из n уравнений, связывающих притоки и стоки из последовательных ячеек

$$k \cdot \frac{dQ_i(t)}{dt} = I_i(t) - Q_i(t) \quad i = 1, \dots, n$$
$$Q_i = I_{i+1}, \quad I_1 = I(t), \quad Q_n = Q(t)$$

Общим решением линейных уравнений при нулевых начальных условиях является интеграл свертки (Дюамеля)

$$Q(t) = \int_0^{\infty} I(\tau) \cdot h(t - \tau) \cdot d\tau$$

Здесь $h(t)$ кривая добегаания. Эта функция может трактоваться как плотность распределения времени добегаания элементарных объемов по русловой сети бассейнов. В простейшем варианте одной ячейки она имеет вид

$$h(t) = \frac{1}{k} \cdot e^{-\frac{t}{k}}$$

Для каскада из n резервуаров кривая добегаания имеет вид, аналогичный дискретному представлению гамма-распределения

$$h(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot (n-1)!} \cdot e^{-\frac{t}{k}}$$

Здесь k коэффициент задержки для каждой ячейки.

В конкретной реализации модели поток воды разделяется на три составляющие: поверхностный сток, грунтовый сток, речной сток. Инфильтрация воды в грунт проводилась в каждой ячейке на основе характеристик поверхности для каждого бассейна. В каждой ячейке производится учет процентного содержания болот и озер. При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока было выбрано разрешение, составляющее $1/3$ градуса по широте и долготе соответственно [6]. Верификация модели была проведена на данных реанализа MERRA. Для сравнения использовались данные наблюдений на гидрологических постах Гидрометеослужбы и данные R-ArcticNET. Результаты расчетов показали достаточную адекватность модели для расчетов климатических стоков рек Сибири.

Результаты сравнения моделей. Рассматриваемый участок реки Иртыш от Тобольска до Ханты-Мансийска, протяженностью 620 км, изобилует обширными двусторонними (местами односторонними) поймами шириной от 6 до 10 км (Рис. 1).

Пойма представляет собой лугово-кустарниковый ковер, изрезанный протоками и местами сильно заболоченный. Река на этом участке течет в высоких (6-8 м) крутых берегах. Русло слабдеформируемо с песчано-илистым дном. Уклоны реки к устью уменьшаются до 0.02%, что при максимальных расходах обеспечивает максимальную в русле скорость около 1.5 м/с.

Этот участок р. Иртыш был разбит на 17 расчетных участков. Наиболее крупные притоки Иртыша были выделены как сосредоточенные притоки (в рамках модели [2, 3]), а небольшие – «размазывались», т.е. учитывались в виде распределенного притока q . При расчетах в створе Тобольск задавалось граничное условие $Q = Q(t)$, а в створе Ханты-Мансийск (водпост Самарово) условие $z = z(t)$, позволяющее учет подпор устьевой области р. Иртыш со стороны р. Обь. Оба граничных условия задавались по наблюдениям.

Расчеты выполнялись для реальных паводков 75, 50, 25 и 5%-ой обеспеченности по объему стока весеннего половодья для следующих трех вариантов: а) расчет без учета поймы; б) расчет с учетом поймы по методу 1; в) расчет с учетом поймы по методу 2.

Для этого же участка проведены расчеты по климатической модели речного стока. Результаты расчетов принимались за граничные условия для одномерных моделей прохождения волны паводка.

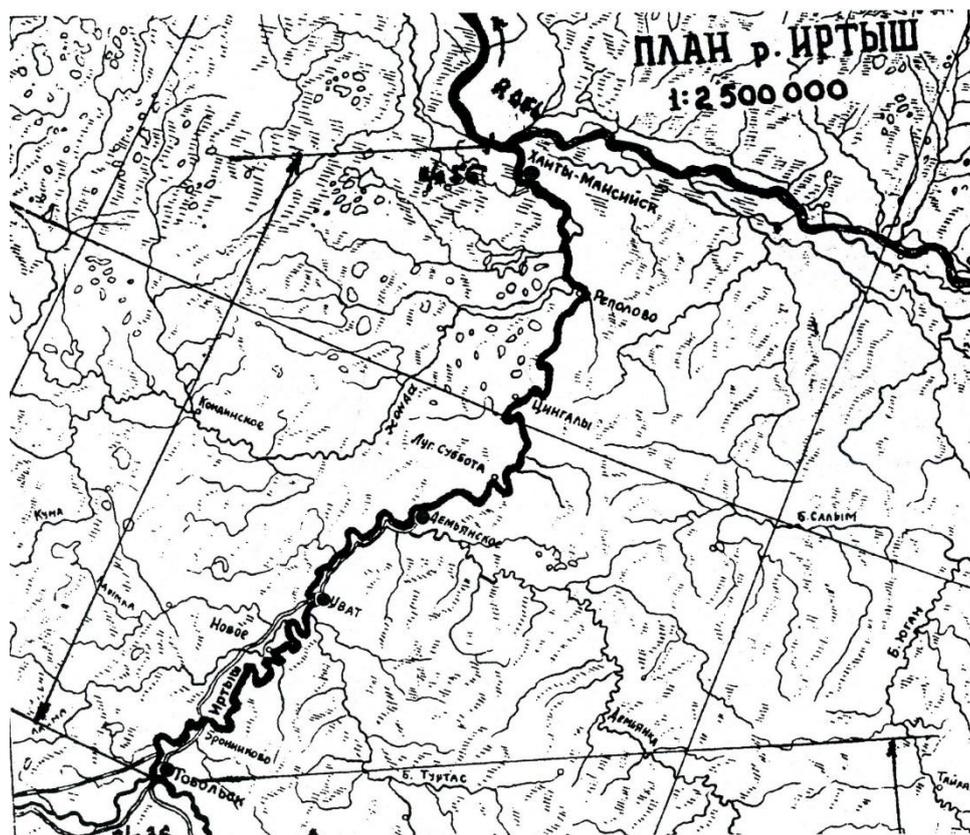


Рис. 1 – Рассматриваемый участок реки Иртыш от Тобольска до Ханты-Мансийска.

Заключение. Анализ полученных результатов показал, что волны паводков малой (75 и 50%-ой) обеспеченности проходят практически в пределах русловой части без выхода на пойму. В связи с этим при численных расчетах паводков аналогичных обеспеченностей эффектом влияния поймы можно пренебречь. Однако, при прохождении паводков более высокой, например, 25%-ой обеспеченности, не говоря уже о 5%-ой обеспеченности, происходит значительное затопление поймы. При расчете паводков этих обеспеченностей пренебрежение эффектом влияния поймы приводит к существенному искажению результатов [2].

Полученные результаты показывают достаточную эффективность предложенных методов для учета влияния поймы на процесс прохождения волн попусков и паводков в извилистых руслах с поймами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта 13.10, Совета программы поддержки ведущих научных школ, грант №902.2003.1, Российского фонда фундаментальных исследований, грант №020564384, при поддержке гранта РФФИ 14-05-00730 и проекта Президиума РАН программы 17.6.

Литература:

1. Васильев О.Ф., Шугрин С.М., Притвиц Н.А., Атавин А.А., Гладышев М.Т., Воеводин А.Ф. Применение современных методов и цифровых ЭВМ для решения задач гидравлики открытых русел // Гидротехническое строительство. – 1965. – №8. – 44 с.
2. Никифоровская В.С. О численных моделях неустановившихся течений в руслах с поймами // Динамика сплошной среды. – 1978. – Вып. 35. – С. 89-95.
3. Abbott M.B., Verhoog F.H. Data reversible systems for flood routing // 13-th Congress of the IAHR, KYOTO, Japan. – 1969. – Vol. 1. – P. 305.
4. Cunge J.A. Schematisation Des Champs D'Inondation Dans Les Modeles Mathematiques Fluviaux // 15-th Congress of the IAHR, France. – 1971. – Vol. 5. – P. 163-168.
5. Остапенко В.В. Численное моделирование волновых течений, вызванных сходом берегового оползня // ПМТФ. – 1999. – ТЧО. – №4. – С. 109-117.
6. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование климатического речного стока из Обь-Иртышского бассейна // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25. – № 06. – С. 539-543.

**ОТЛИК ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ
ОЗЁР ЕВРАЗИИ НА ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ
УЛОВИЯ (ПРОЕКТ ERALECC ПРОГРАММЫ ERA.NET RUS PLUS S&T)**

Кураев А.В.¹⁻³, Науменко М.А.⁴, Буднев Н.М.⁵, Шимараев М.Н.⁶, Гузиватый В.В.⁴,
Каретников С.Г.⁴, Захарова Е.А.², Rémy F.¹, Ловцов С.В.⁵, Marszelewski V.⁷, Pius B.⁷,
Przybylak R.⁷, Сукнёв А.Я.⁸

¹ LEGOS, Universite de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS Toulouse, France

² Государственный Океанографический Институт, Санкт-Петербург, Россия

³ Томский Государственный Университет, Томск, Россия

⁴ Институт Озероведения РАН, Санкт Петербург, Россия

⁵ Иркутский Государственный Университет, Иркутск, Россия

⁶ Лимнологический Институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁷ Nicolaus Copernicus University, Torun, Poland

⁸ Большая Байкальская Тропа Бурятия (ББЕ Бурятия), Улан-Удэ, Россия

e-mail: kouraev@legos.obs-mip.fr

Программа ERA.Net RUS-Plus (2013-2018) направлена на усиление координации научно-исследовательских программ между государствами-членами ЕС (а также ассоциированными с ЕС странами) и Российской Федерацией. Проект ERALECC изучает как экстремальные климатические явления влияют на функционирование и окружающую среду озёр в России (Байкал и Ладога) и Европе (озёра в Польше). Эти озёра имеют различную площадь, глубину и объём, и расположены в разных климатических зонах. Это делает их хорошими объектами для изучения и оценки их реакции на внешние условия на различных пространственных и временных масштабах.

Ввиду их отклика на региональные и глобальные изменения в климатической системе, озёра являются не только интегратором климатических процессов, но и хорошим индикатором существующих или потенциальных изменений, особенно тех, которые связаны с экстремальными климатическими условиями. Такие экстремальные явления проявляют себя в различных состояниях окружающей среды со специфическими (необычными или редкими) интенсивностью, частотой и продолжительностью. Среди них можно назвать проливные дожди или обильный снегопад, или же необычно сухие условия, периоды экстремально жаркой или холодной погоды, штормы, экстремальные (высокие или низкие) значения температуры воздуха, испарения, осадков, ледовые условия, речной сток, уровень воды и

т.д. Важно понять, как экстремальные климатические или погодные условия влияют на состояние и изменчивость природных условий этих озёр (таких как горизонтальная и вертикальная структура воды, поле течений, фронтальные зоны, апвеллинги, круговороты, ледовый и снеговой режим, уровень воды), каковы механизмы дальних и обратных связей, эффекты памяти и механизмы, ответственные за изменения, и каково их воздействие на окружающую среду озёр и на деятельность и условия жизни людей.

Общая цель проекта ERALECC заключается в оценке воздействия экстремальных климатических явлений на гидрологические, криосферные и экологические условия озёр с помощью междисциплинарного подхода, основанного на натурных наблюдениях (исторические наблюдения, специальные полевые работы) и данных спутникового дистанционного зондирования. Исследование будет основываться на уже существующих знаниях и понимании природных процессов, но значительный шаг вперёд будет сделан благодаря объединению специализированных полевых наблюдений с современными методами исследования Земли из космоса, находящихся в распоряжении партнёров проекта ERALECC.

Проведён анализ зависимости ледовых условий двух крупнейших озёр Азии и Европы – Байкала и Ладоги от региональных значений арифметической суммы среднесуточных зимних температур воздуха и от глобальных атмосферных процессов, выраженных индексами атмосферной циркуляции. Ранжирование зим по суммам среднесуточных зимних температур воздуха позволило выделить однотипные по суровости зимы для регионов Ладоги и Байкала. Для однотипных зим резко улучшаются корреляционные зависимости ледовых характеристик от сумм зимних температур воздуха и индексов атмосферной циркуляции, а также ледовых характеристик двух озёр между собой. Межгодовые изменения характеристик ледового режима Ладоги и Байкала во многом определяются одними и теми же атмосферными процессами.

В докладе будут также представлены результаты исследований ледового и снежного покрова континентальных водных объектов с использованием комбинации более чем 20-летних рядов одновременных спутниковых наблюдений в активном (радарный альтиметр) и пассивном (радиометр) микроволновом спектре с использованием данных альтиметрических спутников (TOPEX/Poseidon, Jason-1, ENVISAT, Geosat Follow-On и SARAL/AltiKa) с привлечением пассивных микроволновых данных датчика SSM/I. В качестве примера рассмотрены Каспийское и Аральское моря, озёра Байкал, Ладога и Онега. Представлен метод детекции льда с использованием спутниковых данных, а также его валидация по натурным данным и независимым спутниковым данным в видимом диапазоне спектра. Проведён анализ долговременной изменчивости ледового режима внутренних морей, озёр и речной системы Оби по данным наземных измерений и современных спутниковых наблюдений. Представлены результаты полевых исследований на озёрах Ладога, Онега, Байкал и Хубсугул, включая гигантские ледовые кольца на Байкале и Хубсугуле.

Исследование поддержано проектами ERA.NET RUS Plus S&T #226 "ERALECC", CNES TOSCA "LakeIce", и РФФИ-РГО 17-05-41043-РГО-а "Особенности водообмена в глубоких озёрах на примере озёр Иссык-Куль и Байкал".

ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА БЕЛОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Леженин А.А., Голубева Е.Н., Крайнева М.В.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск, Россия*

e-mail: lezhenin@ommfao.ssc.ru

Аннотация. Для исследования процессов теплового загрязнения Беловского водохранилища применяется гидродинамическая модель. Модель основана на численном решении системы трехмерных нелинейных уравнений движения, записанных в приближениях гидростатики и Буссинеска. Пространственное распределение температуры водоема рассчитывается на основе решения уравнения адвекции-диффузии. Для типичных метеорологических условий приведены оценки влияния тепловых сбросов Беловской ГРЭС на термический и динамический режимы водохранилища.

Ключевые слова: численное моделирование, водохранилище, тепловое загрязнение

APPLICATION OF NUMERICAL MODEL IN STUDY OF HYDROTHERMAL REGIME OF BELOVO WATER RESERVOIR

Lezhenin A.A., Golubeva E.N., Kraineva M.V.

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS,
Novosibirsk, Russia*

e-mail: lezhenin@ommfao.ssc.ru

Abstract. A hydrodynamic model is used to investigate the processes of thermal pollution of the Belovo water reservoir. The model is based on a system of 3D nonlinear equations of motion in the hydrostatics and Boussinesq approximations. The temperature spatial distribution of the reservoir is calculated with the advection-diffusion equation. For typical meteorological conditions, estimates of the effect of thermal discharges of the Belovo power station on the thermal and dynamic regimes of the water reservoir are given.

Keywords: numerical simulation, water reservoir, thermal pollution

Введение

Водохранилища представляют собой особую природную систему, в которой проявляются особенности как искусственных, так и естественных водоемов. Антропогенное воздействие оказывает существенное влияние на экосистему водохранилищ и проявляется в искусственном регулировании уровня воды, загрязнении водоемов, изменении среды обитания водных организмов. Одним из главных факторов, влияющим на гидробионты является тепловое загрязнение водоемов, созданных для охлаждения сбросных вод ТЭС или ГРЭС [2, 5]. В этом отношении большой интерес представляют водохранилища – охладители, расположенные на территории Сибири, в которых контраст температур между различными участками водоема в холодный период года может достигать 10–15 °С. К числу таких водоемов относится Беловское водохранилище, созданное в 1964 г.

зарегулированием стока р. Иня в Кемеровской области. Это равнинное водохранилище руслового типа сезонного регулирования. Длина водоема 10 км, максимальная ширина – 2,3 км, средняя глубина – 4,4 м. Объем водных масс 60 млн. м³. Площадь зеркала при нормальном подпорном уровне составляет 13,6 км², мелководья с глубинами до 2,0 м занимают 40 % акватории. [4].

Цель исследования состояла в разработке и апробации численной модели для анализа процессов теплового загрязнения Беловского водохранилища, вызванного сбросом теплых вод ГРЭС.

1. Гидродинамическая модель. Постановка задачи.

Для изучения влияния сброса подогретых вод Беловской ГРЭС на термический режим водохранилища построена трехмерная численная модель на основе гидродинамической модели ИВМиМГ СО РАН, ранее используемой для исследования циркуляции океана и шельфовых морей [1, 6].

В декартовой системе координат x_1, x_2, z , где ось z направлена вертикально вниз в области Ω , ограниченной береговой линией Γ_0 и рельефом дна водоема $H(x_1, x_2)$, аппроксимирующей Беловское водохранилище, рассматриваются полные нелинейные уравнения гидротермодинамики для переменных, обозначающих компоненты скорости течения - u, v, w , температуру воды T . Используются приближения гидростатики, Буссинеска, «твердой крышки»

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - lv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial u}{\partial z} + F(u, \mu_v), \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L(v) + lv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x_2} + \frac{\partial}{\partial z} v_v \frac{\partial v}{\partial z} + F(v, \mu_v), \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g, \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x_1} + \frac{\partial v}{\partial x_2} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L(T) = \frac{\partial}{\partial z} v_T \frac{\partial T}{\partial z} + F(T, \mu_T), \quad (1.5)$$

$$\rho = \rho(T, p). \quad (1.6)$$

В системе (1.1 – 1.6) используются следующие обозначения: p – давление, ρ – плотность воды, рассчитываемая в модели на основе уравнения состояния [7], ρ_0 – средняя плотность, l – параметр Кориолиса, μ_v, ν_v и μ_T, ν_T – коэффициенты горизонтальной и вертикальной вязкости и диффузии, соответственно. Операторы переноса и диффузии имеют следующий вид:

$$L(\phi) = \frac{\partial}{\partial x_1}(u\phi) + \frac{\partial}{\partial x_2}(v\phi) + \frac{\partial}{\partial z}(w\phi), \quad (1.7)$$

$$F(\phi, \mu) = \left[\frac{\partial}{\partial x_1} \left(\mu \frac{\partial \phi}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\mu \frac{\partial \phi}{\partial x_2} \right) \right]. \quad (1.8)$$

В начальный момент времени значения u^0, v^0, T^0 заданы.

Граничные условия для исходной системы принимаются следующими:

на поверхности $z=0$ задается поток импульса от напряжения трения ветра (τ_{x_1}, τ_{x_2}) и условие «твердой крышки» исключающее из рассмотрения поверхностные гравитационные волны

$$-v_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \frac{(\tau_{x_1}, \tau_{x_2})}{\rho_0}, \quad w=0,$$

поток тепла определяется на основе соотношения

$$-v \frac{\partial T}{\partial z} = C(T_s - T_A) \sqrt{u^2 + v^2},$$

где T_s, T_A – температура поверхности воды и температура воздуха, C – эмпирическая константа.

На дне водоема $z=H(x_1, x_2)$ принимаются условия обтекания, квадратичного придонного трения

$$w = u \frac{\partial H}{\partial x_1} + v \frac{\partial H}{\partial x_2}, \quad v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -C_D \sqrt{u^2 + v^2} (u, v),$$

и отсутствия потоков тепла

$$\vec{N}_H \cdot \text{grad} T = 0,$$

где C_D – эмпирическая безразмерная константа, \vec{N}_H – внешняя нормаль к поверхности дна.

На «твердых» боковых границах, включающих основной контур Γ_0 и границы островов $\Gamma_i, i = \overline{1, N}$ задавались условия равенства нулю горизонтальных составляющих скорости и условия отсутствия потоков тепла через боковую поверхность

$$u = 0, v = 0, \vec{n} \cdot \text{grad}T = 0,$$

\vec{n} - внешняя нормаль к боковой поверхности. Условия на «жидких» границах описаны ниже.

При проведении численных экспериментов использовались климатические данные. Для определения потоков тепла и импульса на поверхности водоема привлекалась информация о температуре воздуха и ветре. Для учета процесса конвективного перемешивания при охлаждении водной поверхности в зимний период использовалась дополнительная процедура, основанная на оценке устойчивости стратификации водоема. В случае понижения температуры воды до нуля градусов считалось, что образовался ледовый покров и поток тепла на верхней границе задавался равным нулю.

При численной реализации применялась пространственно-временная аппроксимация уравнений математической модели на сетке с равномерным разбиением, равным 35 м по горизонтальным координатам и 1 м по вертикали. Основные принципы построения численной модели и методы решения задачи опубликованы в работах [1, 6].

Твердая граница области определялась береговой линией и наиболее крупными островами (рис.1). «Жидкая» граница представляла поступление вод р. Ини (1), сток из водохранилища (2), заборный канал (4), канал сброса (3). Топография дна включает основное русло реки и мелководную часть [3]. Модельный рельеф, использующийся в численных расчетах, задавался ступенчатой функцией в соответствии с привязкой рельефа дна к наиболее близко расположенному сеточному узлу по вертикали.

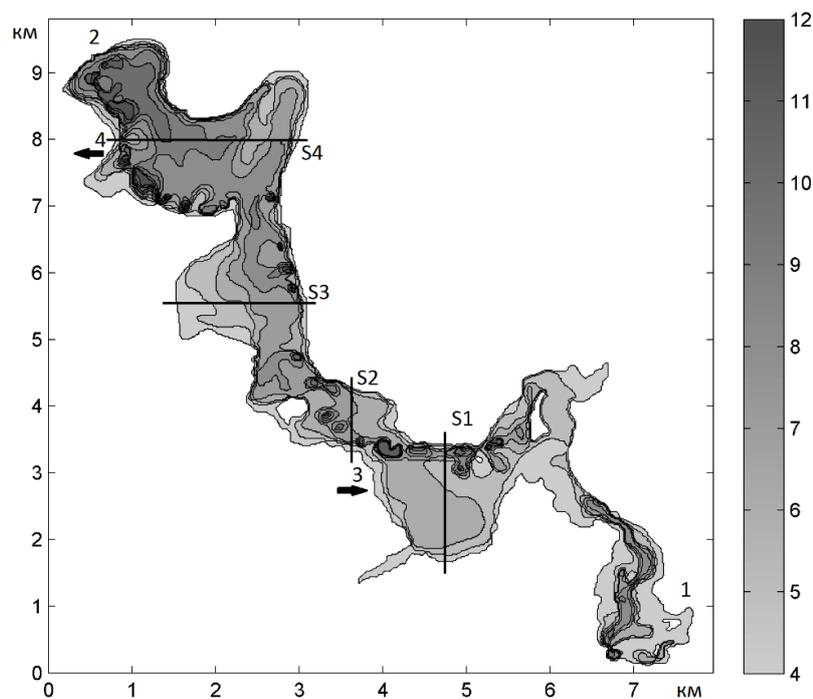


Рис. 1 – Топография модельной области (в м). Показаны области поступления вод: (1) - р. Инья, (3) - канал сброса теплых вод, (4) - канал забора воды, (2) - сток из водоема, S1 - S4-сечения для анализа вертикального распределения температуры

Результаты и обсуждения

Численные эксперименты проводились для исследования распространение аномалии теплового сигнала в водохранилище при различных конденсационных нагрузках в летний (июль) и зимний (март) периоды. В Таблице 1 представлены климатические гидрометеорологические данные, используемые в проведенных расчетах. На южной границе области задавались температура и расход воды р. Ини, определяющий скорость поступления воды в водоем в соответствующий временной период. В качестве начального распределения температуры воды принималось однородное фоновое поле температуры р. Ини. При проведении численных экспериментов задавались температура воды на сбросном канале и значения расходов воды на заборном и сбросном каналах. Объем воды в каналах определялся в соответствии с мощностью работающих агрегатов. Расчеты термического режима водохранилища осуществлялись заданием двух, четырех и шести работающих агрегатов при мощности каждого $25000\text{ м}^3/\text{час}$.

На рис.2 представлено распространение аномалии тепла, поступающего в водоем из канала сброса при южном ветре (скорость $2,1\text{ м/с}$)

при двух, четырех и шести работающих агрегатах. Анализ рассчитанных полей температуры и течений позволил сделать вывод о том, что южный ветер способствует усилению основного течения и переносу нагретых вод, поступающих из сбросного канала, на север. Основным сигналом теплового загрязнения распространяется в поверхностном слое водоема.

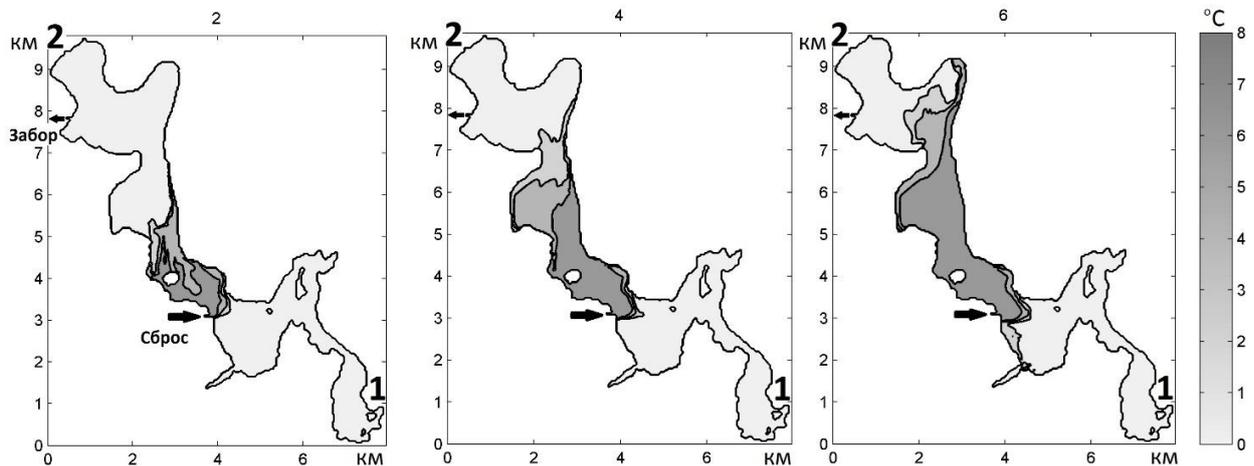


Рис. 2 – Распространение аномалии тепла в летний период, вызванной поступлением подогретых вод при двух, четырех и шести работающих агрегатах, южный ветер

На рис.3 представлено распределение отклонения температуры от фонового значения в поверхностном слое при различной мощности сброса подогретых вод. Южная часть водохранилища остается при фоновой температуре. Из рис. 3 видно, что при преобладающем северном ветре (скорость 2,3 м/с) распространение аномалии температуры воды от сбросного канала направлено на юг вдоль левого берега водоема на расстояние около 1.5 км. В южной части водохранилища, как и в предыдущем эксперименте, аномалии температуры воды не обнаруживаются.

Анализ результатов расчетов показал, что метеорологические условия существенно влияют на траекторию распространения нагретых вод. Основой формирования потока в водоеме вдоль главного русла является поступление вод р. Ини на юге и сток вод в северной части области. Циркуляция мелководной части в значительной степени определяется ветром. Значительно меньшие аномалии тепла получены в поверхностном слое центральной части водоема по сравнению с предыдущим экспериментом. Повышение температуры в центральной части водоема обусловлено

распространением тепла в соответствии с основным направлением руслового потока. Отметим, что меньшая площадь теплового загрязнения в поверхностном слое при северном направлении ветра связана с проникновением тепла до дна водоема. Во всех вариантах расчета интенсивность распространения и значение аномалий теплового сигнала существенно зависит от мощности сброса нагретых вод.

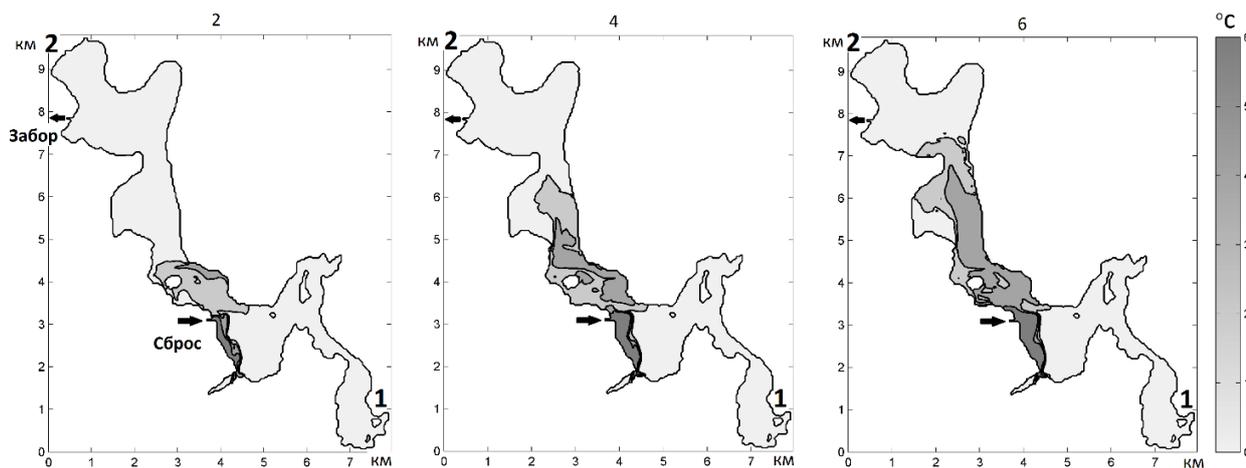


Рис. 3 – как на рис.2, только северный ветер

Рис. 4 представляет распределение теплового сигнала в водоеме в зимний период (март) при заданном северном ветре (скорость 2,2 м/с) в предположении, что температура атмосферы равнялась -10°C . Очевидно, на распространение теплового сигнала существенное влияние оказывает теплообмен между поверхностью водоема и атмосферой.

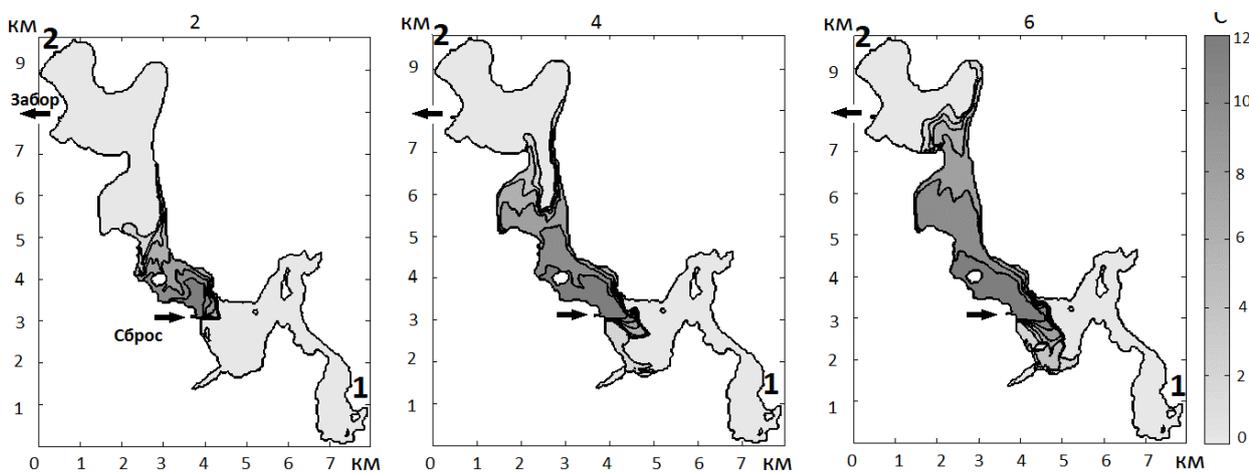


Рис. 4 – Распространение теплового сигнала при двух, четырех и шести работающих агрегатах в зимний период, южный ветер

Так же, как и в летний период для южного ветра (рис.2) происходит распространение тепла на север, однако особенности топографии и резкие

градиенты между фоновой температурой и температурой сброса вод формируют некоторые особенности: в частности, усиление распространения тепла вдоль левого берега, как в северном, так и в южном направлении.

Распространение аномалии тепла в водохранилище на вертикальных сечениях S1–S4 в летний период и теплового сигнала в зимний период при южном направлении ветра приведено на рис.5.

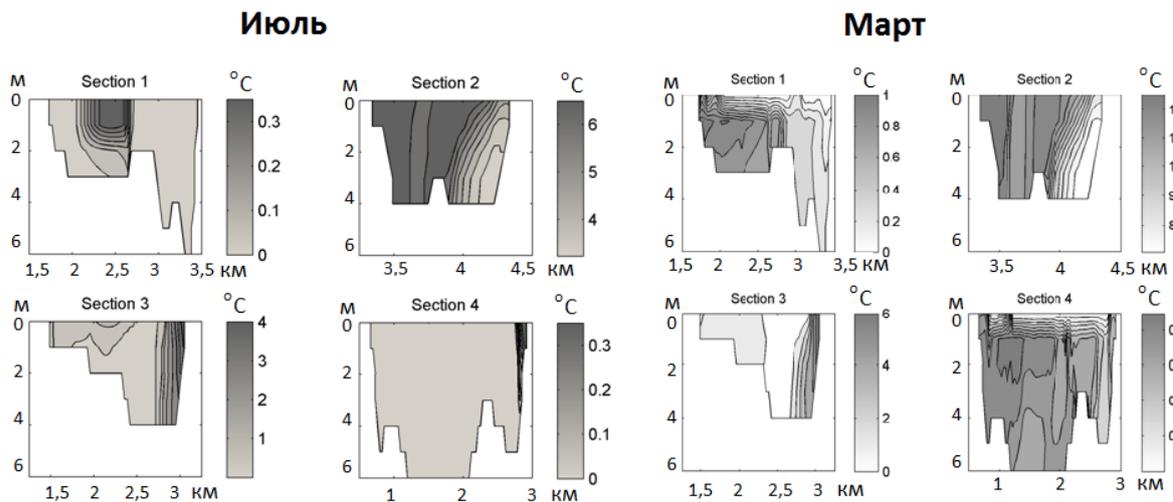


Рис. 5 – Вертикальные сечения распространения аномалии теплового сигнала для летнего (июль) и теплового сигнала для зимнего (март) периодов при двух работающих агрегатах, южный ветер

Заключение

Математическая модель, разработанная для расчета полей течений и температур, зон теплового загрязнения Беловского водохранилища, в целом, учитывает все основные теплофизические и гидродинамические процессы, обуславливающие распространение подогретых вод в водоеме.

Полученная в результате расчетов картина распространения теплового сигнала, поступающего в водоем из сбросного канала ГРЭС, определяется метеорологическими (направлением преобладающего ветра и температурой атмосферы) и технологическими (температурой и мощностью сброса технических вод) условиями.

Дальнейшие исследования могут быть направлены как на совершенствование численной модели водохранилища-охладителя, так и на решение задач оптимизации схем эксплуатации агрегатов ГРЭС, с учетом всех факторов, определяющих температуру воды в водоеме.

Литература

1. Голубева Е.Н. Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // Вычислительные технологии. – 2008. – Т.13. – №5. – С. 11-24.
2. Дрижюс М.Р. Гидротермический режим водохранилищ-охладителей. – Вильнюс: Мокелас, 1985. – 166 с.
3. Казьмин С.П., Климов О.В. Морфометрические особенности Беловского водохранилища и экологическая оценка прилегающей территории // Сб. материалов VII Междунар. научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2011», 19–29 апреля 2011 г., Новосибирск: СГГА, 2011. – Т.4. – С. 217-221.
4. Правила использования водных ресурсов Беловского водохранилища // – Москва: ООО «Прострой-100», 2001. – 35с.
5. Филатова Т.Н. Определение параметров для расчета зон теплового загрязнения в подогреваемых водоемах. // В кн.: Труды ГГИ. – вып. 246. – Л: Гидрометеиздат, 1977. – С. 97-112.
6. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – C04S05. doi:10.1029/2006JC003734.
7. Tenth report of the joint panel of oceanographic tables and standards // UNESCO Technical Papers in Marine Sci. – Paris, 1981. – №36. – 192 p.

Таблица 1 – Параметры, используемые в численных экспериментах

Месяц	Фоновая температура воды, °С	Температура сброса, °С	Ветер: направление, скорость, м/с	Расход воды р. Иня, м ³ /ч
Март	1	13	Южный, 2.2	2.5
Июль	24	31	Южный, 2.1 / Северный, 2.3	3.3

АНАЛИЗ КАЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ВОДЫ РЕКИ ИРТЫШ В СТВОРЕ ГОРОДА ОМСКА

Надточий В.С., Ряполова Н.Л.

Омский государственный аграрный университет имени П.А. Столыпина, г. Омск, Россия

e-mail: vs.nadtochiy@omgau.org

Аннотация. В данной работе произведен анализ качественных показателей воды реки Иртыш в створе города Омска более чем за 25-летний период, что позволило показать приоритетные вещества, загрязняющие воду в створе г. Омска. Констатация и диагностика причин загрязнения поверхностных вод также позволила наметить и водоохранные меры и основные мероприятия по снижению антропогенной нагрузки на водные объекты бассейна р. Иртыш.

Ключевые слова: водные ресурсы, качественные показатели воды, загрязняющие вещества, предельно-допустимые концентрации вещества, антропогенная нагрузка.

ANALYSIS OF QUALITATIVE INDICATORS OF WATER OF IRTISH RIVER IN THE CITY OF OMSK

Nadtochy V.S., Ryapolova N.L.

P.A. Stolypin Omsk State Agrarian University, Omsk, Russia

e-mail: vs.nadtochiy@omgau.org

Abstract. In the paper, an analysis of the qualitative indicators of the Irtysh River water in the alignment of the city of Omsk over a 25-year period has been made, which allowed to show priority substances polluting the water in the alignment of Omsk. The statement and diagnosis of the causes of pollution of surface water also made it possible to outline both water conservation measures and the main measures to reduce anthropogenic load on water bodies in the basin of the Irtysh River.

Key words: water resources, qualitative indicators of water, pollutants, maximum permissible concentration of matter, anthropogenic load.

Обеспеченность территории водными ресурсами является одним из факторов, влияющих на экономическое развитие региона. Водные ресурсы Омской области обладают определенными региональными особенностями, а их оценка имеет важное практическое и научное значение.

Главной водной артерией Омской области является река Иртыш. Бассейн реки Иртыш с притоками находится преимущественно в пределах Западно-Сибирской равнины, но свое начало Иртыш берет с юго-западных склонов Алтая, расположенных на территории Китая. Иртыш впадает в реку Обь на расстоянии 1162 км от ее устья. Общая протяженность Иртыша составляет 4248 км, в том числе в пределах КНР - 527 км, в пределах республики Казахстан - 1835 км. Общая площадь бассейна реки Иртыш равна 1643000 км².

Охватывая столь значительную территорию, бассейн реки Иртыш характеризуется значительным разнообразием физико-географических условий. Так, как уже отмечалось, верхняя часть бассейна расположена в

горной стране Алтай, где природная географическая зональность сочетается с отчётливо выраженной вертикальной поясностью. Средняя часть бассейна расположена на Западно-Сибирской равнине, в ее степной и лесостепной зонах. Сравнительно небольшая нижняя часть бассейна реки Иртыш лежит в лесной зоне этой физико-географической страны.

Таким образом, основными факторами, определяющими величину речного стока Иртыша, являются орографические и климатические характеристики территорий Западной Сибири, где река со своими притоками собирает воду, а также гидрографические особенности бассейна реки [1]. В рамках регионального природопользования весьма существенным является также влияние хозяйственной деятельности региона.

В настоящее время для Омской области поверхностные воды реки Иртыш являются источником хозяйственно-питьевого, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения. Воды реки Иртыш имеют рыбохозяйственное назначения и используются для целей рекреации.

Стратегией современного водопользования предусмотрен переход от простого водопотребления к экосистемному использованию водных ресурсов. Экосистемное водопользование - это комплексное использование ресурса, что включает потребление и отведение воды с учетом экологических требований и ограничений по количественным и качественным показателям, характеризующим воду определенного источника [2].

Для г. Омска среднегодовые показатели качества воды за 1985-2016 гг. приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Динамика некоторых показателей качества воды реки Иртыш в створе города Омска за 1985-2016 гг.*

Годы наблюдений	Показатели качества воды		
	Нефтепродукты, мг/л	Железо, мг/л	Медь, мг/л
1985-1991	0,35	0,1	0,01
1992-1998	1,2	0,9	0,01
1999-2005	0,23	0,5	0,007
2006-2012	0,2	0,78	0,005
2013-по н/в	0,33	1,1	0,007

*В створе г. Омска в воде р. Иртыш до 2008 г. отмечались также БПК₅ (мг/м³) и фенолы (мг/л), но в последние годы содержания этих веществ не обнаруживалось.

Критериями для оценки пригодности воды являются, как известно, нормативные показатели качества воды, приемлемые и используемые для различных видов водопользования в виде предельно-допустимых концентраций (ПДК) определенных веществ в воде.

На рисунках 1, 2 и 3 представлена динамика содержания указанных веществ в воде реки Иртыш в створе города Омска.

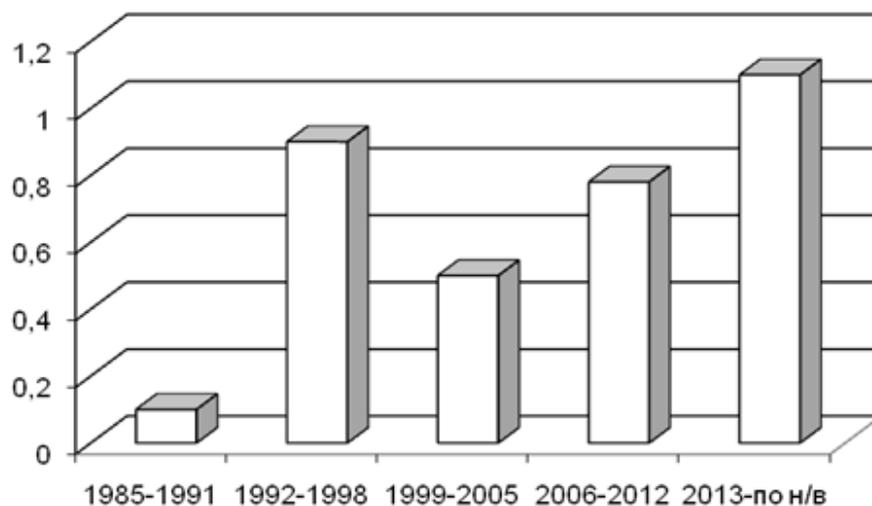


Рис. 1 – Динамика содержания железа (мг/л) в воде Иртыша в период 1985-2016 гг.

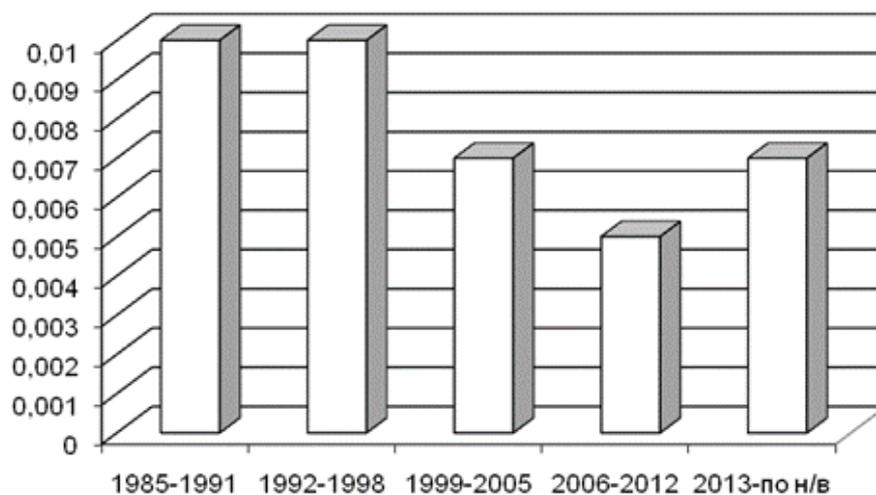


Рис. 2 – Динамика содержания меди (мг/л) в воде Иртыша в период 1985-2016 гг.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что почти за весь исследуемый период, начиная с 1992 года, содержание железа в воде значительно превышает ПДК. Для водоемов рыбного хозяйства лимитирующим является значение показателя 0,1 мг/л, для водоемов питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения - 0,3 мг/л. К тому же, если в период с 1992 по 2007 гг. наблюдалась тенденция к уменьшению этого показателя (от 1,2 мг/л до 0,1 мг/л), то после 2007 года его значение увеличилось в 10 раз, и продолжает оставаться фактически неизменным.

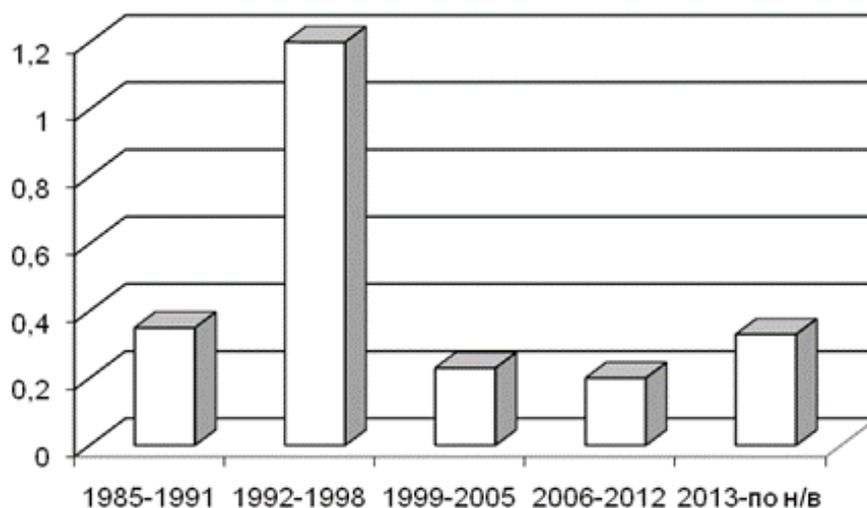


Рис. 3 – Динамика содержания нефтепродуктов (мг/л) в воде Иртыша в период 1985-2016 гг.

Содержание меди в исследуемой воде превышает значения ПДК для водотоков рыбохозяйственного значения, где лимитирующим является значение 0,001 мг/л. Как положительное можно отметить, что фактически после 1995 г. этот показатель имеет явную тенденцию к сокращению.

Содержание нефтепродуктов в воде р. Иртыш также превышено (0,05 мг/л и 0,3 мг/л, соответственно для рыбохозяйственных водоемов и коммунально-бытового использования). При этом диапазон изменения достаточно большой, от 0,06 мг/л до 1,8 мг/л за весь рассматриваемый период. Наибольшие значения наблюдались с 1993 по 1995 гг. После 2010 года содержание нефтепродуктов в воде р. Иртыш вновь стало расти (или увеличиваться).

Таким образом, ретроспективное обобщение значений показателей качества воды в поверхностных водах р. Иртыш, выполненное за более чем 25-летний период, позволило показать приоритетные вещества, загрязняющие воду в створе г. Омска. Анализ загрязняющих веществ (ЗВ) позволил установить, что происхождение ЗВ связано с работой промышленных предприятий и водного транспорта, функционированием жилищно-коммунального хозяйства и сельскохозяйственного производства в пригородной зоне. Кроме этого, поступление загрязняющих веществ в водные объекты происходит вместе с поверхностным стоком с территории города, промышленных площадок и мусорных свалок, находящихся в его пределах.

Непосредственное обследование изучаемого объекта позволило установить, что превышение исследуемых показателей качества воды над ПДК наблюдается уже в «фоновых» створах водных объектов. Это обстоятельство указывает на то, что содержание в воде лимитирующих ингредиентов имеет, в том числе и природное происхождение. Поэтому при установлении пригодности водных объектов для их использования в водохозяйственных целях необходима разработка региональных ПДК загрязняющих веществ.

Констатация и диагностика причин загрязнения поверхностных вод также позволяет наметить и водоохранные меры [3]. Основным мероприятием по снижению антропогенной нагрузки на водные объекты бассейна р. Иртыш с повышением качества воды, используемой для питьевого водоснабжения, является ускоренный ввод мощностей по реконструкции и строительству канализационных очистных сооружений в городе и сельских населенных пунктах пригородной зоны.

При реконструкции существующих очистных сооружений и систем канализации необходимо предусмотреть внедрение современных способов очистки сточных вод, включая биологические способы очистки, доочистку сточных вод перед сбросом в водные объекты и др.

Литература

1. Белоненко Г.В., Попова Н.Б., Зеленский Г.И. Водные ресурсы Сибири и их использование. /Материалы Международного симпозиума «Чистая вода России 97». – Екатеринбург, 1997. – С. 19 - 20.
2. Белоненко Г.В., Попова Н.Б. Эколого-географические условия водопользования в Западной Сибири // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2007. – № 3. – С.25-32.
3. Современное состояние водных ресурсов и функционирование водохозяйственного комплекса бассейна Оби и Иртыша / отв. ред. Ю.И. Винокуров, А.В. Пузанов, Д.М. Безматерных; Рос. Академия наук, Сибирское отделение, Институт водных и экологических проблем СО РАН. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – 236 с. – ISBN 978-5-7692-1293-2.

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРА И МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ РАДИОНУКЛИДНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОЗ. КИШКЕНСОР НА ПЛОЩАДКЕ «БАЛАПАН»

Пронин С.С., Лукашенко С.Н., Ляхова О.Н., Актаев М.Р.

*Институт радиационной безопасности и экологии НЯЦ РК,
г. Курчатов, Республика Казахстан*

e-mail: irbe@nnc.kz

Аннотация. В результате проведенных исследований локализован участок разгрузки загрязненных подземных вод на южной части оз. Кашкентор. Установлено, что загрязнение происходит в результате выхода загрязненных подземных вод на дневную поверхность. Удельная активность ^3H в поверхностной воде достигают 350 000 Бк/кг, концентрация ^{90}Sr до 4,2 Бк/кг, значения $^{239+240}\text{Pu}$ – 0,005 Бк/кг. При этом, разгрузка загрязненных подземных вод происходит непосредственно как на прибрежные участки, так и в водоем озера.

Ключевые слова: подземные воды, ядерное испытание, миграция радионуклидов, километр, метр.

INVESTIGATION OF MECHANISM OF RADIONUCLIDE POLLUTION OF LAKE KISHKENSOR AT "BALAPAN" SITE

Pronin S.S., Lukashenko S.N., Lyakhova O.N., Aktaev M.R.

Institute of Radiation Safety and Ecology of NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

e-mail: irbe@nnc.kz

Abstract. As a result of the studies, the site of polluted groundwater discharge was identified in the southern part of Lake Kishkensor. It is found that pollution occurs due to the release of contaminated groundwater into the daytime surface. The specific activity of ^3H in the surface water reaches 350,000 Bq / kg, the concentration of ^{90}Sr is up to 4.2 Bq / kg, and the values of $^{239 + 240} \text{Pu}$ are 0.005 Bq / kg. At the same time, the contaminated groundwater discharges to coastal areas and to the lake as well.

Key words: groundwater, nuclear test, migration of radionuclides, kilometer, meter.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на площадке "Балапан", расположенной на территории СИП, определены все основные участки с наличием высоких концентрации техногенных радионуклидов в поверхностных водах. Основными участками загрязнения поверхностных вод являются воды "Атомного" озера и р. Шаган, расположенные в восточной части площадки. В водах данных объектов отмечается присутствие техногенных радионуклидов ^3H и ^{90}Sr . Удельная активность ^3H в "Атомном" озере достигает 20 000 Бк/кг, в водах р. Шаган до 350 000 Бк/кг. Содержание ^{90}Sr обнаружено в водах "Атомного" озера, активностью до 15 Бк/кг [1].

Вместе с тем, в пределах территории площадки "Балапан" существует около 5 водоемов, сформированных в виде степных солончаков с отложениями высокоминерализованных солей на поверхности. Характерными особенностями данных водоемов является то, что присутствие поверхностной воды в озере зависит от изменения условий сезонного

половодья или кратковременного паводка. В летний период данные водоемы могут пересыхать до полного отсутствия воды.

В 2015г., в результате проведенных исследований поверхностных и подземных вод на территории площадки "Балапан", было обнаружено, что поверхностные воды оз. Кишкенсор и Шункурсор, расположенные на юго-восточной части площадки, загрязнены техногенным радионуклидом ^3H . Удельная активность ^3H в воде оз. Шункурсор составила 30 Бк/кг, в оз. Кишкенсор - 5000 Бк/кг [2].

В тоже время, в результате исследования состояния грунтовых вод, распространенных на относительно близких к дневной поверхности глубинах (до 2 м), было установлено, что максимальные концентрации ^3H фиксируются в грунтовых водах юго-восточной части площадки, активностью до 33 000 Бк/кг. В связи с этим, наиболее вероятным источником загрязнения поверхностных озер Кишкенсор и Шункурсор могут являться загрязненные подземные воды, поступающие из ближайших боевых скважин, расположенных на юго-восточной части площадки "Балапан".

Учитывая факты обнаружения ^3H в поверхностных водах, а также повышенные содержания ^3H в подземных водах прилегающей территории, были проведены детальные исследования. Исследования проводились в оз. Кишкенсор, поскольку, на данном водоеме были обнаружены максимальные концентрации ^3H . В тоже время, в географическом плане, оз. Кишкенсор расположено за пределами условной административной границы площадки "Балапан", в связи с чем необходимо обратить особое внимание для возможного изменения ее границы.

Таким образом, целью данной работы являлось определение характера и механизма загрязнения техногенными радионуклидами оз. Кишкенсор. Для достижения поставленной цели были определены следующие задачи:

1. Исследование распределения техногенных радионуклидов в донных отложениях
2. Исследование уровней и характера загрязнения поверхностных и подземных вод.

1. Методология исследования оз. Кишкенсор

Учитывая специфическую особенность формирования оз. "Кишкенсор" (сезонный водоем) для детального исследования характера и механизма загрязнения техногенными радионуклидами была применена комплексная методология, включающая отбор поверхностных вод, отбор донных отложений, отбор грунтовых и трещинных вод. Лабораторный анализ включал определение содержания техногенных радионуклидов ^3H , ^{137}Cs , ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$.

Отбор поверхностных проб проводился на участке с наличием поверхностной воды, с помощью полиэтиленовой емкости для забора воды. Объем отбираемых проб составил 10 л.

Отбор донных отложений проводился с помощью специального металлического инструмента, позволяющего производить отбор методом укола, как из поверхности, так и с различных глубин.

Для отбора подземных вод (грунтовых и трещинных) проводилось бурение скважин с помощью установки ЛБУ 50-07 на базе автомобиля КамАЗ. Бурение проводилось механическим вращательным и ударно-вращательным способом. Отбор проб подземных вод из пробуренных скважин проводился с помощью специального глубинного пробоотборника.

Лабораторные работы по определению содержания исследуемых компонентов проводились в соответствии с методическими указаниями и инструкциями на поверенной лабораторной аппаратуре.

Определение содержания ^3H проводилось методом жидкосцинтилляционной спектрометрии на приборе TRI-CARB 2900 TR. Измерения проводились в соответствии с **[Ошибка! Закладка не определена.]**. Выделение ^3H из донных отложениях проводилось в лабораторных условиях методом дистилляции.

Определение содержания ^{137}Cs и ^{241}Am выполнялось в соответствии со стандартной методикой **[Ошибка! Закладка не определена.]**. Определение $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{90}Sr – с предварительной радиохимической подготовкой **[Ошибка! Закладка не определена.]**, **[Ошибка! Закладка не определена.]**.

2. Исследование распределения техногенных радионуклидов в донных отложениях

Изучение характера распределения техногенных радионуклидов в донных отложениях проводилось по площади и по глубине.

Всего была заложена 61 точка исследования. На каждой точке отбирались пробы донных отложений на глубину 0-5 см. Во всех отобранных пробах проведен β -спектрометрический и γ -спектрометрический анализ. Результаты представлены в таблице (Таблица 1).

Таблица 1 – Содержание техногенных радионуклидов в донных отложениях

№	Точки отбора	H-3, Бк-кг	Cs-137, Бк-кг	№	Точки отбора	H-3, Бк-кг	Cs-137, Бк-кг
1	Донные-10	2300 ± 250	15 ± 1	32	Донные-40	30 000 ± 300	20 ± 2
2	Донные-22	32 000 ± 3 200	7 ± 1	33	Донные-30	5 000 ± 500	12 ± 1
3	Донные-21	7 000 ± 700	20 ± 2	34	Донные-31	3 000 ± 300	20 ± 2
4	Донные-15	15 000 ± 1 500	5 ± 1	35	Донные-32	6 200 ± 600	30 ± 3
5	Донные-55	165 000 ± 17 000	3 ± 1	36	Донные-33	20 000 ± 2 000	25 ± 3
6	Донные-48	425 000 ± 43 000	< 1	37	Донные-41	770 000 ± 80 000	4 ± 1
7	Донные-34	250 000 ± 25 000	10 ± 1	38	Донные-1	1 600 ± 150	10 ± 1
8	Донные-28	75 000 ± 7 500	3 ± 1	39	Донные-4	2 700 ± 300	15 ± 2
9	Донные-58	1 000 ± 100	6 ± 1	40	Донные-5	1 700 ± 200	23 ± 2
10	Донные-59	1800 ± 200	3 ± 1	41	Донные-11	2 300 ± 40	20 ± 2
11	Донные-61	16 000 ± 1 600	5 ± 1	42	Донные-12	1 400 ± 150	20 ± 2
12	Донные-60	185 000 ± 19 000	< 1	43	Донные-16	20 000 ± 200	4 ± 1
13	Донные-49	2 000 ± 200	18 ± 2	44	Донные-17	2 000 ± 200	20 ± 2
14	Донные-56	750 ± 75	10 ± 1	45	Донные-23	2 000 ± 200	14 ± 1
15	Донные-57	670 ± 70	5 ± 1	46	Донные-24	1 700 ± 150	10 ± 1
16	Донные-53	3 600 ± 400	10 ± 1	47	Донные-29	2 000 ± 200	20 ± 2
17	Донные-42	3 500 ± 350	10 ± 1	48	Донные-6	2 500 ± 250	15 ± 2
18	Донные-50	2700 ± 250	20 ± 2	49	Донные-2	3 500 ± 350	25 ± 3
19	Донные-51	5 500 ± 550	30 ± 3	50	Донные-7	2 500 ± 250	30 ± 2
20	Донные-52	2200 ± 200	20 ± 2	51	Донные-18	2 000 ± 200	18 ± 1
21	Донные-54	32 000 ± 3 200	8 ± 1	52	Донные-3	3 500 ± 350	8 ± 1
22	Донные-47	14 000 ± 1 500	20 ± 2	53	Донные-8	1 500 ± 150	20 ± 2
23	Донные-46	5700 ± 550	20 ± 2	54	Донные-13	2 000 ± 200	10 ± 1
24	Донные-45	4 600 ± 450	15 ± 1	55	Донные-19	2 800 ± 300	25 ± 3
25	Донные-44	2300 ± 250	15 ± 1	56	Донные-25	2 600 ± 250	20 ± 2
26	Донные-43	3 000 ± 300	10 ± 1	57	Донные-9	1 800 ± 200	10 ± 1
27	Донные-35	3 700 ± 400	23 ± 2	58	Донные-14	2 000 ± 200	15 ± 1
28	Донные-36	1 500 ± 150	23 ± 2	59	Донные-20	2 500 ± 250	30 ± 3
29	Донные-37	3 000 ± 300	12 ± 1	60	Донные-26	4 000 ± 400	20 ± 2
30	Донные-38	4000 ± 400	20 ± 2	61	Донные-27	7 500 ± 750	20 ± 2
31	Донные-39	6 000 ± 600	30 ± 3	-	-	-	-

Согласно полученным данным, в донных отложениях зафиксированы численные значения ^3H и ^{137}Cs . Распределение ^3H отмечается в широком диапазоне, от 670 до 770 000 Бк/кг. Повышенные значения ^3H фиксируются на участках отбора №48, 41 и 34, расположенных в прибрежной зоне южной части озера.

Концентрация ^{137}Cs в донных отложениях изменяется от минимально детектируемой <1 до 30 Бк/кг.

Содержание ^{241}Am , ^{90}Co и ^{152}Eu во всех точках обследования оказалось ниже минимально-детектируемой активности используемого аппаратурно-методического обеспечения (<1 Бк/кг).

Распределение радионуклидов по глубине

Для исследования глубинного распределения радионуклидов в донных отложениях было определено 8 участков отбора проб.

На каждом участке отбирались пробы донных отложений на глубину 60-80 см. Вертикальный интервал отбора проб составил 20 см. Во всех отобранных пробах проведен β -спектрометрический и γ -спектрометрический анализ. Результаты представлены в таблице (Таблица 2).

Таблица 2 - Распределение техногенных радионуклидов по глубине

№	Точки отбора	Глубина отбора	^3H , Бк-кг	^{137}Cs , Бк-кг
1	Шурф 5	0-20 см	4 000 ± 400	7 ± 1
2	Шурф 5	20-40 см	4 000 ± 400	< 1
3	Шурф 5	40-60 см	5 700 ± 300	< 1
4	Шурф 6	0-20 см	3 200 ± 300	15 ± 1
5	Шурф 6	20-40 см	4 000 ± 400	< 1
6	Шурф 6	40-60 см	3 300 ± 300	< 1
7	Шурф 7	0-20см	3 800 ± 400	10 ± 1
8	Шурф 7	20-40 см	4 800 ± 500	< 1
9	Шурф 7	40-60 см	4 000 ± 400	< 1
10	Шурф 8	0-20 см	320 000 ± 32 000	6 ± 1
11	Шурф 8	20-40 см	435 000 ± 44 000	< 1
12	Шурф 8	40-60 см	440 000 ± 44 000	< 1
13	Шурф 3	0-20 см	6 500 ± 700	7 ± 1
14	Шурф 3	20-40 см	6 700 ± 700	< 1
15	Шурф 3	40-60 см	6 000 ± 600	< 1
16	Шурф 4	0-20 см	5 300 ± 500	10 ± 1
17	Шурф 4	20-40 см	6 200 ± 600	< 1
18	Шурф 4	40-60 см	6 000 ± 600	< 1
19	Шурф 1	0-20 см	9 700 ± 1 000	10 ± 1
20	Шурф 1	20-40 см	13 000 ± 1 500	< 1
21	Шурф 1	40-60 см	17 000 ± 1 500	< 1
22	Шурф 1	60-80 см	17 000 ± 1 500	< 1
23	Шурф 1	80-90 см	25 000 ± 2 500	< 1
24	Шурф 2	0-20 см	50 000 ± 5 000	15 ± 1
25	Шурф 2	20-40 см	56 000 ± 5 500	< 1
26	Шурф 2	40-60 см	80 000 ± 8 000	< 1

Согласно результатам анализов, в донных отложениях зафиксированы численные значения техногенных радионуклидов ^3H и ^{137}Cs . Содержание ^3H фиксируется от минимального 3°200 Бк/кг до максимального 440°000 Бк/кг.

При этом, в местах с наиболее высокими значениями ^3H (шурф №8, №1, №2), максимальные концентрации фиксируются на глубине 60-80 см, а минимальные в верхних слоях 0-20 см.

Концентрация ^{137}Cs в донных отложениях изменяется от <1 до 15 Бк/кг. Однако, распределение ^{137}Cs по глубине не наблюдается. Во всех случаях, численные значения удельной активности ^{137}Cs фиксируются в верхних слоях 0-20 см.

Наличие радионуклидов ^{241}Am , ^{152}Eu и ^{60}Co как на поверхности, так и на исследуемых глубинах не зафиксировано.

3. Исследование уровней и характера загрязнения поверхностных и подземных вод

Поверхностные воды

На период проведения полевых исследований (сентябрь) оз. Кишкенсор характеризовалось отсутствием поверхностных вод на большей его части. Отдельный участок водопроявления прослеживался на южной части озера.

Для определения содержания техногенных радионуклидов в поверхностных водах, из участка водопроявления была отобрана 1 проба воды. В отобранной пробе проведен лабораторный анализ по определению содержания техногенных радионуклидов ^3H , ^{137}Cs , ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$. Результаты лабораторных анализов представлены в таблице (Таблица 3).

Таблица 3 – Содержание техногенных радионуклидов в поверхностной воде

№ п/п	Точка отбора	Cs-137, Бк/кг	Sr-90, Бк/кг	Pu-239+240, Бк/кг	H-3, Бк/кг
1	T-1	$< 0,01$	$4,2 \pm 0,4$	$5,0 \cdot 10^{-4} \pm 3,1 \cdot 10^{-4}$	$350\ 000 \pm 35\ 000$

Согласно полученным результатам в поверхностной воде оз. Кишкенсор обнаружены численные значения ^3H , ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$. Удельная активность ^3H составила $350\ 000$ Бк/кг, концентрация ^{90}Sr - $4,2$ Бк/кг, содержание $^{239+240}\text{Pu}$ - $0,005$ Бк/кг.

Подземные воды

Исследование загрязнения подземных вод проводилось в местах предполагаемого поступления грунтовых и трещинных вод.

Определение уровней загрязнения грунтовых вод

Для определения уровня загрязнения грунтовых вод были заложены точки бурения разведочных скважин. Точки бурения располагались с учетом результатов исследования донных отложений, а также направления местоположения ближайших "боевых" скважин на прилегающих территориях.

По результатам буровых работ установлено, что водовмещающие породы представлены в основном отложениями супеси и суглинка с примесью глин. Во всех пробуренных скважинах грунтовые воды распространены над поверхностью коры выветривания коренных пород. Глубина пробуренных скважин изменяется от 1,5 до 3,6 м, уровень распространения грунтовых вод от 1,2 до 3,0 м.

Во всех отобранных пробах водах было проведено определение содержания ^3H . Результаты представлены в таблице (Таблица 4).

Таблица 4 – Содержание ^3H в грунтовых водах

№ п/п	Место отбора	Номер скважины	^3H , Бк/кг	Примечание
1.	оз. Кишкенсор	СК-26	480 ± 50	Грунтовые воды
2.	оз. Кишкенсор	СКН-27	150 000 ± 15 000	
3.	оз. Кишкенсор	СКН-30	54 000 ± 5 500	
4.	оз. Кишкенсор	СКН-31	320 000 ± 30 000	
5.	оз. Кишкенсор	СК-32	54 000 ± 5 500	
6.	оз. Кишкенсор	СКН-34	160 000 ± 15 000	
7.	оз. Кишкенсор	СКН-35	77 000 ± 7 500	
8.	оз. Кишкенсор	СКН-37	6 200 ± 600	
9.	оз. Кишкенсор	СКН-39	30 ± 13	
10.	оз. Кишкенсор	СК-40	130 ± 13	

Согласно полученным результатам, в грунтовых водах исследуемого участка отмечается повсеместное присутствие техногенного радионуклида ^3H , удельной активностью от 30 до 320°000 Бк/кг. Максимальные концентрации ^3H фиксируются в грунтовых водах, распространенных на южной части озера (скважины №СК-31, Ск-27, Ск-34), минимальные - в водах восточной и северной части (скважины №СКН-39, СК-26, СК-40).

Определение уровней загрязнения трещинных вод

Для определения возможных путей поступления загрязненных вод в грунтовые и поверхностные воды оз. Кишкенсор, проведено исследование

состояния трещинных вод. Исследование проводилось на участке потока трещинных вод от «боевой» скважины 1366 по направлению к озеру "Кишкенсор".

По результатам буровых работ установлено, что верхний слой осадочных пород в скважине СКП-1/16 представлен щебнем темно-серого цвета, размерами 5-10 мм, водоносный горизонт установлен на уровне 5,5 м, в толщах палеозойского фундамента. В скважине СКП-2/16 слой осадочных отложений представлен супесью до 1,0 м, далее прослеживается слой щебня темно-серого цвета. Водоносный горизонт установлен на уровне 6,0 м.

В отобранных пробах трещинных вод проведено определение содержания техногенного радионуклида ^3H . Результаты представлены в таблице (Таблица 5).

Таблица 5- Содержание ^3H в трещинных водах

№	Место отбора	Скважины	^3H , Бк/кг	Примечание
1.	оз. Кишкенсор	СКП-1/16	$14\ 200 \pm 1200$	Трещинные воды
2.	оз. Кишкенсор	СКП-2/16	530 ± 53	

Согласно полученным результатам удельная активность ^3H в подземных водах скважины СКП-1/16 составила $14^{\circ}200$ Бк/кг. В воде скважины СКП-2/16 содержание ^3H на уровне 530 Бк/кг.

Обсуждение результатов

Согласно полученным результатам, в поверхностной воде оз. Кишкенсор обнаружены численные значения техногенных радионуклидов ^3H , ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$. Удельная активность ^3H составила $350^{\circ}000$ Бк/кг, концентрация ^{90}Sr - 4,2 Бк/кг, значение удельной активности $^{239+240}\text{Pu}$ – 0,005 Бк/кг. Наличие ^{90}Sr и $^{239+240}\text{Pu}$ свидетельствует о том, что водоем загрязнен не только ^3H , который отличается повышенной миграционной способностью, но и другими, менее подвижными техногенными радионуклидами. При этом, зафиксированное значение ^3H существенно превышает обнаруженную в 2015 г концентрацию в 5000 Бк/кг [Ошибка! Закладка не определена.]. Следовательно, уровень загрязнения поверхностных вод оз. Кишкенсор, может зависеть от уровня притока воды в водоем. В таком случае, не

исключено, что зафиксированные значения техногенных радионуклидов, являются максимально обнаруженными.

Содержание ^3H в донных отложениях фиксируется повсеместно, удельной активностью от 670 до 770 000 Бк/кг. Максимальные значения ^3H отмечаются в прибрежной зоне южной части (точки отбора №48, 41 и 34). В связи с этим, сделано предположение, что основное загрязнение поступает с южной стороны, где расположена "боевая" скважина №1366.

Концентрация ^{137}Cs в донных отложениях изменяется от минимально детектируемой <1 , до максимальной 30 Бк/кг. При этом в отличие от ^3H , в распределении ^{137}Cs не наблюдается локальная или зональная приуроченность к определенным участкам водоема. Вероятнее всего, наличие численных значений ^{137}Cs обусловлено атмосферными выпадениями на данной территории. Согласно [3, 4], максимальное значение фона глобальных выпадений для ^{137}Cs на данной территории составляет порядка 30 Бк/кг.

Глубинное распределение ^3H в донных отложениях отмечается в местах с наиболее высокими концентрациями, расположенными в южной части водоема (шурф №8, №1, №2). Во всех случаях, максимальные концентрации фиксируются на глубине 60-80 см, а минимальные в верхних слоях 0-20 см. Это говорит о том, что механизм загрязнения обусловлен подъемом вод, поступающих из придонного слоя.

Распределение ^{137}Cs в донных отложениях по глубине не наблюдается. Во всех случаях, численные значения фиксируются в верхних слоях 0-20 см. Это подтверждает выше сказанное предположение о том, что присутствие ^{137}Cs обусловлено атмосферными выпадениями. Учитывая механизм формирования ^{137}Cs , а также отсутствие радионуклидов ^{241}Am , ^{152}Eu и ^{60}Co в донных отложениях, можно сказать, что в настоящее время в оз. Кишкенсор данные радионуклиды не поступают.

Наличие техногенного радионуклида ^3H в грунтовых водах отмечается повсеместно, удельной активностью от 30 до 320 000 Бк/кг. Повышенные концентрации ^3H фиксируются в грунтовых водах, распространенных на южной части озера (скважины №СК-31, Ск-27, Ск-34). Было установлено,

что грунтовые распространены над поверхностью коры выветривания коренных пород. Это говорит о том, что грунтовые воды, в свою очередь, загрязняются трещинными водами.

Однако, результаты исследования трещинных вод в районе направления путей миграции ^3H от "боевой" скважины №1366 показали, что значения удельной активности ^3H в трещинных водах не превысили уровней содержания ^3H в поверхностных и грунтовых водах. Следовательно, миграция ^3H в сторону оз. Кишкенсор не осуществляется по отдельным трещинным каналам. Вероятнее всего, разгрузка трещинных вод осуществляется площадным подъёмом уровня воды по зонам разуплотнения, непосредственно в прибрежную часть оз. Кишкенсор.

Литература

1. Актаев М.Р. Характер загрязнения техногенными радионуклидами вод р. Шаган / Актаев М.Р., Айдарханов А.О., Лукашенко С.Н., Есимбеков А.Ж. // XII конф.-конкурс НИОКР молодых ученых и специалистов РГП НЯЦ РК, 15-17 мая 2013 г. – Курчатов: Институт атомной энергии (Актаев М.Р. The nature of contamination with technogenic radionuclides of the waters of the river. Shagan / Aktaev MR, Aidarkhanov AO, Lukashenko SN, Esimbekov A.Zh. // XII conf. Competition of research and development of young scientists and specialists of RSE NNC RK, May 15-17, 2013 – Kurchatov: Institute of Atomic Energy).
2. Информационный отчет по республиканской бюджетной программе 036 «Развитие атомных и энергетических проектов», подпрограмма 101 «Обеспечение радиационной безопасности на территории Республики Казахстан», мероприятие 1 «Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона» за 2016 г. (Information report on the republican budget program 036 "Development of nuclear and energy projects", sub-program 101 "Ensuring radiation safety in the territory of the Republic of Kazakhstan", activity 1 "Securing the former Semipalatinsk test site" for 2016).
3. Радиационная обстановка на территории СССР в 1990 г.: Ежегодник / под ред. К.П. Махонько. – Обнинск: НПО "Тайфун", 1991 (Radiation situation on the territory of the USSR in 1990: Yearbook / ed. K.P. Makhonko. – Obninsk: Typhoon NGO, 1991).
4. Постановление Кабинета Министров РК № 653 от 31 июля 2007 г. "Об утверждении критериев оценки экологической обстановки территорий" (Resolution of the Cabinet of Ministers of the Republic of Kazakhstan No. 653 of July 31, 2007 "On approval of criteria for assessing the ecological situation in the territories").

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ

Пузанов А.В., Ельчининова О.А., Бабошкина С.В., Робертус Ю.В., Рождественская Т.А.,
Горбачев И.В., Трошкова И.А., Ковригин А.О.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: rtamara@iwep.ru

Аннотация. Обнаружены дефицит йода в почвах, растениях, кормах и связанная с ним широко проявляющаяся эндемия зоба у животных и человека. Выявлены повышенные концентрации Hg, Pb, Cu, Zn и Cd в почвах над рудными месторождениями и в ореолах рассеяния, в местах транспортировки и переработки руд. Миграция за пределы их концентрирования незначительна и существенной экологической угрозы для смежных территорий не представляет. Содержание ^{137}Cs в почвенном покрове большей части территории не превышает уровня глобального фона. В целом, биогеохимическая ситуация в бассейне Верхней Оби в целом вполне удовлетворительная для проживания людей и ведения хозяйственной деятельности.

Ключевые слова: бассейн Верхней Оби, почвы, растения, йод, тяжелые металлы

ECOLOGO-GEOCHEMICAL AND BIOGEOCHEMICAL PROBLEMS IN THE UPPER OB BASIN

Puzanov A.V., El'chininova O.A., Baboshkina S.V., Robertus Yu.V., Rozhdestvenskaya T.A.,
Gorbachev I.V., Troshkova I.A., Kovrigin A.O.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: rtamara@iwep.ru

Abstract. The lack of iodine in soil, plants, feed and associated widely manifested endemic goiter in animals and humans are found. The elevated concentration of Hg, Pb, Cu, Zn and Cd in soils over ore deposits and the areas of transportation and processing of ores is revealed. The migration outside the area of their concentration is minor and does not pose a significant environmental threat to adjacent territories. The content of ^{137}Cs in the soil cover of the most of the territory does not exceed the level of global background. Thus, the biogeochemical situation in the Upper Ob basin is quite satisfactory for population and economic activity.

Key words: Upper Ob basin, soil, plants, iodine, heavy metals.

По характеру речной сети, условиям питания и формирования водного режима Обь делится на 3 участка: верхний (до устья Томи), средний (до устья Иртыша) и нижний (до Обской губы). Разнообразие ландшафтно-геохимических условий и почвенного покрова вследствие зональности на равнине и вертикальной поясности в горах, значительная аграрная нагрузка, наличие и разработка многочисленных месторождений, ракетно-космическая деятельность обусловили в бассейне Верхней Оби сложную биогеохимическую обстановку. При средних валовых содержаниях химических элементов в почвах, довольно близких к кларкам, выделяются области с повышенными и/или пониженными концентрациями. На рассматриваемой территории находятся многочисленные месторождения, рудопроявления и связанные с ними ореолы рассеяния ртути, марганца, полиметаллов и железа, ведется (либо велась) добыча, транспортировка и переработка полиметаллических руд и киновари. В бассейне р. Томи

негативное влияние на окружающую среду оказывают также предприятия цветной и черной металлургии, химической и угледобывающей промышленности. Незахороненные складированные отходы переработки руд регулярно подвергаются процессам эрозии и дефляции. Территория многократно подвергалась радиационному воздействию в связи с испытаниями ядерных устройств на Семипалатинском полигоне. Геохимическая судьба загрязнителей (тяжелых металлов, пестицидов, радионуклидов), попадающих на поверхность почвенного покрова, зависит от их свойств, особенностей почв, состояния гумусовых горизонтов, положения почв в системе сопряженных ландшафтов.

С другой стороны, в химическом составе компонентов экосистем территории исследования отмечается дефицит некоторых жизненно необходимых микроэлементов.

Цель работы – исследовать и оценить с биогеохимических и эколого-геохимических позиций бассейн Верхней Оби.

Анализ отобранного материала выполняли атомно-абсорбционным, рентгено-флуоресцентным, химическим, спектральным количественным, нейтронно-активационным, хроматографическим методами. ^{137}Cs определяли гамма-спектрометрически.

В основных компонентах окружающей среды бассейна Верхней Оби исследованы макро- и микроэлементы-биогены (P, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Co, Mo, Zn, B, I, F и др.), микроэлементы – потенциальные токсиканты (Hg, Pb, Cd, Cr, Sb, Sn, As), естественные (^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K) и искусственные (^{137}Cs и ^{90}Sr) радионуклиды.

Из группы исследованных химических элементов в бассейне Верхней Оби особое внимание привлекают P, I, F, Hg, Sb, As, Pb, Cu, Zn, Cd, ^{137}Cs и ^{90}Sr . Это связано с тем, что на большей части территории в почвообразующих породах, почвах, природных водах, а в связи с ними в растениях, местных кормах и продуктах питания выявлен серьезный дефицит P, I и F, в районах ртутных месторождений, рудопроявлений и ореолах их рассеяния – избыток Hg, Sb и As, в компонентах ландшафтов районов полиметаллических месторождений, добычи и переработки руд – избыток Pb,

Cu, Zn и Cd; в связи с многолетними испытаниями ядерных устройств на Семипалатинском полигоне и переносом с воздушными массами продуктов распада во многих районах исследованной территории обнаружен повышенный радиационный фон (выше глобального) за счет долгоживущих нуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr .

Одной из медико-экологических проблем рассматриваемой территории является высокий уровень заболеваемости населения эндемическим зобом. Центрально-азиатское внутриконтинентальное положение определяет дефицит йода – незаменимого микроэлемента для животных и человека – в компонентах экосистем, особенно горных районов, к каким относится южная часть бассейна Верхней Оби. Ландшафтно-геохимические условия в степных и сухостепных горных котловинах и, прежде всего, щелочная реакция среды и высокое содержание карбонатов на фоне очень низкого содержания йода (часто менее 2 мг/кг) обуславливают плохую доступность микроэлемента растениям, низкий уровень его концентрации в природных водах, а, следовательно, недостаточное поступление в организм животных и человека, и как следствие, высокий уровень заболеваемости эндемическим зобом.

Средневзвешенное содержание йода в почвах горных территорий невысокое – 2,4 мг/кг [1]. Однако данные, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о большом разнообразии содержаний йода в различных почвах.

Таблица 1 – Содержание йода в гумусовом (A_1 , $A_{\text{пах}}$) горизонте почв, мг/кг [1]

Почва	Пределы колебаний	Среднее \pm ошибка
Горно-тундровые	Следы - 3,29	1,37 \pm 0,19
Горно-луговые	0,8-4,28	2,69 \pm 0,38
Горно-лугово-степные	2,43-6,53	4,48 \pm 0,55
Горно-лесные бурые	1,10-3,18	2,04 \pm 0,14
Горно-лесные черноземовидные	3,40-6,80	4,44 \pm 0,22
Горные дерново-глубокоподзолистые	0,76-3,12	1,67 \pm 0,22
Горно-лесные серые	0,40-3,88	1,99 \pm 0,16
Черноземы оподзоленные и выщелоченные	3,08-5,48	4,45 \pm 0,14
Черноземы обыкновенные котловин и долин	1,26-4,88	3,41 \pm 0,14
Каштановые	Следы - 3,29	1,39 \pm 0,18
Черноземно-луговые и лугово-черноземные	5,24-8,84	7,56 \pm 0,36

На основе выявленных закономерностей распределения йода в почвах и почвенном покрове установлено, что около 70% горной территории занято почвами со средним содержанием йода менее 2 мг/кг. Эта территория

вследствие йодной недостаточности представляет потенциальную опасность заболевания зобом людей и животных. Немногим лучше ситуация в межгорных котловинах и речных долинах с черноземными почвами, на высокогорных альпийских и субальпийских лугах с горно-луговыми почвами, где концентрация элемента несколько выше. Существенно выше содержание йода в черноземах оподзоленных и выщелоченных северных низкогорий и горно-лесных черноземовидных почвах Северного и Центрального Алтая. Максимум йода – в черноземно-луговых и лугово-черноземных почвах. Они хорошо освоены и имеют большое значение в сельскохозяйственном производстве, но, к сожалению, занимают всего лишь 1% от общей территории [1]. Существенно варьируют концентрации йода в растениях (от следовых количеств до 1,32 мг/кг сухой массы). Сопоставление данных с данными по другим регионам показывает недостаточное содержание йода в кормовых растениях и кормах Алтая.

На исследуемой территории выявлены также как селенодефицитные провинции, так и селеновые провинции с высоким содержанием селена в степных экосистемах, в условиях которых у животных может наблюдаться селеновый токсикоз. Не исключено, что в районах, где выявлен существенный дефицит селена, есть необходимость в селеновых подкормках сельскохозяйственных животных. Селен – физиологически важнейший микроэлемент для животных и человека, мощный природный антиоксидант, элемент, обеспечивающий предупреждение возникновения и развития кардиологических и ряда онкологических заболеваний, участвующий в метаболизме йода и поддержании иммунологического статуса организма. В то же время селен элемент-токсикант, относящийся к первому классу опасности.

Среднее содержание других важных микроэлементов в почвенном покрове исследуемой территории не превышает кларка в земной коре (табл. 2). Однако анализ материалов свидетельствует о широком диапазоне варьирования содержания всех указанных химических элементов. В ряде случаев крайние (нижние и верхние) пределы концентраций отдельных

химических элементов в почвообразующих породах, почвах, растениях и кормах различаются между собой на 1-3 математических порядка.

Таблица 2 – Содержание химических элементов в почвах бассейна Верхней Оби, мг/кг

Химический элемент	Кларк в земной коре [2]	Кларк в почвах мира [2]	Исследуемые почвы
Mn	1500	850	662
Zn	83,0	50	55,1
Cu	47,0	20	33,8
Co	18,0	10	14,7
Hg			
фоновые районы	0,08	0,01	0,093
районы месторождений			0,06-36

Так, каштановые почвы и южные черноземы супесчаного и песчаного гранулометрического состава сухостепных котловин слабо обеспечены подвижной формой Mn, Cu, Co и Zn для растений повышенного и высокого выноса, здесь возможны нарушения нормальной регуляции функций у живых организмов. С другой стороны, горно-лесные бурые и горно-лесные черноземовидные почвы накапливают марганца в количествах, превышающих верхние пороговые концентрации.

Ртуть – один из приоритетных элементов-токсикантов в биосфере. Попадая в организм человека, соединения ртути вызывают тяжелое отравление, часто с летальным исходом.

Формирование ртутных и ртутьсодержащих рудных месторождений сопровождается развитием ореолов рассеяния ртути. Ртуть месторождений, рудопроявлений и ореолов рассеяния обогащает почвы, подземные и поверхностные воды, почвенный и приземный воздух. Почвы над ртутными и полиметаллическими месторождениями наследуют аномально высокий уровень содержания элемента независимо от типа почвообразования. Высоким уровнем концентрации ртути характеризуются почвы Курайской ртутной зоны (Республика Алтай). В отдельных точках концентрации Hg достигают 36 мг/кг (табл. 3).

Несмотря на наличие большого числа месторождений, являющихся естественными источниками ртутного загрязнения и находящихся в сопряжённых с сельскохозяйственными угодьями ландшафтно-

геохимических системах, почвы под сенокосами, пашней и пастбищами не загрязнены ртутью и содержат её существенно ниже ПДК.

Таблица 3 – Ртуть в почвах в районах ее месторождений [3]

Местоположение, почва	Генетический горизонт	Глубина образца, см	Hg, мг/кг
Чаган-Узун. Светло-каштановая почва. Разрез 2.	A	0-10	0,408
	B _к	30-40	6,840
	C _к	90-100	8,880
	B _к	20-30	2,400
	C _к	40-50	6,120
Чаган-Узун. Каштановая почва. Разрез 8.	A	0-20	5,624
	B _к	40-50	8,640
	C _к	90-100	36,0
ПДК [4]	2,1		

В недрах рассматриваемого региона сосредоточены разнообразные и богатейшие по запасам полезные ископаемые. Выделяются территории с аномально высокими концентрациями цинка, свинца, меди, кобальта, никеля, ртути, ванадия, хрома и вольфрама в компонентах экосистем – биогеохимические провинции, которые по контуру совпадают с ореолами рассеяния полиметаллических месторождений. Содержание тяжелых металлов в почвах, формирующихся в пределах биогеохимических провинций, значительно превышает верхние пороговые концентрации и ПДК (табл. 4). Растения характеризуются накоплением значительных количеств кобальта, меди, цинка, свинца, никеля, морфологическими отклонениями, нарушением физиологических функций.

В областях переработки полиметаллических руд в почвах и растениях обнаруживаются повышенные (относительно фона и нормативных величин), часто аномальные, концентрации основных рудных (Cu, Zn, Pb) и сопутствующих (Cd, As, Ba, Fe) химических элементов.

Установлено, что содержание основных рудных металлов (Cu, Zn, Pb) в почвах в районе хранилищ отходов переработки руд полиметаллов превышает региональный фон (табл. 5). Суммарный показатель загрязнения почв на ближайшей к комбинату улице соответствует средней степени загрязнения ($Z_c > 16$).

Таблица 4 – Содержание тяжелых металлов в почвах и растениях над полиметаллическим месторождением, Северо-Западный Алтай, мг/кг

Объект	Глубина образца, см	Pb	Zn	Cu
Чернозем обыкновенный маломощный суглинистый на щебнистом элювио-делювии пород. Разрез 3з				
A	10-20	20	150	150
AB	50-60	30	100	100
B	70-80	30	150	150
BC	120-130	80	300	2000
CD	150-160	100	200	1500
ОДК в почвах, близких к нейтральным, (суглинистым и глинистым), pH KCl>5,5 [5]		130	220	132
Полынь		61,3	117	39

Таблица 5 – Содержание рудных и сопутствующих элементов в огородных почвах г. Горняка, мг/кг

Место отбора	Zn	Pb	Cu	Cd
Ул. Кирова (наиболее близка к отвалам)	145-382	48-81	30-86	0,5-1,8
Ул. Суворова (среднее расстояние)	92-217	50-97	22-130	0,3-0,7
Ул. Алтайская (дальше других от отвалов)	90-149	48-54	25-39	0,4-0,6
Региональный фон	74	22	26	0,15

Аномально высокое содержание тяжелых металлов в среде неизбежно приводит к увеличению их концентрации в биоте, поэтому содержание изучаемых элементов в растениях, формирующих примитивные растительные сообщества на промплощадках, на бортах и подножиях хвостохранилищ, в 2-100 и более раз превышает концентрации в растениях незагрязненных экосистем (табл. 6).

Таблица 6 – Среднее содержание тяжелых металлов в растениях, произрастающих на хвостохранилищах, мг/кг

Часть растения	Cu	Pb	Zn	Cd	Fe	Hg
Борта хвостохранилищ Алтайского горно-обогатительного комбината						
наземная часть	63	79	340	1,1	3869	0,07
корни	229	110	1611	15,1	3070	0,11
Периметр хвостохранилища Змеиногорской золотообогатительной фабрики						
наземная часть	62	347	736	7,1	477	0,23
корни	81	325	1020	30,5	510	0,17
Промплощадка комплекса кучного выщелачивания золота						
наземная часть	19	4,4	137	0,23	1971	0,048
корни	42	3,9	69	0,17	2282	0,026
Фоновые участки Северо-Западного Алтая						
наземная часть	8	2,9	33	0,13	798	0,074
корни	17	2,4	18	0,08	1300	0,016

Поступление тяжелых металлов из отходов горно-обогатительного производства в компоненты ландшафтов происходит не только аэрогенным

путем, но и за счет фильтратов отстойников. Воды озера на поверхности отстойника АГОКа и сопряженного с ним водоема характеризуются высоким содержанием макроионов, агрессивной средой и аномальным элементным химическим составом (табл. 7). Содержание тяжелых металлов составляет от единиц до тысячи ПДК для вод объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Так, содержание кадмия превышает 1500 ПДК [6].

Таблица 7 – Тяжелые металлы в воде техногенных ландшафтов

Место отбора	pH, ед	SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	Zn	Pb	Cu	Cd
			мкг/дм ³			
Озеро на поверхности старого хвостохранилища АГОКа	2,1	21152	254000	79	52300	940
Озеро в окрестностях хвостохранилища АГОКа	3,6	4697	438000	14	81200	1570
ПДК [6]		500	1000	10	1000	1

Доказательством бывшего радиоактивного загрязнения являются долгоживущие радионуклиды, выпавшие на поверхность почвы. Один из них – ¹³⁷Cs, период полураспада которого около 30 лет.

Пространственное распределение ¹³⁷Cs на исследованной территории определяется характером выпадений радиоактивных осадков и последующим их перераспределением. Последнее обусловлено дефляционными и эрозийными процессами, рельефом местности, геохимическими особенностями ландшафтов, структурой почвенного покрова, состоянием гумусовых горизонтов.

Плотность загрязнения ¹³⁷Cs почв основной части территории не превышает уровня глобального фона. Участки с уровнем загрязнения выше фона локальны. На вершинах гор, в ленточных борах долин древнего стока, в колках, в предгорьях Алтая и Салаира встречаются участки с плотностью загрязнения, превышающей глобальный фон в 2-4 раза.

Радиоцезий, как правило, аккумулируется в верхней 10-15 сантиметровой части гумусового горизонта (в распаханых почвах – в пахотных горизонтах, в тундровых почвах часто в слое 0-5 см), что свидетельствует об отсутствии радиальной миграции в почвенном профиле и

наличии мощного биогеохимического барьера в виде гумусового горизонта. В почвах с промывным типом водного режима – дерново-подзолистых и серых лесных оподзоленных – ^{137}Cs выщелачивается в более глубокие слои – до 20-30 см, но не глубже верхней части иллювиального горизонта.

Ретроспективный анализ внутрипрофильного распределения цезия-137 показал, что более чем за 2 десятилетия глубина распространения радионуклида в почвенной толще практически не изменилась, что подтверждает важное значение почвы как буфера, ограничивающего поступление загрязнителей в атмосферу, гидросферу и живое вещество.

В середине XX века на части рассматриваемой территории, сопредельной с Казахстаном, сложился полифакторный загрязняющий комплекс природной среды, особую роль в формировании которого оказали радиоактивные загрязнения, связанные с ядерными испытаниями на Семипалатинском полигоне. Онко-эпидемиологическое исследование заболеваемости злокачественными новообразованиями проживающего там населения выявило территории с показателями заболеваемости, превышающими среднеекраевой уровень более чем в 1,5 раза.

В настоящее время наиболее актуальной и важной для здоровья населения района являются отдаленные последствия действия ионизирующего излучения. В связи с тем, что население района относится к группе повышенного онкологического риска, прежде всего лица пожилого и старческого возраста, то оно имеет наибольшую вероятность развития отдаленных эффектов облучения

На участках хранения и применения хлорорганических пестицидов (ХОП) на исследуемой территории выявлены очаги стабильно сохраняющегося повышенного и аномально высокого остаточного загрязнения почв и сопряженных с ними природных сред (природных вод, донных осадков, растений) [7]. Максимальные остаточные концентрации ХОП и их трансформантов отмечены в гумусовом горизонте почв в интервале глубин 0-5 (20) см. С глубиной их содержание уменьшается на 1-2 порядка. Этот резкий переход указывает на инертность миграции остаточных концентраций ХОП по профилю почв. Слабо повышенные концентрации

ДДТ и ГХЦГ ($n \times 0,1-1,0$ мг/кг) выявлены в почвах на участках бывших пионерских лагерей, в пределах «старых» туристических баз, на плантациях хмеля. Умеренно повышенные уровни загрязнения почв ХОП ($n \times 1-10$ мг/кг) характерны для участков бывших складов хранения пестицидов, большинства бывших ветеринарных аптек и участков, отдельных старых хмельников. Высокие остаточные концентрации ХОП в загрязненных почвах ($n \times 10-100$ мг/кг) выявлены на участках бывших стационарных складов и в местах полевого хранения пестицидов [7]. Среднее содержание действующего вещества в остаточных концентрациях ХОП, присутствующих в загрязненных горных почвах, варьирует для ДДТ в пределах 56,6–87,2%, γ -изомера ГХЦГ 18,7-40,2% [7]. Это свидетельствует о высокой стабильности ХОП в природных условиях.

Выявлено, что глубина проникновения ДДТ в хорошо промываемых легких по гранулометрическому составу рыхлых грунтах превышает 2,0-2,5 м при его содержании на этой глубине 0,24 мг/кг, ГХЦГ – 0,01-0,03 мг/кг [7]. Для остаточных концентраций ДДТ в почвах установлены их значимые положительные связи с содержанием гумуса, физической глины и емкостью катионного обмена, что свидетельствовало об усилении сорбции пестицида с повышением содержания гумуса и при утяжелении гранулометрического состава почвы. Таким образом, почвы с высоким содержанием песчаных частиц, имеющие пониженную сорбционную способность, быстрее очищаются от ДДТ и его метаболитов.

В образцах травянистой растительности (разнотравье, сеяные травы) содержание ХОП и их метаболитов (изомеров) варьирует в больших пределах – от тысячных долей мг/кг до 837 мг ДДТ/кг и 386 мг ГХЦГ/кг [7]. Аномально высокие концентрации выявлены в очагах с визуально различимыми остатками пестицидов. Чаще в растениях преобладают концентрации ХОП на уровне сотых и десятых мг/кг.

На протяжении более чем 50 лет высокогорные, среднегорные и низкогорные территории республик Алтай, Хакасия, Тыва и Алтайского края используются в качестве районов падения отделяющихся частей ракет-носителей «Протон» и «Союз». На этих территориях, а также на

сопредельных с ними находятся Тигирекский, Алтайский, Хакасский и Убсунурский заповедники, некоторые из них включены в список объектов Всемирного наследия (Телецкое озеро, г. Белуха, Алтайский и Катунский заповедники), что обуславливает ряд проблем при осуществлении ракетно-космической деятельности. Особенность воздействия ракетно-космической деятельности на окружающую среду заключается в специфическом загрязнении (компоненты ракетных топлив), значительности площадей районов падения отделяющихся частей и ракет-носителей (РП ОЧ РН) и возможности масштабных последствий при возникновении аварийных ситуаций.

В результате исследования уровня концентрации ракетных топлив в почвах, поверхностных водах, донных отложениях, изучения содержания ракетных топлив (НДМГ и керосин Т-1) в системе «почва-растение», а также в овощных и сельскохозяйственных культурах рассматриваемые ксенобиотики не обнаружены.

В целом, биогеохимическая ситуация в бассейне Верхней Оби вполне удовлетворительная для проживания людей и ведения хозяйственной деятельности.

Литература

1. Мальгин М.А. Йод в почвенном покрове Алтая. В кн.: Химические элементы в системе почва-растение. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 54-73.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – №7. – С. 555-571.
3. Мальгин М.А., Пузанов А.В. Ртуть в почвах, почвенном и приземном воздухе Алтае-Саянской горной области // Химия в интересах устойчивого развития. – 1995. – Т.1-2. – С. 167-173.
4. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. – М., 2006.
5. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2511-09. – М., 2009.
6. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03. – М., 2003.
7. Робертус Ю.В., Пузанов А.В., Куликова-Хлебникова Е.Н., Любимов Р.В. Оценка содержания хлорорганических пестицидов в объектах окружающей среды на территории Республики Алтай // Агрохимия. – 2017. – № 3. – С. 38-47.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ ПОДХОД К ПРОГНОЗУ ВЕСЕННЕГО ПАВОДКА НА РЕКАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Робертус Ю.В.¹, Достовалова М.С.², Любимов Р.В.¹

¹ Горно-Алтайский филиал ИВЭП СО РАН, с. Кызыл-Озёк, Республика Алтай, Россия

² АО "Геологическое предприятие "Алтай-Гео", с. Майма, Республика Алтай, Россия

e-mail: ariecol@mail.gorny.ru

Аннотация. В условиях усиления последствий паводков на реках Горного Алтая актуальны новые подходы к их прогнозированию. Предложен новый подход к оценке подъема уровня рек, основанный на ретроспективном анализе корреляционных связей режимобразующих факторов. Результаты апробации метода в весеннее половодье 2017 г. показали возможность его применения и усовершенствования.

Ключевые слова: паводок, метеофакторы, корреляция, уровни, прогноз.

ON UNTRADITIONAL APPROACH TO PREDICTION OF SPRING FLOODS ON RIVERS OF ALTAI MOUNTAINS

¹Robertus Yu. V., ²Dostovalova M.S., ¹Lyubimov R.V.

¹ Gorno-Altai Branch of IWEP SB RAS, Kyzyl-Ozek, Altay Republic, Russia

² "Altai-geo" Ltd, Maima, Altay Republic, Russia

e-mail: ariecol@mail.gorny.ru

Abstract. The methodical approach to the prediction of the water rise in the rivers of the Altai Mountains during the spring floods is proposed. The approach assumes the selection of analogues of correlations between the regime-forming meteorological factors of the forecast period and maximum level rise. The methodical approach allows a long-term and medium-term forecast of flood situation in major rivers of the region and can be used as additional information to update the official forecast.

Keywords: rivers of Altai Mountains, flood, forecast, regime-forming meteorological factors

Крупнейший с катастрофическими последствиями весенний паводок 2014 г. на реках Горного Алтая, отнесенный рядом исследователей [1] к типу дождевых паводков (по нашему мнению, он являлся второй волной "коренной" воды с наложением аномальных дождевых осадков), способствовал усилению интереса к прогнозированию уровней подъема воды в основных реках региона в периоды весеннего половодья.

В условиях резко расчлененной Алтайской горной области подобная задача представляется трудно решаемой, поскольку её результат зависит от сочетанного воздействия на гидрологический режим рек большого числа разнонаправленных режимобразующих факторов. К их числу относятся: широтно-высотная поясность и неоднородность в распределении снеготпасов, геолого-геоморфологические особенности речных долин, типы питания рек, гидрометеорологические особенности местности. Определяющими из них являются ландшафтно-климатические факторы.

Следует отметить, что Республика Алтай относится к территориям с повышенным уровнем гидрологических рисков (негативному воздействию

вод подвержено более 5% площади региона), поскольку практически все ее населенные пункты находятся в долинах горных рек. Так, в катастрофический паводок 2014 г. затоплению подверглись 33,3 тыс. человек (15,7% от населения региона) в 97 населенных пунктах (40% от их числа) [2].

Данные по затоплению 2014 г. позволили провести районирование региона по уровню паводковой опасности с использованием двух показателей: 1) высота возможных паводков (высокая, средняя, низкая); 2) потенциальная опасность затопления населенных пунктов (очень высокая, высокая, повышенная, низкая). По этим показателям на его территории условно выделено три основных области потенциальной паводковой опасности [3], из которых область высокой опасности включает его северную и северо-восточную части – Майминский и, частично, Чемальский, Чойский, Турочакский и Улаганский районы (рис. 1).

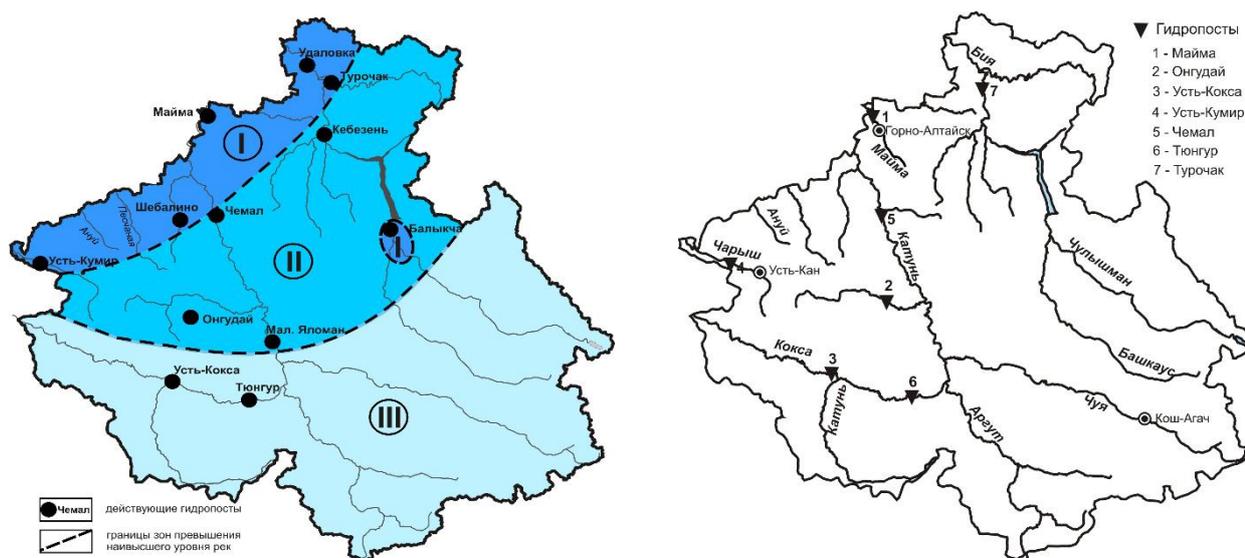


Рис. 1 – Слева – зоны затопления 2014 г.: I – превысившие наивысший уровень рек; II – с уровнем подъема рек в интервале 0-1 м ниже наивысшего уровня; III – то же в интервале 1-3 м; справа – обзорная схема гидропостов, использованных в настоящей работе

По данным Западно-Сибирского УГМС, в конце зимнего периода 2017 г. накопленные снегозапасы в ряде речных бассейнов Верхней Оби в 1,3-2,5 раза превышали не только среднегодовую норму, но и максимальную норму запасов. В связи с этим обстоятельством, в регионе прогнозировалась сложная паводковая ситуация в весеннее половодье.

С целью её уточнения авторами был разработан и апробирован нетрадиционный для Гидрометеослужбы методический подход к

прогнозированию подъема уровня воды на основных реках региона. Суть подхода состоит в подборе аналогов корреляционных связей между режимообразующими метеофакторами прогнозного периода и максимальными уровнями подъема рек в 2001-2016 гг., наиболее полно обеспеченных значениями этих факторов.

Для количественной характеристики метеофакторов использовались данные метеостанций (МС), расположенных как вблизи от перечисленных гидропостов, так и находящихся в областях формирования стока основных рек региона – Катунь и Бия. Данные Горно-Алтайского ЦГМС по подъему уровней рек брались для следующих 7 гидропостов: на р. Майма в с. Майма, на р. Урсул в с. Онгудай, на р. Кокса в с. Усть-Кокса, на р. Чарыш в с. Усть-Кумир, на р. Катунь в с. Чемал и с. Тюнгур, на р. Бия в с. Турочак (рис. 1).

Использованные 13 режимообразующих метеофакторов были представлены:

- осадки: сумма осадков за зимний период (ноябрь-март), сумма осадков за осенний период (сентябрь-октябрь), сумма осадков за весенний период (апрель-май), сумма осенних и зимних осадков, сумма осенних, зимних и весенних осадков;

- снежный покров – наибольшая высота снежного покрова за зимний период;

- температура: средняя за зимний период, средняя в марте, средняя в апреле, средняя температура в период снеготаяния (март-апрель);

- величина промерзания грунтов по состоянию на конец февраля (МС Кызыл-Озек, Турочак, Усть-Кан), января (МС Усть-Кокса), декабря (МС Онгудай).

При разработке прогноза на 2017 г. были рассчитаны уровни подъема воды в первую и вторую волну весеннего паводка и на пике половодья. К первой волне паводка условно отнесен период март-апрель (до 5 мая), ко второй волне паводка с 5 мая до конца июня. Для пика половодья выбраны максимальные уровни воды на гидропостах за годовой цикл. Известно, что первая волна паводка характерна в основном для малых рек региона, таких

как р. Майма, реже для крупных притоков Бии и Катунь (реки Кокса, Урсул и др.), а вторая волна паводка для крупных рек – Катунь, Бия, Чарыш.

Корреляционные связи между перечисленными метеофакторами и уровнем подъема рек рассчитаны для первой и второй волны паводка, а также в целом для пика половодья. Предварительно установлено, что устойчивые связи с уровнями рек в эти периоды характерны для следующих факторов (по убыванию силы связей): сумма осенних, зимних и весенних осадков – весенние осадки – средняя зимняя температура – промерзание грунтов. Слабая связь с уровнем рек в период снеготаяния и прохождения первой волны паводка выявлена для высоты снежного покрова и температурного режима практически для всех рек региона. Выявлена также тесная прямая связь между величиной апрельских осадков и уровнем подъема воды в реках, а также его обратная зависимость от средней температуры апреля.

Подбор прогнозируемых уровней подъема рек (аналогов корреляционным связям между метеофакторами текущего периода и прошлых лет) осуществлялся для каждого режимобразующего фактора. В результате были получены 13 прогнозных уровней для каждой волны весеннего половодья, минимальные и максимальные значения которых определяют диапазон прогнозируемых уровней подъема рек в половодье, а среднее арифметическое значение – средний расчетный уровень их подъема.

Анализ подтверждения рассчитанных уровней подъема рек проведен по следующей условной градации, основанной на величине отклонения (по модулю) фактического уровня от прогнозируемого: менее 10 см (прогноз оправдался полностью), 10-30 см (прогноз в целом оправдался), 30-50 см (прогноз оправдался частично), более 50 см (прогноз в целом не оправдался), более 100 см (прогноз не оправдался).

Известно, что для большинства рек Горного Алтая пик весеннего половодья совпадает со второй волной паводка. В соответствии с рассчитанными уровнями выделено три сценария прогноза на вторую волну паводка: умеренный, повышенный, экстремальный. Первый из них соответствует минимальным значениям уровня второй волны паводка и

половодья в целом, а экстремальный сценарий максимальным значениям прогнозного уровня (табл. 1).

Таблица 1 – Прогнозные и наблюдаемые уровни подъема воды рек Горного Алтая над "0" гидропостов (см) во вторую волну весеннего половодья 2017 г.

р. Майма ГП Майма	р. Урсул ГП Онгудай	р. Кокса ГП У.-Кокса	р. Чарыш ГП У.-Кумир	р. Катунь ГП Чемал	р. Катунь ГП Тюнгур	р. Бия ГП Турочак
Наивысший уровень подъема воды за период наблюдений						
548	252	589	913	1029	710	782
Критический уровень подъема воды на гидропостах						
424	196	410	889	970	580	650
Прогнозируемые уровни 2017 г. (вариант умеренного подъема): min-max						
252-264	131-153	280-302	800-862	557-620	414-458	418-452
Прогнозируемые уровни 2017 г. (вариант повышенного подъема): min-max						
295-330	140-164	289-310	806-864	573-654	416-461	429-479
Прогнозируемые уровни 2017 г. (вариант экстремального подъема): min-max						
301-335	149-175	297-317	812-865	589-686	418-464	438-505
Наблюдаемые уровни воды рек на пике 2-ой волны паводка (по данным ГА ЦГМС)						
242	93	302	823	628	486	417
Разница наблюдаемого уровня с прогнозом (вариант умеренного подъема), см						
-10м	-38	0	0	+8	+28	-1
Подтверждение прогноза						
Полное	Частичное	Полное	Полное	Полное	В целом полное	Полное

Сравнительный анализ прогнозных авторских оценок и наблюдаемых уровней подъема воды рек Горного Алтая в весеннее половодье 2017 г. показал, что на большинстве рек региона был реализован умеренный, реже повышенный сценарий первой и второй волн паводка. Отклонение прогнозируемых уровней от наблюдаемых в первую волну паводка варьировалось в пределах 0 ± 34 см и в среднем составило по модулю 11,5 см. Во вторую волну паводка отклонение прогнозных уровней от наблюдаемых варьировалось в пределах 0 ± 38 см и в среднем составило по модулю 12 см. Таким образом, подтверждение прогнозных оценок с использованием изложенного методического подхода составило в среднем 80-90%.

Следует отметить, что все спрогнозированные уровни подъема рек во время весеннего половодья 2017 г. были ниже критических уровней затопления населенных пунктов региона, расположенных в долинах рек, что подтвердилось по время прохождения паводка (табл. 1).

Предложенный методический подход позволяет составить как

долгосрочный, так и среднесрочный прогноз паводковой обстановки на основных реках региона. В тоже время он не подменяет прогноз Росгидромета, то есть не имеет юридической силы, а может использоваться как дополнительная информация для уточнения официального прогноза.

Учет прогнозных сценариев прохождения весеннего половодья, разработанных с использованием предложенного подхода, позволяет выбрать оптимальную организацию превентивных мероприятий, расстановку сил и минимизацию средств МЧС в паводкоопасные периоды последующих лет.

По мнению авторов, достоинствами предложенного подхода являются: простота расчетов, количественное выражение прогноза, возможность его корректировки с учетом изменяющихся метеофакторов. Это делает возможным его использование для целей как долгосрочного, так и среднесрочного прогнозирования.

Усовершенствование предложенного методического подхода и повышение точности его прогнозных построений видится в следующем:

- расширение временных рядов используемой ретроспективной базы метеофакторов до 1960-1970-х годов;
- ранжирование используемых режимообразующих метеофакторов на основные и второстепенные с наделением их соответствующими весовыми характеристиками;
- отдельный учет основных и второстепенных метеофакторов при разработке прогноза подъема уровней воды в реках региона в периоды весеннего половодья.

Литература:

1. Люцигер А.О. Аномальный паводок 2014 года на Алтае / Тр. II Всерос. науч. конф. "Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии". Том 1. – Барнаул: 2014. – С. 118-129.
2. Робертус Ю.В. К проблеме гидроэкологической безопасности на территории Республики Алтай // Мат. Межд науч.-практ. конфер. "Экологические аспекты природопользования в Алтае-Саянском регионе". – Белокуриха, 2014. – С. 39-44.
3. Робертус Ю.В., Доставалова М.С. Режимообразующие факторы экстремальной гидрологической ситуации в Горном Алтае в 2014 году // Тр. II Всерос. науч. конф. "Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии". Том 1. – Барнаул, 2014. – С. 130-135.

БАЛАНС ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПЕДОСФЕРЕ ПОД ЧЕРНЕВЫМИ ЛЕСАМИ РУССКОГО АЛТАЯ

Салтыков А. В.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: saltykovav@yandex.ru

Аннотация. В статье дается сравнительный анализ внутрипочвенной миграции основных типоморфных химических элементов – железа и марганца в зависимости от этапа педогенеза, которые в кислых гумидных условиях черневых лесов Русского Алтая легко переходят в подвижную форму и способны мигрировать в речную сеть предгорных территорий. При расчете баланса этих элементов выяснилось, что во время гумусово-аккумулятивного этапа развития педосферы наблюдается дефицит их атомов в мелкоземе по всему профилю, а во время подзолистого – проявляется аккумулятивный характер распределения: для железа только в текстурном горизонте, а для марганца – по всему профилю.

Ключевые слова: железо, марганец, педосфера, черневые леса, Русский Алтай

BALANCE OF IRON AND MANGANESE IN PEDOSPHERE UNDER FIR-GRASS FOREST OF THE RUSSIAN ALTAI

Saltykov A. V.

Institute for water and environmental problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: saltykovav@yandex.ru

Abstract. The article gives a comparative analysis of subsurface migration of main typomorphic chemical elements – iron and manganese in depending stage pedogenesis, which in acidic humid conditions fir-grass forest of the Russian Altai are easily slip into mobile form and able to migrate in rivers. During humus-accumulative stage of development pedosphere there is a shortage of atoms of certain elements throughout the profile, and during podzolic – appears accumulative nature of the distribution (iron only in textural horizon, manganese – throughout the profile) is turned.

Key words: iron, manganese, pedosphere, fir-grass forest, Russian Altai

Основным естественным источником поступления железа и марганца в педосферу под черневыми лесами являются однородные по гранулометрическому, минералогическому и химическому составу бурые бескарбонатные глины и суглинки [5], даже в тех местах, где педогенез в настоящее время упирается в выходы коренных пород (граниты и сланцы) [4]. Дальнейшее распространение этих элементов в педосфере зависит как от свойств их атомов, так и от условий в которых протекает педогенез (геологические, климатические, орографические и др.). Нарушение педосферы под черневыми лесами в процессе лесозаготовок приводит к резкому поступлению таких типоморфных элементов, как железо и марганец в гидрологическую сеть. В результате увеличившихся эрозионных процессов происходит ухудшение качества воды, которая ниже по течению используется для питьевых и хозяйственных нужд многими населёнными

пунктами (Барнаул, Бийск, Горно-Алтайск и др., а также большого количества более мелких населённых пунктов).

Соседство рассматриваемых элементов в периодической системе Д. И. Менделеева указывает на сходство их химических свойств: атомные массы – 55,847200 и 54,938046 г/моль, атомные радиусы – 126 и 127 пм, энергия ионизации – 759,1 и 716,8 кДж/моль и другие соответственно [6; 7].

Наиболее существенным фактором, влияющим на поведение атомов химических элементов в педосфере под черневыми лесами, является периодическая смена растительных ассоциаций. Это явление происходит вследствие пожаров, лесозаготовок и массового распространения вредителей пихты сибирской, что приводит к смене хвойного древостоя на мелколиственный. Со временем пихта сибирская постепенно восстанавливается и цикл замыкается. В результате данных преобразований в педосфере выделяются два этапа педогенеза, постоянно сменяющих друг друга – гумусово-аккумулятивный и подзолистый.

Гумусово-аккумулятивный этап педогенеза под черневыми лесами начинается в результате исчезновения древостоя из хвойных пород, главным образом пихты сибирской, по вышеуказанным причинам, которое провоцирует бурный рост относительно однородного высокотравья, а следом и мелколиственных пород деревьев (тополя дрожащего и берёзы повислой). Это, в свою очередь, приводит к образованию огромной фитомассы, которая при отмирании очень быстро разлагается [2; 3], обогащая мощный (до 60 см) гумусовый горизонт большим количеством гумусовых соединений (7-9 %).

Подзолистый этап педогенеза связан с застойно-промывным водным режимом, который формируется под густым пологом пихтового древостоя с примесью других хвойных и мелколиственных пород, где за счёт очень плотного текстурного горизонта создаётся водоупор для обильных атмосферных осадков. В этих условиях образующиеся органические кислоты вызывают элювиирование железа, марганца и алюминия, при этом минеральные зерна освобождаются от гидроокисных и оксидных железистых

оболочек. Поскольку сцепление отмытых зёрен кварца и полевых шпатов исчезает, то они беспрепятственно мигрируют по трещинам и крупным порам, механически осаждаясь на поверхности текстурного горизонта [1]. В результате происходит образование подзолистого горизонта мощностью от 26 до 66 см. Большое количество мигрирующих на этапе оподзоливания органических кислот, в том числе фульвокислот, способствует деструкции минералов почвообразующих и подстилающих пород, окислы железа приводят к образованию прочной ореховатой структуры, а илистые частицы, заполняя поры, – к уплотнению текстурного горизонта. Кроме того, аккумуляция всех вышеперечисленных веществ провоцирует синтез новых глинистых минералов.

Удельная масса железа в педосфере под черневыми лесами находится в пределах от 14500 ± 3300 (разрез 04-СВА-03) до 51667 ± 15000 (разрез 203-СВА-89) мг/кг, что вполне соответствует среднему содержанию этого элемента в земной коре (46500 мг/кг) и педосфере в целом (38000 мг/кг).

Во время гумусово-аккумулятивного этапа педогенеза весь профиль педосферы под черневыми лесами постепенно обедняется от атомов железа, на что указывает снижение их численности на границе гумусового и текстурного горизонтов на 99 моль/кг по сравнению с почвообразующей породой. Тем не менее, за счёт своей биофильности, наблюдается незначительное увеличение численности атомов этого элемента в мелкозёме гумусового горизонта на 11 моль/кг, которое, впрочем, не восстанавливает их первоначальное количество. Низкая аккумулятивная способность атомов железа в условиях интенсивного накопления гумусовых соединений можно объяснить высокой мобильностью железо-органических макромолекул, особенно в гумидных условиях.

На подзолистом этапе педогенеза происходит интенсивное перемещение атомов железа из верхней части профиля в нижнюю, как в виде полуторных окислов, так и в составе подвижных органических соединений, на что указывает снижение их численности в элювиальном горизонте на 126

моль/кг по сравнению с почвообразующей породой, а в гумусовом, не смотря на известную биофильность этих атомов — даже на 201 моль/кг (баланс отрицательный). С глубиной действие оподзоливания снижается, а содержание атомов железа увеличивается, постепенно достигая первоначального уровня. Кроме того, в текстурном горизонте наблюдается слабое механическое и физико-химическое закрепление железосодержащих мигрирующих продуктов оподзоливания, приводящее к увеличению численности атомов рассматриваемого элемента на 42 моль/кг по сравнению с почвообразующей породой (баланс становится положительным) и появлению гумусово-железистых плёнок на поверхности структурных агрегатов.

Таблица – Распространение атомов железа и марганца и баланс их численности в педосфере во время подзолистого и гумусово-аккумулятивного этапов педогенеза

Горизонт	Железо		Марганец		Fe/Mn
	Численность атомов, моль/кг	Баланс численности атомов, моль/кг	Численность атомов, моль/кг	Баланс численности атомов, моль/кг	
Гумусово-аккумулятивный этап					
A	451 ^{±182}	-89	15,2 ^{±3,6}	-0,4	30
AB	441 ^{±88}	-99	14,2 ^{±3,2}	-1,4	31
B1	466 ^{±166}	-75	14,8 ^{±3,6}	-0,8	31
B2	479 ^{±173}	-61	14,7 ^{±3,2}	-0,9	33
B3	526 ^{±218}	-15	14,7 ^{±4,0}	-0,9	36
BC	540 ^{±274}	0	15,6 ^{±4,7}	0	35
Подзолистый этап					
A	390 ^{±147}	-201	16,9 ^{±5,4}	+4,0	23
AE	474 ^{±162}	-118	14,9 ^{±3,4}	+2,0	32
E	465 ^{±132}	-126	14,4 ^{±3,4}	+1,5	32
EB	497 ^{±160}	-94	13,7 ^{±3,7}	+0,9	36
B1	625 ^{±211}	+34	13,9 ^{±4,1}	+1,0	45
B2	633 ^{±202}	+42	13,6 ^{±4,0}	+0,7	47
B3	599 ^{±177}	+7	14,2 ^{±4,4}	+1,3	42
BC	591 ^{±170}	0	12,9 ^{±3,4}	0	46

Таким образом, при смене гумусово-аккумулятивного этапа педогенеза на подзолистый увеличивается интенсивность перемещения атомов железа из верхней части педосферы в нижнюю (баланс становится отрицательным) и закрепление их в текстурном горизонте, при этом наблюдается слабое накопление по сравнению с почвообразующей породой (баланс становится

положительным). Также следует отметить что при этом баланс на границе гумусового и текстурного горизонтов на первом этапе и элювиальный горизонт на втором существенно не отличаются (-93 и -112 моль/кг соответственно). Следовательно, мелкозем на границе гумусового и текстурного горизонта во время гумусово-аккумулятивного этапа является предшественником для мелкозема элювиального горизонта во время подзолистого этапа, и наоборот, в зависимости от направления педогенеза в данный момент. А если быть точным, то это один и тот же мелкозем, периодически претерпевающий метаморфоз под действием процесса оподзоливания.

Удельная масса марганца в педосфере под черневыми лесами варьирует от 260 ± 85 (разрез 09-СВА-03) до 1288 ± 384 (разрез 221-СВА-89) мг/кг, что вполне согласуется с его содержанием в земной коре (1000 мг/кг) и педосфере в целом (850 мг/кг). При этом абсолютные её значения в каждом почвенном горизонте колеблются в широких пределах, увеличивая среднеарифметическую ошибку от 4 до 24 % от удельной массы марганца в мелкозёме. Например, в гумусовом горизонте наименьшее значение этого показателя доходило до 442 мг/кг (разрез 03-СЗА-03), а максимальное — до 2800 мг/кг (разрез 15-СВА-03).

Во время гумусово-аккумулятивного этапа педогенеза наблюдается относительно равномерное распределение атомов марганца по всему профилю педосферы. Незначительное увеличение их численности в гумусовом и текстурном горизонте происходит в пределах ошибки и не достигает первоначального уровня характерного для почвообразующей породы.

При появлении признаков процесса оподзоливания и в дальнейшем по мере его развития в профиле педосферы выделяется аккумулятивный характер распределения атомов марганца, особенно в гумусовом горизонте. Это связано, в первую очередь, с интенсивным выщелачиванием этих атомов из мелкозема в почвенный раствор, а, следовательно, и с увеличением их доступности для корневых систем растений. В результате, в отличие от

предыдущего этапа педогенеза, во время подзолистого баланс во всем профиле педосферы остаётся положительным (правда в пределах ошибки).

В целом распределение атомов марганца в педосфере под черневыми лесами равномерно, все изменения происходят в пределах ошибки. При этом условно отрицательный баланс численности этих атомов на гумусово-аккумулятивном этапе педогенеза, полностью компенсируется положительным балансом во время подзолистого этапа.

Сравнивая баланс железа и марганца в педосфере под черневыми лесами Русского Алтая, можно сделать следующие выводы: 1) во время гумусово-аккумулятивного этапа численность атомов обоих элементов находится в дефиците по сравнению с бурыми бескарбонатными суглинками и глинами; 2) на этапе оподзоливания распространение атомов железа имеет более выраженное перемещение из верхней части педосферы в нижнюю, где происходит их закрепление в текстурном горизонте; 3) распространение атомов марганца во время подзолистого этапа развития педосферы остается относительно равномерным с небольшим положительным балансом в гумусовом горизонте; 4) соотношение между рассматриваемыми элементами изменяется в узких пределах, что указывает на общие черты их распространения в педосфере.

Литература

1. Зайдельман, Ф. Р. Подзоло- и глееобразование. – М.: Наука, 1974. – 204 с.
2. Корсунов, В. М. Генетические особенности глубокооподзоленных почв черневой тайги Салаира и некоторые элементы современного почвообразования в них // Лесные почвы горного окаймления юго-востока Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 133-197.
3. Салтыков, А. В. Биогеохимия текстурно-дифференцированных почв Алтае-Саянской горной страны // Ползуновский вестник. – 2004. – № 2. – С. 198-204.
4. Салтыков А. В. Метаморфоз педосферы под черневыми лесами при смене субстратной породы в процессе педогенеза // Геохимия ландшафтов и география почв (к 100-летию М. А. Глазовской). – М.: МГУ, 2012. – С. 271-272.
5. Трофимов, С. С. Экология почв и почвенные ресурсы Кемеровской области. – Новосибирск: Наука, 1975. – 299 с.
6. Эмсли, Дж. Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.
7. Wieser, M. E., Holden N., Coplen T. B., Böhlke J. K., Berglund M., Brand W. A., De Bièvre P., Gröning M., Loss R. D., Meija J., Hirata T., Prohaska T., Schoenberg R., O'Connor G., Walczyk Th., Yoneda Sh., Xiang-Kun Zhu. Atomic weight of the elements 2011 (IUPAC Technical Report) // Pure and Applied Chemistry. – 2013. – Vol. 85. – № 5.

ЗАМКНУТЫЕ УРАВНЕНИЯ РЕЙНОЛЬДСА И ПАРАБОЛИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЕН-ВЕНАНА

Саттаров М.А.

*Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии АН Таджикистана,
г. Душанбе, Республика Таджикистан*

e-mail: msatta-rov@mail.ru

Аннотация. Дан краткий обзор современного состояния теоретической гидромеханики, начиная от систем уравнений движения невязкой и вязкой жидкостей Д.Бернулли, Эйлера, Навье-Стокса, Рейнольдса вплоть до статистической гидромеханики Колмогорова. Предлагается модификация систем уравнений среднего движения Навье-Стокса-Рейнольдса (НСР) с добавочными дифференциальными членами с соответствующими коэффициентами вихревой вязкости Буссинеска и завихренностей Тейлора. Дан вывод уравнений Сен-Венана из новой системы уравнений НСР с целью прогнозирования экстремальных гидрологических явлений, как динамика весеннего половодья, наводнения и паводка в поймах крупных рек.

Ключевые слова: уравнения НСР и Сен-Венана, формулы прогноза, паводки, наводнения, методы расчета

CLOSED REYNOLDS EQUATIONS AND PARABOLIC SAINT-VENANT MODELS

M.A.Sattarov

*Institute of Water Problems, Hydroenergetics and Ecology of Academy of Sciences of the
Republic of Tajikistan, Dushanbe, Republic of Tajikistan*

e-mail: msatta-rov@mail.ru

Abstract. This paper gives a brief review of the state of the art in theoretical fluid dynamics (from the Bernoulli, Euler, Navier-Stokes, and Reynolds equations of motion for non-viscous and viscous fluids to Kolmogorov's statistical hydromechanics). A modification of the Navier-Stokes-Reynolds (NSR) equations of mean motion with additional differential terms and the corresponding Boussinesq eddy viscosity and Taylor vorticity coefficients is proposed. The Saint-Venant equations are derived from the new system of NSR equations for the purpose of prediction of extreme hydrological phenomena, such as spring floods, high waters, and flooding in the floodplains of large rivers.

Keywords: NSR and Saint-Venant equations, prediction formulas, flood, high water, calculation methods.

1. Введение. Спустя почти 1900 лет после открытия закона гидростатики Архимедом (287 – 212 до н.э.) в 1687 г. Ньютон опубликовал фундаментальный труд «Математические начала натуральной философии», изложив в нем законы всемирного тяготения, классической механики, а также гипотезу о наличии в реальных жидкостях межмолекулярных сил трения частиц – силы вязкости: «Соппротивление, которое возникает из-за недостаточного проскальзывания частиц жидкости, при прочих равных условиях, пропорционально скорости, с которой частицы жидкости перемещаются друг относительно друга» [1].

Этим самым Ньютон своими опытами расширил физический смысл закона гидростатики Архимеда, включая эффекты свободного пробега молекул природных жидкостей при действии внешних сил – эта гипотеза была гениальной подсказкой на будущее в развитии механики вязких жидкостей методами математического моделирования. Спустя некоторое время после

теории течения невязкой жидкости Эйлера [1] ($\mu \equiv 0$) (1755), благодаря гипотезе Ньютона о существовании молекулярной силы вязкости была написана теоретическая гидромеханика Навье (1822) и Стоксом (1843), дана система дифференциальных уравнений в частных производных для мгновенной скорости частиц реальной жидкости в декартовой системе координат [1]:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \sum_{j=1}^3 u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = X_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1.1)$$

где u_i – проекции мгновенной скорости частиц несжимаемой жидкости.

Гаген [1], исследуя течение воды в латунной трубе радиуса R 0.001 ÷ 0.003 м (1839г.), установил двучленный закон связи расхода Q от потери напора Δh :

$$\Delta h = aQ + bQ^2 \quad (1.2)$$

который с вязким трением содержит также эффект кинетической энергии bQ^2 .

В 1877 г. один из первых исследователей турбулентности Буссинеск наблюдая, увеличение касательных напряжений в открытых руслах, представил его формулой [2]:

$$\tau_{ir} = \mu \frac{d\bar{u}}{dy} + \mu_{tr} \frac{d\bar{u}}{dy} \quad (1.3)$$

где \bar{u} – осредненная скорость потока в русле, μ – динамическая молекулярная вязкость Ньютона, μ_{tr} – некоторая динамическая турбулентная вязкость – «вихревая», которая зависит от турбулентности движения частиц в потоке.

В 1883 г. Рейнольдс [1] наглядными опытами доказал существование течений вида (1.2) и (1.3), и предложил безразмерное число $Re = \rho Ur / \mu$ – параметр перехода ламинарного течения в турбулентное (r – радиус трубы, U – средняя скорость, μ – вязкость, ρ – плотность воды). Затем, обобщив свой опыт, Рейнольдс в 1895 г., предложил новую незамкнутую систему уравнений среднего движения Навье-Стокса с 10-ю неизвестными

функциями, 6 из которых представляют рейнольдсовы пульсационные напряжения $-\overline{\rho u'_i u'_j}$:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \sum_{i=1}^3 \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = X_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \overline{\rho u'_i u'_j} \right) \quad (1.4)$$

где u_i, u'_i, \bar{u}_i – мгновенные, пульсационные и осредненные составляющие скорости, \bar{p} – среднее давление несжимаемой жидкости; X_i – проекции объёмных сил.

Из (1.4) следует, что уравнения для средних скоростей и для среднего давления имеют тот же вид, что и уравнения Навье-Стокса, с той лишь разницей, что к компонентам тензора напряжений Ньютона прибавлены величины $-\overline{\rho u_i'^2}, -\overline{\rho u'_i u'_j}, \dots$, что превратило (1.4) в незамкнутую систему. В настоящее время предложено множество полуэмпирических теорий и моделей Тейлора, Прандтля, Кармана и др. по замыканию системы (1.4) [1,3-5].

А.Н. Колмогоров в 1942 г. впервые предложил двухпараметрическую замкнутую модель статистической гидромеханики [6]: в качестве первого параметра он выбрал удельную энергию пульсаций $k = \overline{u_i' u_i'} / 2$, а второго – скорость диссипации турбулентной энергии $\omega = \sqrt{k} / l, (1/c)$ (l – внешний масштаб турбулентного потока). Он назвал её средней частотой, при которой происходит диссипация энергии. Частота ω ассоциируется с диссипативными процессами, являясь характеристикой турбулентного распада. При этом, Колмогоров, обобщая гипотезу Буссинеска на трехмерное пространство, связал напряжения Рейнольдса с напряжением скорости деформации, представив его в виде [6]:

$$\tau_{ij} = -\overline{\rho u'_i u'_j} = A \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) - \delta_{ij} \frac{2}{3} \rho k, \quad \delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \text{если } i \neq j; \\ 0, & \text{если } i = j \end{cases} \quad (1.5)$$

где $A = \rho l \sqrt{k} = \rho l \sqrt{(u_1'^2 + u_2'^2 + u_3'^2) / 2}$ – вихревая вязкость; l и k – линейный масштаб пульсаций и их кинетическая энергия в единице массы. Так была получена система статистических уравнений развитой турбулентности вида:

$$\left. \begin{aligned} \frac{D\bar{u}_i}{Dt} &= F_i - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\bar{p}}{\rho} + b \right) + A \sum_j \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{b}{\omega} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \right], \\ \frac{D\omega}{Dt} &= -\frac{7}{11} \omega^2 + A_1 \sum_j \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{b}{\omega} \frac{\partial \omega}{\partial x_j} \right], \\ \frac{Db}{Dt} &= -b\omega + \frac{A}{3} \frac{b}{\omega} \varepsilon + A_2 \sum_j \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{b}{\omega} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right], \varepsilon = \sum_{ij} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right). \end{aligned} \right\} \quad (1.6)$$

Здесь D/Dt – субстанциональная производная по времени, F_i – внешняя сила, $b = (\overline{u_1'^2} + \overline{u_2'^2} + \overline{u_3'^2})/3$ – треть среднего квадрата пульсационной скорости; $\omega = c\sqrt{b}/L$ – средняя «частота», c – константа. A, A_1, A_2 – постоянные определяемые опытом. Уравнения (1.2) и ряд Гипотезы Колмогорова открыли путь к построению ряд эволюционных одно-двухпараметрических и других моделей [3,4].

2. Модификация замкнутых уравнений Рейнольдса

2.1. Рейнольдсовы пульсационные напряжения, разложенные в ряд Маклорена (7),

$$\tau_{Rij} = -\rho \overline{u'_i u'_j} = \tau_{ij}|_* + \mu_{ij}^* \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\rho l_{ij}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right)^2 + \dots, \quad (2.1)$$

вместе с тензором полных напряжений Ньютона и силами гидродинамического давления жидкости для уравнений Навье-Стокса :

$$\tau_{Nij} = \delta_{ij}(-p) + \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.2)$$

запишем в виде расширенного тензора полных напряжений осредненного турбулентного движения:

$$T_{NR} = \bar{\tau}_{Nij} + \tau_{Rij} = \delta_{Nij}(-\bar{p}) - \rho \overline{u_{Ri}^2} - \rho \overline{u'_i u'_j} + \mu_+ \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) + \left[\frac{\rho l_{ij}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right)^2 + \frac{\rho l_{ji}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right)^2 \right]. \quad (2.3)$$

Здесь добавочные напряжения $-\rho \overline{u_{Ri}^2}$; $\rho \overline{u'_i u'_j}$ играют роль компонент $\delta_{ij}(2\rho k/3)$ в тензоре А.Н.Колмогорова (1.5). В частности, величина $-\rho \overline{u_{Ri}^2}$ выполняет роль пульсационного давления Рейнольдса, которое в отличие от гидростатического, направлено в плоскость, перпендикулярную

направлению течения. Величина $\bar{\tau}_{Rij}^* / \rho = -\overline{u_i' u_j'}$ в полуэмпирических теориях имеет вид $\sqrt{\bar{\tau}_{Rij}^* / \rho} = \sqrt{-\overline{u_i' u_j'}} = \bar{u}_*$ и представляет собой динамическую скорость (по Карману «скорость трения») частиц на границе перехода от ламинарного течения в турбулентное.

Из (2.3) имеем нормальные и касательные напряжения тензора в виде:

$$\left. \begin{aligned} \bar{\tau}_{NR1} = -p + \rho \overline{u'^2} + \mu_+ \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\rho l_{xx}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2; \quad \bar{\tau}_{NRxy} = \bar{\tau}_{NRyx} = +\mu_+ \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \left[\frac{\rho l_{xy}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \frac{\rho l_{yx}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 \right]; \\ \dots\dots\dots \\ \bar{\tau}_{NR3} = -p + \rho \overline{w'^2} + \mu_+ \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \frac{\rho l_{zz}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right)^2; \quad \bar{\tau}_{NRyz} = \bar{\tau}_{NRzy} = +\mu_+ \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) + \left[\frac{\rho l_{yz}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 + \frac{\rho l_{zy}^2}{2!} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial y} \right)^2 \right]. \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

Отсюда, переходя к кинематическим ньютонова+бусинескова вязкостям $\nu_+ \equiv \nu + \nu_{ij}$ [1] получим замкнутые осредненные уравнения Навье-Стокса-Рейнольдса (НСР):

$$\left. \begin{aligned} \frac{D\bar{u}}{Dt} = X - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} (\bar{p} - \rho \overline{u'^2})_* + \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right)_* \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{l_{zz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \right], \\ \frac{D\bar{v}}{Dt} = Y - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial y} (\bar{p} - \rho \overline{v'^2})_* + \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right)_* \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{l_{zz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right], \\ \frac{D\bar{w}}{Dt} = Z - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial z} (\bar{p} - \rho \overline{w'^2})_* + \left(\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} \right)_* \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial x} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_+ \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \frac{l_{zz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right)^2 \right]; \end{aligned} \right\}^* \quad (2.5)$$

Здесь D/Dt – субстанциональная производная по времени, u_i, u_i', \bar{u}_i – мгновенные, пульсационные и осредненные скорости частиц и давление \bar{p} , плотность ρ и X, Y, Z – проекции объёмных сил; $\rho \overline{u_i'^2} \Big|_*$, ..., $\rho \overline{w'^2} \Big|_*$ и $\partial(\tau_{ij} / \rho) / \partial x = C_{ij}^2 \Big|_*$, ..., – характеризуют пульсационные давления и «скорости трения» Кармана при переходе частиц вязкого подслоя через границу $\bar{x}_*(x_1^*, x_2^*, x_3^*)$ в присоединенную массу–субстанцию турбулентного ядра с эффективной вязкостью Буссинеска $\nu_+(\nu + A)$ [6, с. 220]. Правая часть системы (2.5) с производными первой и второй степени с вязкостями Ньютона+Буссинеска ν_+ и завихренностью Тейлора l_{ij}^2 [6] в турбулентном ядре отражают каскадный принцип Ричардсона-Колмогорова [6: стр. 22], так как «любую развитую турбулентность с достаточно большим числом Рейнольдса можно считать локально однородной и локально изотропной».

Тем самым открывается путь к использованию уравнения (2.5) вместе с уравнением неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.6)$$

при решении новых задач гидродинамики как аналитически, так и численными методами.

2.2. Развитая одномерная турбулентность в напорных трубах и в каналах.

Из (2.5) выделим дифференциальное уравнение одномерного установившегося течения развитой турбулентности в трубе ($\sigma=1$) или в канале с параллельными стенками ($\sigma=0$) (начало координат находится на оси или на плоскости симметрии потока):

$$\left. \begin{aligned} & \frac{d}{d\xi} \left[(\pi\xi)^\sigma \left(-(\nu + \nu_{x\xi}) \frac{du}{d\xi} + \frac{l^2}{2} \left(\frac{du}{d\xi} \right)^2 + \dots \right) = gI(\pi\xi)^\sigma, \\ & Q = \omega U \end{aligned} \right\} \quad (2.7)$$

где $\xi^2 = x^2 + z^2$ – поток в трубе; $\xi = z$ – в канале; Q, U – расход и средняя скорость; $\omega = (2 - \sigma)\pi^\sigma R^{1+\sigma}$ – площадь живого сечения потока в щели $z = \pm R$; в трубе $d = 2R$.

Пусть толщина δ пограничного вязкого подслоя относительно мала, т.е. $\delta \ll R$. При условиях симметрии и отсутствия течения у стенки ($u(\pm R \mp \delta) = 0$) в равномерном потоке, пренебрегая нелинейными членами уравнения (2.7), для закона распределения осредненных скоростей частиц $u(\xi)$ и расходной скорости U развитой турбулентности в прямолинейном канале получим следующие формулы:

$$u(\xi) = \frac{gIR^2(1 - \bar{\xi}^2)}{2(1 + \sigma)\nu(1 + N)}, \quad \bar{\xi} = \frac{\xi}{R}, \quad \nu_+ = \nu + \nu_{xz} = \nu(1 + N) \quad (2.8)$$

$$U = \frac{2^\sigma gIR^2}{\nu(1 + N)(1 + \sigma)^2(3 + \sigma)} \quad (2.8a)$$

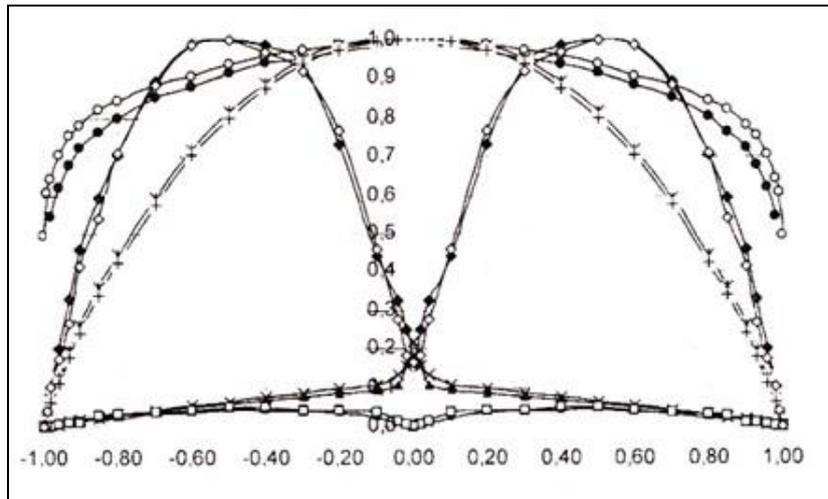


Рис.1 – Графические изображения турбулентных характеристик потока воды в гладкой ($d=10 \text{ см}, \nu=0,0121 \text{ см}^2/\text{с}$), шероховатой ($\kappa=0,02 \text{ см}, d=9,924 \text{ см}, \nu=0,085 \text{ см}^2/\text{с}$), градиенты напора – 0,48 и 0,49)

На графиках: профили (о,•) скоростей формула (2.8), коэффициенты вихревой вязкости (2.9) (+,ж) в поле среднего движения и реальной турбулентности (°,*) в поле градиента скоростей в заданных точках живого сечения потока в гладкой и шероховатой трубах,

Учитывая, что ньютонова молекулярная динамическая вязкость, как бы мала она ни была, всегда присутствует в любой точке жидкого объема при любых внешних воздействиях, в условиях развитой турбулентности из (2.8), (2.8а) для определения относительной величины коэффициента Буссинеска получим, соответственно, следующие формулы:

$$N_u(\xi) = \frac{v_{xz}}{\nu} = \frac{gIR^2(1-\bar{\xi}^2)}{2(1+\sigma)\nu u(\xi)} - 1 \geq 1 \quad (2.9)$$

$$N_{cp} = \frac{2^\sigma IRat_{cp}}{4(1+\sigma)^2(3+\sigma)} - 1 \gg 1 \quad (Rat_{cp} = \frac{Re_{cp}}{Fr_{cp}}) = \quad (2.9a)$$

Анализ уникальных опытов Никурадзе показывают (рис.1) , что вихревая вязкость $\nu_{\max_{xz}}$ и ν_{xz}^* в точках $r = \pm R/2$ и на вязком подслое $\nu_{xz}^* \geq \nu$ можно представить так:

$$\nu_+ \equiv \nu + \nu_{xz} = -4\nu_{\pm}^*(\xi^2 - b\xi - c); \quad (2.10)$$

Тогда при малых числах Рейнольдса закон распределения осредненных скоростей частиц жидкости в трубах радиуса R выражается формулой:

$$u(\xi) = \frac{gIR^3}{8\nu_{\pm}^*(1+\sigma)} \left[\ln \frac{\xi^2 - b\xi - c}{1-b-c} - \frac{b}{2} \left(\frac{1}{\sqrt{-\Delta}} \ln \frac{(2\xi - b - \sqrt{-\Delta})(2 - b + \sqrt{-\Delta})}{(2\xi - b + \sqrt{-\Delta})(2 - b - \sqrt{-\Delta})} \right) \right] \quad (2.11)$$

где $b = (4\nu_{\pm}^* + \nu_0 + \nu_*) / 4\nu_{\pm}^*$; $-\Delta = 4 + b^2$; ν_0 – вязкость жидкости на оси потока;

$\nu_* \geq \nu$.

3. Модели Сен-Венана как осреднение уравнений Рейнольдса.

3.1. Из (2.5) выделим следующее уравнение течение в русле с уклоном дна i_0

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}\bar{w}}{\partial z} = g \left(i_0 - \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{l_{xz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \quad (3.1)$$

Интегральное осреднение (3.1) в пределах от дна $z = h_0$ до поверхности $z = H$, для развитого без инерции течения дает уравнение Сен-Венана для $U(x, t)$ и $Q(x, t) = \omega U$:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = g \left(i_0 - \frac{\partial H}{\partial x} \right) + (\nu + \nu_b) \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l^2}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = g \left(i_0 - \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l^2}{2} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right)^2; \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = q(x, t); \quad (3.3)$$

В монографии [8] из уравнения Сен-Венана (1871) после определенных преобразований получено параболическое уравнение с коэффициентом диффузии в виде:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \left(\frac{Q}{K} \frac{dK}{dH} \right) \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{K^2}{2b|Q|} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0; \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0. \quad (3.4)$$

Отсюда, при малости конвективной скорости, для расчета перемещения волны паводка в реках из (3.4) получаем:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{K^2}{2b|Q|} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}, \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0. \quad K = C\omega\sqrt{R_*} \quad (3.5)$$

Сопоставляя (3.5) с уравнением (3.3) при $i_0 \approx \partial H / \partial x$; $l^2 = 0$, получим $K^2 / 2b|Q| \equiv \nu_+$. Раскрывая размерность левой части этого равенства, получим для квадрата скоростного множителя Шези $C^2 \equiv \nu_+$, т. е. квадрат скоростного

множителя Шези C^2 есть коэффициент вязкости турбулентного обмена Ньютона Буссинеска $\nu_+ = \nu + A$ при развитом течении жидкости в русле.

3.2. Интегральное осреднение первого уравнения (2.5) в пределах от дна русла с уклоном $\sin \alpha = i_0$ в точке $z = h_0$ до поверхности потока $z = H$ приводит модель Сен-Венана к уравнению турбулентности Рейнольдса

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial V^2}{\partial x} = g \left(i_0 - \frac{\partial H}{\partial x} \right) + C_{xx}^2 + \nu_+ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l^2}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \quad (3.6.)$$

Отсюда, для расхода $Q(x, t) = \omega V$, уравнение неразрывности и уравнение (3.5) без инерционных сил, можно записать в виде:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = g \left(i_0 - \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l^2}{2} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right)^2; \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b} \frac{\partial Q}{\partial x} = q(x, t); \quad (3.7)$$

4. Уравнения развитого планового движения развитой турбулентности на плоскости xOy выводится как двумерное из (2.5) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}\bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{u}\bar{w}}{\partial z} &= g \left(i_0 - \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \dots + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{l_{xz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{v}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}^2}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}\bar{w}}{\partial z} &= g \left(i_0 - \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \dots + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 + \nu_+ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{l_{xz}^2}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2. \end{aligned} \quad (4.1)$$

Отсюда интегральное осреднение системы (4.1) в пределах от дна с отметкой высоты $z = h_0$ до поверхности $z = H$, при больших числах Рейнольдса без инерционных сил дает уравнение планового движения Сен-Венана в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= g \left(i_0 - \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \nu_+ \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right)^2, \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= g \left(i_0 - \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \nu_+ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{l_{xx}^2}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 + \nu_+ \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial y} \frac{l_{yy}^2}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2, \\ \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{b_x} \frac{\partial HU}{\partial x} + \frac{1}{b_y} \frac{\partial HV}{\partial y} &= q(x, t) \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

5. Применение моделей при расчете перемещения волны паводка в водохранилищах и руслах крупных рек.

Дано водохранилище в пойме реки с уклоном i_0 , и расходом Q_L м³/сек. Из (3.5), при $\partial H / \partial x \approx i_0$, $\rho l_{xx}^2 \rightarrow 0$, $C_{xx}^2 \rightarrow 0$, при начальном $Q(x, 0) = Q_L$, и

граничных условиях:

$$Q(0, t) = Q_0 + \sigma_1(t - t_1)\Delta Q_{10} + \dots + \sigma_1(t - t_N)\Delta Q_{N,N-1}; \sigma_1 = \begin{cases} 0, & t < t_k \\ L, & t \geq t_k \end{cases}, Q(L, t) = Q_l(t). \quad (5.1)$$

Требуется найти решения уравнений:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = v_+ \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}; \frac{1}{b} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0. \quad (3.5)$$

где b и q – ширина и удельный приток на единицу длины русла.

Задача 5.1. Решение первого уравнения (3.7а) дает следующую функцию [9]:

$$Q(x, t) = Q_L + \Delta Q_{10}(1 - x/L) - (2/\pi)\Delta Q_{10}\sigma(t - t_1) \sum_{n=1}^{\infty} n^{-1} \exp[-n^2\pi^2v_+(t - t_1)/L^2] \sin(n\pi x/L) + \\ + (2/\pi)\Delta Q_{10}\sigma(t - t_2) \sum_{n=1}^{\infty} n^{-1} \exp[-n^2\pi^2v_+(t - t_2)/L^2] \sin(n\pi x/L) + \dots + (2/\pi)\Delta Q_{N,N-1}\sigma(t - t_2) \times \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} n^{-1} \exp[-n^2\pi^2v_+(t - t_2)/L^2] \sin(n\pi x/L) \quad (5.1)$$

Отсюда, дифференцируя функцию $Q(x, t)$ по x , подставляя ее во второе уравнение (3.5), и интегрируя его по t , найдем высоту перемещения волны в водохранилище:

$$H = H_0 + \frac{\Delta Q_{10}t}{bL} - \frac{2\Delta Q_{10}}{bL} \sigma(t - t_1) \sum_{n=1}^{\infty} \exp[-\frac{n^2\pi^2v_+(t - t_1)}{L^2}] \cos \frac{n\pi x}{L} + \frac{2\Delta Q_{21}}{bL} \sigma(t - t_2) \times \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} \exp[-\frac{n^2\pi^2v_+(t - t_2)}{L^2}] \cos \frac{n\pi x}{L} + \dots + \frac{2\Delta Q_{N,N-1}}{bL} \sigma(t - t_2) \sum_{n=1}^{\infty} \exp[-\frac{n^2\pi^2v_+(t - t_N)}{L^2}] \cos \frac{n\pi x}{L}. \quad (5.2)$$

Задача 5.2. Для расчета паводка с расходом $Q(0, t) = Q_{\max}$ при начальном и граничных условиях, решением первого уравнения (3.7) является [9]:

$$Q(x, t) = Q_L + \Delta Q_{\max,0} \left(1 - \frac{x}{L}\right) - \frac{2\Delta Q_{\max,0}}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \exp\left[-\frac{n^2\pi^2v_+(t - t_1)}{L^2}\right] \sin \frac{n\pi x}{L} \quad (5.3)$$

Отсюда, дифференцируя функцию $Q(x, t)$ по x и, подставляя ее во второе уравнение (3.5), после интегрирования по t для расчета высоты H перемещения одиночной волны паводка в водоеме получим формулу

$$H = H_0 - \frac{(Q_{\max} - Q_L)t}{bL} - \frac{2(Q_{\max} - Q_L)}{\pi bL} \times \sum_{n=1}^{\infty} \exp\left(-\frac{n^2\pi^2v_+t}{L^2}\right) \frac{L \cos(n\pi x/L)}{n^2\pi v_+}. \quad (5.4)$$

Задача 5.3. Определить параметры перемещения волны паводка $Q(0,t) = Q_{\max}$, поступающей от конца водосборной площади к началу русла реки. Из уравнений (3.5) при начальном и граничном условиях:

$$Q(x,0) = Q_L,$$

$$Q(0,t) = Q_i ; t_i < t < t_{i+1} \text{ и } Q(L,t) = Q_j ; t_j < t < t_{j+1} \quad Q_L; Q_i = const \quad (5.5)$$

получим решение задач для расчета расхода паводка в реке в виде:

$$Q(x,t) = Q_0 + (Q_{\max} - Q_L) \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{v_+ t}} \quad 0 \leq x < \infty \quad \left(\operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{v_+ t}} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{x/2\sqrt{v_+ t}} e^{-\xi^2} d\xi \right) \quad (5.6)$$

Тогда, для расчета перемещения высоты волны паводка в русло реки получим формулу:

$$H = H_0 - \frac{2}{b} \frac{(Q_{\max} - Q_L)}{\sqrt{\pi v_+ t}} \int_0^t t^{-1/2} \exp(-x^2 / 4v_+ t) dt - \int_0^t q(x,t) dt. \quad (5.7)$$

Литература

1. Кочин Н.Е. и др. Теоретическая гидромеханика. Ч. 2. – М.: Гостеориздат, 1948. – 612с.
2. Дейли Дж., Харлеман Д. Механика жидкости. Пер. с англ. – М.: «Энергия», 1971. – 480 с.
3. Бай Ши-И. Турбулентное течение жидкостей и газов. Пер. с англ. – М.: Изд. ин. лит. – 344с.
4. Мазо А.Б. Моделирование турбулентных течений. Учебное пособие. – Казань, 2007. – 106с.
5. Колмогоров А.Н. а) ДАН СССР. – 1941. – Т. 30. – № 4. б) Изв. АН СССР. Сер. физ. – 1942. – Т. 6. – № 1-2. – С. 56-58.
6. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1. – М., 1965. – 639 с.
7. Саттаров М.А. ДАН РТ, 2006. – Т. 49.
8. Кюнж М.А., Холли Ф.М., Вервей А. Числ. методы. – М.: Энергоатомиздат, 1985. – 256 с
9. Полубаринова-Кочина и др. Мат. методы в вопросах орошения. – М.: Наука, 1969. – 414 с.

ФАКТОРЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА МАЛЫХ БЕССТОЧНЫХ ПРЕСНОВОДНЫХ ОЗЕР АЛТАЙСКОГО КРАЯ В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Суторихин И.А.^{1,2}, Харламова Н.Ф.²

¹ *Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия*

² *Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия*

e-mail: sia@iwep.ru

Аннотация. Представлены результаты комплексного анализа данных мониторинга гидрологического состояния малого бессточного озера Красиловского Алтайского края и метеорологических условий в осенне-весенние периоды. Условия термического режима воздуха в течение холодного периода и толщина снежного покрова определяют состояние и глубину промерзания грунта и, соответственно, изменчивость так называемого «эффективного» («полезного») объема, из которого впоследствии осуществляется поверхностный и подземный сток талых вод, формирующих весенний уровенный водный режим.

Ключевые слова: уровенный режим озер, «эффективный» («полезный») объем водосборной площади, Алтайский край.

FACTORS OF VARIABILITY OF LEVEL REGIME OF SMALL DRAINLESS FRESHWATER LAKES OF ALTAI KRAI IN SPRING

I.A. Sutorikhin^{1,2}, N.F. Kharlamova²

¹ *Institute of Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

² *Altai State University, Barnaul, Russia*

e-mail: sia@iwep.ru

Abstract. The results of the complex analysis of monitoring data on the hydrological state of a small drainless Lake Krasilovskoye, Altai Krai, and meteorological conditions during the autumn-spring periods are presented. The air thermal regime during the cold period and the thickness of the snow cover determine the state and depth of soil freezing and, consequently, the variability of the so-called "effective" ("useful") size of the catchment area, from which the surface and underground run-off of meltwater discharges forming the spring water level regime.

Keywords: level regime of lakes, the "effective" ("useful") size of the catchment area, Altai Krai.

Одной из актуальных проблем гидрологии является проблема устойчивого использования водных ресурсов, особенно, в условиях наблюдаемых изменений климата [1]. Значительная часть современных исследований по данной тематике, обусловленная проблемой дефицита пресной воды, повторяемостью и масштабами опасных гидрологических явлений, посвящена оценкам изменчивости речного стока. Между тем, определенные объемы пресной воды содержатся в озёрах, не только наиболее крупных (Байкал и др.), но и значительно меньшего масштаба. Например, на территории Алтайского края находится более 11000 озер, большая часть которых имеет площадь не более 1 км² [2]. Эти водные объекты широко используются в хозяйственных и рекреационных целях. Особенно следует выделить их водные и биологические ресурсы. Исследование процесса формирования уровенного режима подобных озерных систем, прогноз его

краткосрочной (сезонной и межгодовой) и долговременной изменчивости является важной задачей в процессе управления режимом водопользования.

Уровень воды в озерах не только фиксирует водные ресурсы, но и является интегральным показателем увлажненности территорий или интегральным показателем изменений климата [3, 4, 5 и др.]. Поскольку уровень режим озер формируется под воздействием как активных (климатических), так и адаптивных (подстилающая поверхность) факторов, актуальным является так же изучение морфометрических особенностей озер и их бассейнов.

Одним из наблюдаемых последствий изменчивости современного климата Западной Сибири является снижение водности озер, расположенных на ее территории, в первую очередь, бессточных озер лесостепной и степной зон Ишимской, Барабинской и Кулундинской равнин, интенсивно используемых в сельскохозяйственном производстве [6]. Успешное решение многих гидрологических задач требует разработки новых аппаратных и методических средств исследования условий формирования объема воды, расчетных и прогнозных схем. Создание непрерывного ряда данных, отражающих состояние водосборов водных объектов, позволяет выявить факторы, определяющие изменения водного режима озер, повысить точность расчетов и качество прогнозов. Современная теория и практика гидрологических прогнозов располагает обширным арсеналом средств, необходимых для разработки методик краткосрочного и долгосрочного статистического оценивания изменения уровня воды в водоемах в различных природных условиях. Тем не менее, требуется продолжение подобных исследований, особенно в отношении мелких и средних бессточных озер внутриконтинентальной территории России. Для осуществления комплексного мониторинга состояния атмосферы и водных объектов в ИМКЭС СО РАН (г. Томск) под руководством В.В. Зуева создан автоматизированный многоканальный измерительный комплекс АПИК, позволяющий в автономном режиме получать информацию о метеопараметрах атмосферы, гидрофизических характеристиках озерных и грунтовых вод [7]. Такой комплекс в 2012 г. установлен и успешно

функционирует по настоящее время на водосборной территории и акватории бессточного озера Красиловское Алтайского края, в пределах базы учебных практик Алтайского государственного университета.

Целью осуществляемых работ является исследование многолетней изменчивости уровня режима бессточного озера Красиловское, как аналога бессточных озер внутриконтинентальной лесостепной территории России. Для водосбора бессточного озера Красиловское Алтайского края изучена динамика факторов уровня режима в течение 2014-2017 гг., контрастных по условиям и объемам снегонакопления, термическому режиму воздуха и почвы.

Установлено, что весной 2014 г. значительная скорость подъема уровня озерной воды, несмотря на небольшие снегозапасы после малоснежной зимы (~50 мм), была определена условиями термического режима осенне-зимнего периода и состоянием грунта. Интенсивный ускоренный поверхностный сток талых вод в озеро произошел вследствие образования ледяного «запирающего» слоя в почве до глубины 30 см, препятствовавшего проникновению талых вод в более глубокие слои и развитию грунтового стока [8].

Иная динамика температур грунта в осенне-зимний период 2014-2015 гг. была обусловлена значительным увлажнением почвы перед формированием устойчивого снежного покрова, мощность которого к началу снеготаяния существенно превышала норму (181 мм), поэтому температура верхних слоев грунта в течение всего зимнего сезона оставалась выше 0 °С. Весной 2015 г. в результате высокой степени вертикальной инфильтрации талых вод в почву интенсивность подъема уровня воды в озере оказалась существенно ниже, чем в 2014 г.

Таяние снежного покрова весной 2016 г. происходило при мерзлом состоянии почвы, способствовавшем стоку талых вод с водосбора без существенных потерь на инфильтрацию благодаря «запирающему» мерзлому горизонту, и, соответственно, резкое повышение уровня воды. Непромерзшая в холодный период 2016-2017 гг. почва способствовала постоянной инфильтрации вод и малой величине весеннего стока, несмотря на

значительную мощность снежного покрова.

Исследование контрастных условий формирования весеннего поверхностного стока показали существенную роль условий термического режима и глубины промерзания грунта в течение осенне-зимнего периода и периода снеготаяния. Состояние грунта на водосборном бассейне в течение холодного периода является одним из основных факторов, определяющих величину талого стока в водоем.

Таким образом, в бассейнах бессточных озер особенности гидроклиматических условий воздуха и почвы в течение холодного периода определяют изменчивость так называемого «эффективного» («полезного») объема водосборной площади, из которого впоследствии осуществляется поверхностный и подземный сток талых вод, формирующих максимальный уровень весеннего наполнения озера. Подобный анализ динамики факторов, под воздействием которых формируется процесс поступления воды в период весеннего снеготаяния, дает возможность повысить точность прогноза водности бессточных озер в регионах с недостаточным увлажнением или долговременным трендом снижения влагообеспеченности.

Литература

1. Болгов М.В. Экстремальные уровни озера Ханка: природные вариации или антропогенное воздействие? // Вестник ОНЗ РАН. – 2016. – Т. 8. – 14 с.
2. Поползин А.Г. Озера Обь-Иртышского бассейна (Зональная комплексная характеристика). – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – 350 с.
3. Шнитников А.В. Внутривековые колебания уровня степных озер Западной Сибири и Северного Казахстана и их зависимость от климата // Тр. лаб. озероведения. – М., 1950. – Т.1. – С. 28-129.
4. Адаменко В.Н. Климат и озера. – Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.
5. Догановский А.М. Уровенный режим озер – показатель климатических и экологических изменений // Общество, среда, развитие. – 2007. – №1. – С. 103-110.
6. Харламова Н.Ф. Оценка и прогноз современных изменений климата Алтайского региона: монография. – Барнаул, 2013. – 156 с.
7. Зуев В.В., Суторихин И.А., Шелехов А.П., Кураков С.А., Залаева У.И. Измерительный комплекс для регистрации параметров окружающей среды на водном объекте // Ползуновский вестник. – 2014. – №2. – С. 188-190.
8. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Кураков С.А., Суторихин И.А., Харламова Н.Ф. Динамика весеннего подъема уровня бессточных озер (на примере озера Красиловское Алтайского края) // География и природные ресурсы. – 2016. – №4. – С. 126-134.

ОЦЕНКА ОБЪЕМОВ СТОКА ПЕРИОДА ПОЛОВОДЬЯ ПО ЕЖЕГОДНЫМ СНЕГОЗАПАСАМ НА УЧАСТКАХ ВОДОСБОРА РЕКИ ЧАРЫШ

Филимонов В.Ю., Балдаков Н.А., Кудишин А.В., Ловцкая О.В.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

e-mail: vyfilimonov@rambler.ru

Аннотация. Проведено исследование корреляционных связей объема стока р. Чарыш за период снеготаяния и соответствующих снегозапасов по данным многолетних наблюдений. Установлено, что зависимость величины коэффициента корреляции от временного интервала интегрирования характеризуется наличием двух пиков, первый из которых определяет окончание процесса снеготаяния на равнинной части водосбора, второй – на его горной части.

Ключевые слова: снегозапасы, стока за период снеготаяния, корреляционные связи, река Чарыш.

ESTIMATION OF RUNOFF VOLUME IN HIGH WATER PERIOD BY ANNUAL SNOW RESERVES ON SECTIONS OF CHARYSH RIVER CATCHMENT

Filimonov V. Yu., Baldakov N. A. Kudishin A. V., Lovtskaya O. V.

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia

e-mail: vyfilimonov@rambler.ru

Abstract. The study of correlation of the volume of meltwater flowing into the Charysh river in the period of snow melting as well as the snow reserves according to the data from the long-term observations was carried out. It was found that the dependence of the correlation coefficient on the observation time interval is characterized by two peaks, the first of which defines the end of snow melting on the plain part of the catchment, and the second one – on its mountainous part. It appeared that the correlation coefficient also depends on the relative position of gauging stations and weather stations. To obtain the most accurate forecast, a series of recommendations on the selection of optimal “gauging station – weather station” pair was developed.

Key words: snow reserves, snowmelt, correlation, the Charysh river.

Введение

В лесной и лесостепной зонах Западной Сибири снегозапасы обуславливают формирование объема весеннего половодья, в котором около 70% составляют талые воды [1]. Объем талых вод является основным фактором водного питания и формирования гидрологического режима рассматриваемого района. Определение снегозапасов на больших площадях водосборов (10 – 100 тыс.км²) связано с большими техническими трудностями [3; 5]. В связи с этим возникает вопрос о возможности корреляции снегозапасов, определенных на локальных участках водосборов, с интегральным объемом стока реки от истока до точки (створа) наблюдения [2]. Для корректной оценки объемов стока за определенный период необходимо проанализировать данные многолетних наблюдений как по расходам, так и по снегозапасам в непосредственной близости от гидропостов. При наличии нескольких метеостанций (ГМС) и гидропостов

(г/п) целесообразно выбрать оптимальную пару гидропост – метеостанция, которая отличается максимально тесной корреляционной связью, с целью получения наиболее точного прогноза объема стока за период активного снеготаяния.

1. Цель исследования

Целью исследования являлось изучение корреляций между величиной снегозапасов и объемом стока на участке водосбора между г/п с. Белоглазово и г/п свх. Чарышский, расстояние между которыми вдоль русла составляет около 90 км (рис. 1). Расстояние от г/п с.Белоглазово до истока составляет 366 км, до устья 181 км, от г/п свх. Чарышский, соответственно, 465 км и 82 км. За величину снегозапаса на начало снеготаяния принималось его максимальное значение за март месяц, вычисленное по данным маршрутных снегомерных съемок на м/с Усть-Калманка, Алейск, Краснощеково, приблизительно равноудаленных от с. Белоглазово (Усть-Калманка – 51 км, Краснощеково – 53,7 км, Алейск – 46 км).

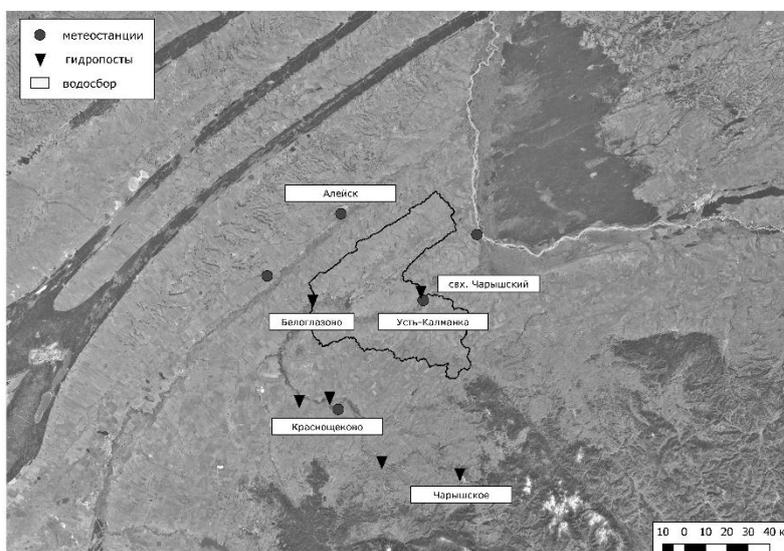


Рис.1 – Исследуемый участок водосбора р. Чарыш

2. Анализ корреляционных связей

На первом этапе исследования проводился анализ данных: объем стока, объемные расходы – Белоглазово, снегозапасы – Усть-Калманка. На рисунке 2 приведен характерный гидрограф и соответствующая кривая объемов за период наблюдения. Кривая объемов получена численным интегрированием

гидрографа по времени. В период снеготаяния среднесуточный расход более чем в семь раз превосходит среднее многолетнее значение ($192 \text{ м}^3/\text{с}$). Соответствующий максимуму гидрографа объем стока, прошедший через створ г/п, составляет около $2,5 \text{ км}^3$. Полный объем составляет около $4,5 \text{ км}^3$. Для изучения корреляционной связи между снеготаянием и объемом стока строились зависимости для разных временных интервалов интегрирования.

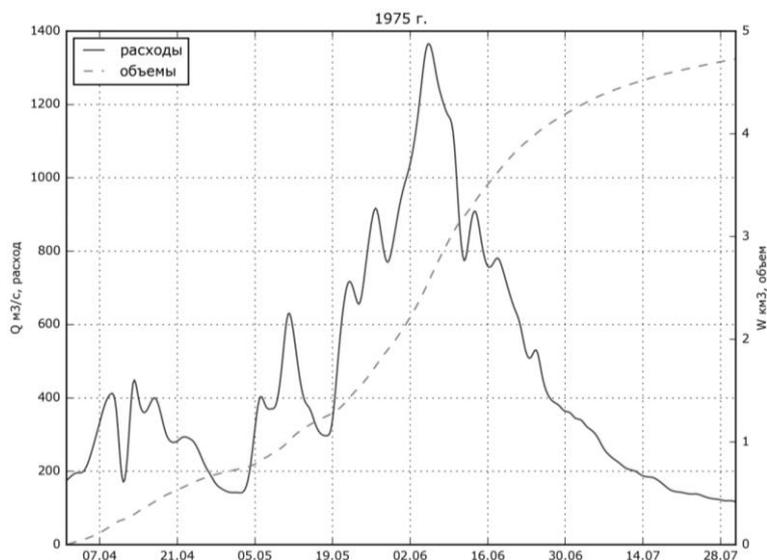


Рис.2. Характерный гидрограф и кривая объема стока по данным 1975 г для р. Чарыш за период интегрирования

На рис.3 зависимости представлены для четырех интервалов интегрирования от 01.04. для каждого года. Как видно на графике, теснота корреляционной связи зависит от интервалов интегрирования, при этом величина коэффициента корреляции меняется немонотонно. Максимальное значение коэффициента корреляции соответствует интервалу интегрирования $t = 54$ сут. с момента начала процесса снеготаяния. Далее происходит его снижение вплоть до окончания сезонного периода наблюдения $t = 121$ сут. Очевидно, максимально тесная корреляционная связь должна определять некоторый характерный период процесса снеготаяния.

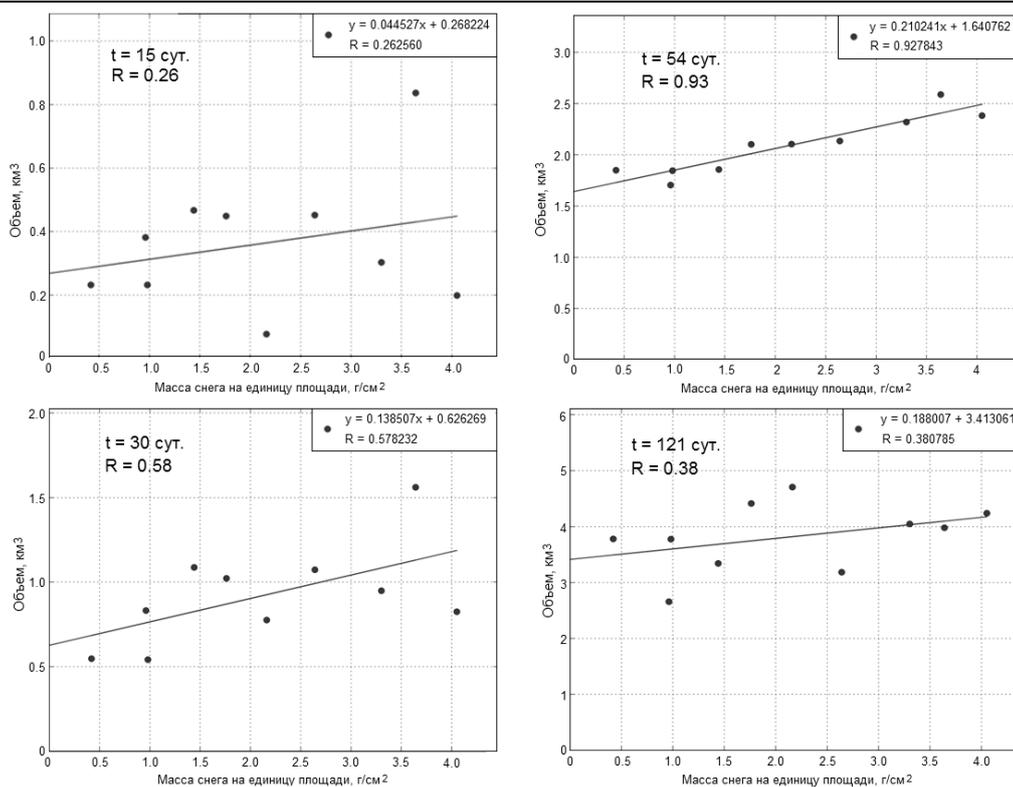


Рис.3 – Графики корреляционной связи между объемом стока через створ г/п с. Белоглазово за разный период интегрирования (от 01.04) и снегозапасами по данным ГМС Усть-Калманка

3. Эволюция корреляционных связей

На рис. 4 представлена зависимость коэффициента корреляции от интервала интегрирования. За период интегрирования до 27 сут. от первого апреля наблюдается быстрый рост коэффициента корреляции, затем его незначительное снижение. Далее коэффициент вновь возрастает, достигая максимального значения $R \approx 0,93$ для временного интервала $t = 54$ сут. На графике имеются два отчетливо наблюдаемых максимума. Для объяснения полученной (двухмодальной) зависимости можно предположить, что первый пик коэффициента корреляции, соответствующий интервалу $t = 29$ сут., определяет окончание периода снеготаяния на равнинной части водосбора. Второй пик ($t = 54$ сут.) определяет окончание периода снеготаяния в горной части.

Дальнейшее монотонное снижение коэффициента корреляции определяется тем, что при интервалах интегрирования $t > 54$ сут. изменение объема стока не связано с процессом снеготаяния. Как видно на рисунке, значение коэффициента корреляции, соответствующее первому пику

($R \approx 0,59$), меньше его значения для второго пика ($R \approx 0,93$). Это можно объяснить тем, что особенности процессов снеготаяния на равнине определяются целым рядом распределенных факторов, к которым следует отнести неравномерность распределения снежного покрова (например, за счет ветрового переноса), сезонную изменчивость составляющей грунтовых вод в общем объеме талых вод, возможной нерепрезентативностью снегомерных маршрутов и т.д. [1, 4]. В случае второй волны половодья, обусловленной снеготаянием в горной части водосбора, объем талых вод определяется преимущественно снегозапасами в этой части, и в меньшей степени зависит от вышеуказанных (распределенных по большой площади водосбора) факторов влияния на равнине, поскольку снеготаяние на равнине практически завершилось.

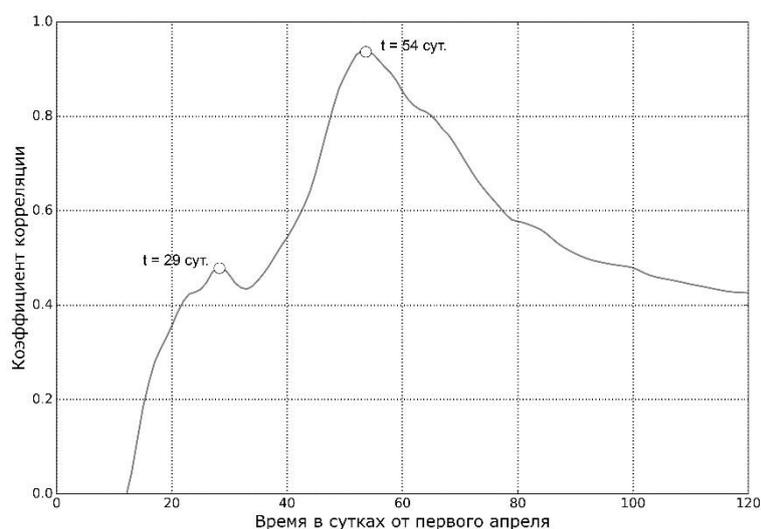


Рис.4 – Зависимость коэффициента корреляции от времени наблюдения

Для подтверждения высказанных предположений был проведен расчет эволюции корреляционных связей для трех метеостанций: Алейск, Усть-Калманка, Краснощеково по данным г/п Белоглазово. Соответствующие зависимости представлены на рис.5. Полученные зависимости качественно соответствует кривой, представленной на рис.4. Для характерных точек значения коэффициентов корреляции близки, при этом моменты времени достижения максимумов отличаются незначительно.

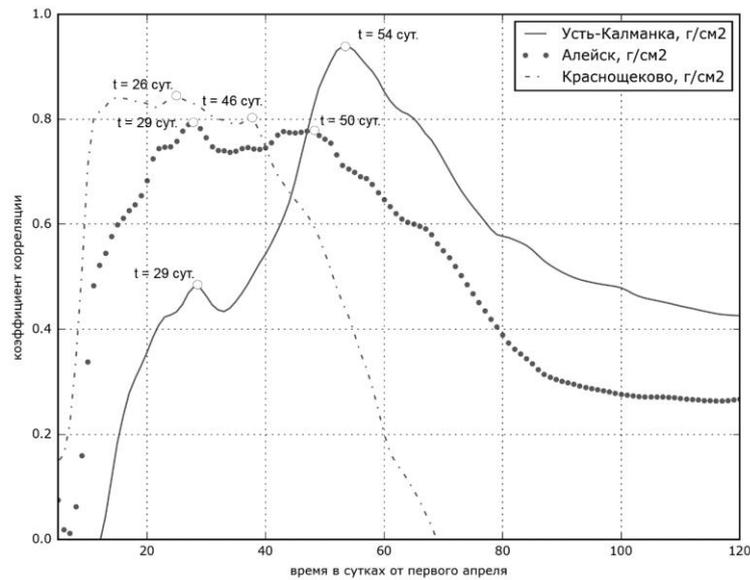


Рис.5 – Зависимости коэффициента корреляции от интервала интегрирования по данным трех метеостанций (г/п с. Белоглазово)

Следует заметить, что коэффициенты корреляции, соответствующие первому пику, для метеостанций Алейск, Краснощеково близки ($R \approx 0,76$, $R \approx 0,78$ соответственно) и превосходят соответствующий коэффициент для ГМС Усть-Калманка. На рис.6 представлены зависимости коэффициента корреляции от интервала интегрирования для г/п свх.Чарышский.

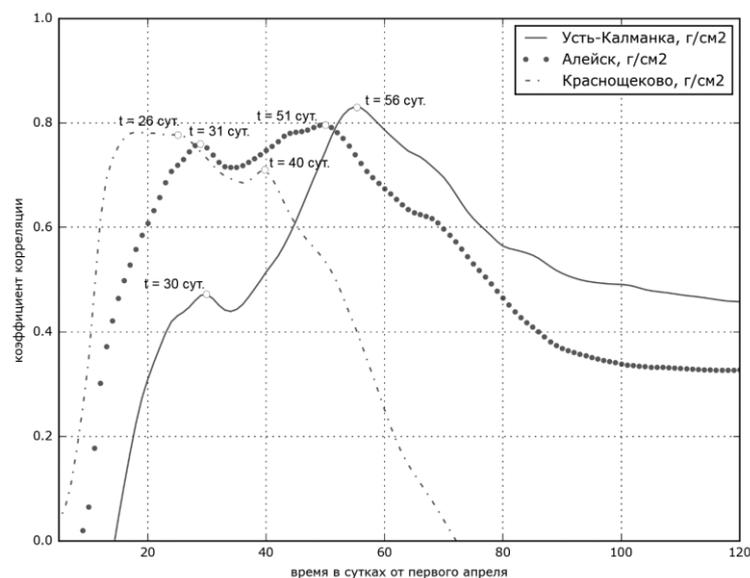


Рис.6 – Зависимости коэффициента корреляции от интервала интегрирования по данным трех метеостанций (г/п свх.Чарышский)

Из графика видно, что изменение гидропоста привело к значительной трансформации корреляционных зависимостей. Можно констатировать, что значения коэффициента корреляции существенно снизились для метеостанции с. Усть-Калманка, и они являются нерепрезентативными для

первого периода снеготаяния. В свою очередь, для метеостанции с. Краснощеково коэффициент корреляции для первого периода остался на прежнем уровне и незначительно снизился для второго периода. Для метеостанции Алейск значительных изменений не наблюдается.

Из проведенных исследований можно сделать вывод, что максимальные значения коэффициентов корреляции зависят от взаимного расположения гидропостов и метеостанций на равнинной части водосбора, и для прогноза объема стока необходим выборочный подход. Оптимальным сочетанием гидропост – метеостанция является с. Белоглазово (или свх. Чарышский) и Алейск соответственно. В этом случае, коэффициенты корреляции составляют $R \approx 0,8$ для первой и второй волны половодья, соответствующие времена снеготаяния: $t \approx 28$ сут. и $t \approx 50$ сут. Однако, при рассмотрении второй волны снеготаяния на горном участке, наибольшее значение коэффициента корреляции соответствует $R \approx 0,93$ для сочетания: г/п Белоглазово – м/с Усть-Калманка. Поэтому для прогноза второй волны правильнее использовать это сочетание.

Выводы

Анализ корреляционных связей величин снегозапасов и соответствующих объемов стока в период снеготаяния на р. Чарыш (Алтайский край) позволил установить, что коэффициент корреляции зависит от интервала интегрирования. Использовались данные по расходам и величинам снегозапасов за период 1977-1987 гг. с 01.04 по 01.08 каждого года. Выяснено, что зависимость коэффициента корреляции от интервала интегрирования имеет два характерных пика, первый из которых (более ранний) соответствует окончанию процесса снеготаяния на равнинной части водосбора, второй определяет окончание процесса снеготаяния на горной части водосбора, в верховье бассейна, что обусловлено особенностями рельефа водосбора. Установлено, что коэффициент корреляции зависит от местоположения гидропоста по отношению к метеостанции и от его удаленности от истока. Исходя из полученных результатов, определены

Гидрологические, гидрофизические, экологические и биогеохимические процессы в водных объектах и на водосборах Сибири и их математическое моделирование

оптимальные сочетания гидропост – метеостанция для наиболее точного прогнозирования объема талых вод в период снеготаяния.

Предложенный метод позволяет как прогнозировать объем стока за период активного снеготаяния по известным величинам снегозапасов, так и оценивать точность разрабатываемых дифференциальных моделей формирования талого стока на частных водосборах.

Литература

1. Вершинина И.П., Игловская Н.В. Оценка снегозапасов в горах юго-востока Западной Сибири // Вестник Том. гос. ун-та. – 2010. – №336. – С.184-186.
2. Галахов В.П. Оценка объема стока периода половодья в бассейне Томи по ежегодным снегозапасам // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2009. – Т.17. – №12. – С.292-295.
3. Игловская Н.В., Нарожный Ю.К. Определение снегозапасов Алтая с использованием спутниковой информации // Вестник Том. гос. ун-та. – 2010. – №334. – С.160-165.
4. Кучмент Л.С. Речной сток. – М.: Изд-во РАН, 2008. – 394 с.
5. Ревякин В.С., Барахтин В.Н., Виноградов В.А. и др. Снежный покров Горного Алтая. // Материалы гляциологических исследований. – М., 1974. – Вып. 23. – С.160-168.

ЛЕДОВО-ТЕРМИЧЕСКИЙ И ВОДНЫЙ РЕЖИМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ В 1950-2016 ГГ. И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В XXI ВЕКЕ

Шимараев М.Н., Синюкович В.Н., Сизова Л.Н., Троицкая Е.С., Куимова Л.Н.

Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: shimarae@lin.irk.ru

Аннотация. На основе анализа многолетних наблюдений был получен вывод о том, что начавшееся со второй половины XIX столетия потепление в регионе Байкала проявляется и в настоящее время. Определены многолетние тренды сроков ледовых явлений, температуры поверхности воды, суммарного речного притока в Байкал. Показано, что основной причиной квазициклического характера изменения этих характеристик являются колебания активности атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: озеро Байкал, ледовый режим, температура воды, суммарный речной приток, индексы атмосферной циркуляции, тренд и внутривековые колебания

ICE-THERMAL AND WATER REGIMES OF LAKE BAIKAL IN 1950-2016 AND THEIR POSSIBLE CHANGES IN XXI CENTURY

Shimaraev M. N., Sinyukovich, V. N., Sizova L. N., Troitskaya E. S., Kuimova L. N.

Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

e-mail: shimarae@lin.irk.ru

Abstract. Based on the analysis of long-term observations, it was found out that the warming in the Lake Baikal region, which began in the second half of the XIX century, occurs nowadays as well. The long-term trends of ice events, water temperature and total river inflow into the lake were determined. It is shown that the main cause of the quasi-cyclic changes of these characteristics are variations in atmospheric circulation.

Keywords: Lake Baikal, ice regime, water temperature, total river inflow, atmospheric circulation indices, trend and medium-term variations

Байкал содержит 20 % мировых запасов пресной питьевой воды. Их охрана и рациональное использование является одной из стратегических задач страны. Для этого необходимо знать и понимать процессы, протекающие в озере, которые обеспечивают качество воды. В связи с этим, целью нашей работы является изучение отклика ледово-термического и водного режимов озера Байкал на климатические изменения в Северном полушарии в последние десятилетия.

В работе был использован обширный материал наблюдений за метеорологическими характеристиками в районе озера Байкал, полученный на 16 гидрометеорологических станциях. Кроме того, были использованы данные о температуре в водной толще отдельных котловин озера, полученные во время кругобайкальских экспедиций на НИС. С 1972 по 1993 гг. измерения в слое от поверхности до дна проводились в марте, июне, июле, сентябре, ноябре и декабре. Измерения в марте были ежегодными лишь в Южном Байкале. В Северном Байкале они выполнялись в 1972-1983

гг., а в Среднем Байкале, из-за сложных ледовых условий, только в 1972 г. Температура воды измерялась ртутными опрокидывающимися термометрами через 5-50 м до горизонта 300 м и глубже через 100 м с точностью $\pm 0,02$ °С. В 1995-2015 гг. ежегодно (кроме 1996 г.) проводились одна-две съемки в июне-сентябре с регистрацией температуры (точность $\pm 0,002$ °С, разрешение 0,0001 °С) и глубины ($\pm 30-60$ см) зондом SBE-25. Полученные в 1972-1992 и 1995-2015 гг. материалы из-за различий в точности и дискретности измерений рассматривались как два отдельных ряда.

Величины годового суммарного речного притока в оз. Байкал и рек Селенга (пункт измерений рзд. Мостовой), Баргузин (с. Баргузин), Верхняя Ангара (с. Верхняя Заимка) приняты по данным за 1901-2015 гг. и 1933-2015 гг. Приток в оз. Байкал формируется в результате впадения в него больших и малых рек, вклад которых в процентном соотношении составляет: р. Селенга – 48,5 %, р. Верхняя Ангара – 14,3 %, р. Баргузин – 7,5 %, сток рек южного побережья – 11,2 %, западного побережья – 8 %, и остальных рек – 10,5 % [1].

Индекс NAO (Североатлантическое колебание), рассчитанное для периода 1950-2015 гг. в Центре прогнозирования климата США (NOAA), получено путем разложения по естественным ортогональным функциям колебаний поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа для внетропической зоны Северного полушария. Индекс NAO, а также ряд других типов циркуляции (АО – арктическое колебание и др.) характеризуют активность западного переноса. Его блокировка и ослабление переноса связаны развитием Сибирского максимума высокого давления и давления в районе Скандинавии. Индекс Сибирского максимума высокого давления Sh был получен нами для периода 1950-2015 гг. путем осреднения и стандартизации доступных данных по приземному давлению в период с декабря по февраль для территории 40-65 ° с.ш., 80-120 ° в.д. (станции Туруханск, Ербогачен, Енисейск, Минусинск, Киренск, Иркутск, Чита).

Показана связь долгопериодных (внутривековых) колебаний температуры поверхности воды Байкала летом с активностью NAO в зимние

месяцы с середины XX века, влияющая на зимнюю температуру воздуха, толщину льда и, как следствие, на сроки вскрытия озера ото льда и начало активного прогрева воды весной. Это влияние особенно заметно с начала 1970 гг. благодаря возрастанию активности НАО при одновременном ослаблении Сибирского максимума высокого давления (Sh). Такое сочетание циркуляционных процессов привело к значительному потеплению зимой, сокращению продолжительности ледостава. Летом происходил рост температуры поверхности воды, достигнувшей к середине 1990 годов наибольших значений за XX столетие. Последующие 1996 – 2011-2012 гг. приходились на фазу понижения активности НАО с возрастанием суровости зим и ослаблением прогрева озера. Тем не менее, значения температуры в эти годы оставались заметно выше, чем в предшествующие фазы понижения. После 2011-2012 гг. на большей части акватории Байкала температура воды летом стала снова возрастать. В изменении суммарного поверхностного притока в Байкал хорошо выделяются циклы длительностью 10-35 лет, связь которых с циклами циркуляции имеет сложный характер, но с 1996 г. приток, в основном, был ниже нормы.

Возможные изменения гидрологических условий озера в XXI столетии тесно связаны с глобальными изменениями климата. Исследования ледового режима озер и рек в северном полушарии [7] показывают, что потепление имело место в последние 150 лет (или даже 450 лет согласно наблюдениям на оз. Сува в Японии). Эта тенденция, связанная с влиянием естественных факторов, вероятно, сохранится и в XXI веке. Влияние естественных факторов и увеличения концентрации антропогенных газов в атмосфере учтены в оценке недавних и предстоящих климатических тенденций. Численное моделирование глобального климатического развития в XXI веке показывает, что повышение глобальной температуры воздуха по сравнению с доиндустриальным периодом (начало XX века), может достигнуть 2 °С к 2025 и 4 °С к 2100 г. [4, 5]. Однако фактический рост температуры воздуха

может составить только половину этих значений из-за увеличения облачности, повышающей отражение солнечной радиации [5].

Примем за основу эти ориентировочные оценки, а также соотношения между ростом региональной (озеро Байкал) и глобальной температуры воздуха (2:1) и изменением длительности ледостава в зависимости от температуры (15 дней на 1 °С) в XX веке. В этом случае годовая температура воздуха на Байкале повысится от 1900 к 2025 г на 2 °С, к 2100 – на 4 °С. Продолжительность ледостава сократится соответственно на 1 и 2 месяца и к концу столетия составит в Южном и Среднем Байкале 56-60, а в Северном – 76 дней. Так как межгодовые колебания длительности ледостава превышают 40-50 дней в 10 % случаев, можно ожидать в конце XXI столетия появления зим с кратковременным или неустойчивым ледоставом. Такие же оценки получаются и при использовании осредненного (по величинам приращения температуры воздуха) сценария изменения климата от 2000 к 2100 г. Согласно палеоклиматическим данным и расчетам на модели общей циркуляции атмосферы, двойное увеличение концентрации CO₂ в атмосфере может привести к увеличению атмосферных осадков на широте Байкала в северном полушарии на 5-10 % [4]. Величина приращения притока, наиболее вероятно, останется в тех же пределах (5-10 %).

Возможные изменения температурного режима озера оценены с использованием количественных соотношений между годовыми значениями температуры воздуха, поверхности воды и слоя 0-200 м в период потепления в 1970-1995 гг. Можно ожидать, что при повышении температуры воздуха на 2 и 4 °С температура поверхности воды летом возрастет на 1,3 и 2,7 °С, в слое 0-100 м на 0,8-1,7 °С, слое 100-200 м на 0,2-0,5 °С, соответственно. Незначительно (на 0,05-0,1 °С) повысится средняя в июне-декабре температура слоя 0-300 м. Период с прямой стратификацией температуры возрастет на 9-19 суток за счет более раннего весной и позднего осенью перехода температуры поверхности воды через 4 °С. Соответственно сдвинутся сроки развития свободной температурной конвекции весной и

осенью (периоды гомотермии). При этом будет наблюдаться сокращение периода прямой температурной стратификации и увеличение продолжительности периода с обратной стратификацией температуры воды. Эти изменения, однако, не могут повлиять на условия обновления глубинных вод, которые будут сохраняться, обеспечивая ежегодно приток биогенных элементов из глубинных в трофогенный слой и аэрацию глубоких слоев воды в Байкале.

Повышение температуры верхних слоев воды и возрастание периода с прямой температурной стратификацией наряду с сокращением ледового периода отразились на биологических процессах в трофогенном слое. В Южном Байкале у пос. Большие Коты в последней четверти XX столетия зафиксирован значительный рост содержания хлорофилла «а» и первичной продукции, одновременно изменялась структура сообщества зоопланктона с уменьшением численности copepods and rotifers и возрастанием численности cladocerans [3, 6]. Аналогичные изменения в составе зоопланктона происходили в разных котловинах Байкала в 1961-1995 гг. [1]. Все отмеченные изменения могут иметь важное значение для динамики пищевой цепи и круговорота биогенных элементов и отражаться на содержании биогенных элементов в водной толще Байкала.

Влияние процессов атмосферной циркуляции на динамику притока воды в Байкал в 1970-2015 гг. проявляется в согласованном изменении среднегодовых значений индекса NAO, характеризующего активность зональной циркуляции, годовой суммы атмосферных осадков и суммарного притока в Байкал.

Исследование проводится в рамках гос. темы № 01201353446 «Изменение абиотических и биотических характеристик экосистемы озера Байкал под влиянием природных и антропогенных факторов» и при финансовой поддержке грантов ERA.NET RUS Plus S&T #226 “ERALECC” и РФФИ № 16-55-76025 ЭРА_а «Евразийские озёра в экстремальных климатических условиях».

Литература

1. Афанасьев А.Н. Водный баланс оз. Байкал / Отв. ред. Г.И. Галазий. // В кн.: Исследование гидрологического режима Байкала. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 155-243.
2. Афанасьева Э.Л., Шимараев М.Н. Многолетние изменения зоопланктона пелагиали озера Байкал в период глобального потепления. / Ред. А.Ф. Алимов, В.В. Бульон // В кн: Состояние и проблемы продукционной гидробиологии. – М.: «Товарищество научных изданий КМК», 2006. – С. 253-265.
3. Измestьева Л.Р., Павлов Б.К., Шимараева С.В. Современное состояние экосистемы озера Байкал и тенденции его изменения. // Тезисы докладов VIII съезда гидробиол. о-ва РАН. Калининград. – Т. 1. – С. 12-14.
4. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. – СПб.: «Наука: С.-Петербург. отд-ние», 1992. – 356 с.
5. Костина Е.Е. Глобальное изменение климата и его возможные последствия: Обзор. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 102 с.
6. Hampton S.E., L.R. Izmest'eva, M.V. Moore, S.L. Katz, B. Dennis and E.A. Silov Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake – Lake Baikal, Siberia // *Global Change Biology*. – 2008. – Vol. 14, Issue 8. – P. 1703-1958. – DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01616.x
7. Magnusson J.J., K.E. Webster, R.A. Assel, C.J. Bowser, P.J. Dillon, J.G. Eaton, H.E. Evans, E.J. Fee, R.I. Hall, L.R. Mortsch, D.W. Schindler and F.H. Quinn Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. // *Science*. – 2000. – Vol. 289. – P. 1743-1746.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД НА СОСТОЯНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА В ЕВРАЗИЙСКОМ БАССЕЙНЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Якшина Д.Ф.^{1,2}, Голубева Е.Н.^{1,2}

¹ *Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

² *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия*

e-mail: iakshina.dina@gmail.com

Аннотация. Проведено численное моделирование динамики вод и морского льда Северного Ледовитого океана для выявления физических механизмов, определяющих изменчивость состояния ледового покрова. Для исследования использовалась совместная региональная численная модель океан-лёд Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, разработанная в ИВМиМГ СО РАН. В процессе исследования анализировались тепловые потоки на ледовой границе со стороны океана и со стороны атмосферы, были рассчитаны коэффициенты корреляции этих потоков с объемом льда в регионе. Полученные результаты свидетельствуют о существенном влиянии на арктический лед тепла, поступающего от океана вдоль траектории прохождения теплых атлантических вод.

Ключевые слова: численное моделирование, арктический лед, изменение климата, атлантические воды, тепловые потоки

STUDY THE INFLUENCE OF THE ATLANTIC WATER ON ICE COVER IN EURASIAN BASIN OF THE ARCTIC OCEAN USING NUMERICAL MODELLING

Iakshina D.F.^{1,2}, Golubeva E.N.^{1,2}

¹ *Institute of computational mathematics and mathematical geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

² *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

e-mail: iakshina.dina@gmail.com

Abstract. We carried out the numerical modeling of the Arctic Ocean to study physical mechanisms to determine the variability of the ice cover. A coupled “ocean-ice” regional Arctic and North Atlantic numerical model developed in ICMMG SB RAS was used. In the study, we analyzed the heat fluxes coming to the ice boundary from the ocean and atmosphere. Besides the correlation coefficients between these fluxes and ice volume in the region were calculated. The results obtained show the significant influence of heat, coming from the ocean along the warm Atlantic water pathway, on the Arctic ice.

Keywords: numerical modeling, Arctic ice, climate change, Atlantic water, heat fluxes

Введение

В климатических изменениях, происходящих на планете в последние несколько десятилетий, особое место занимает Арктика, так как изменения выражены здесь наиболее сильно. В последнее десятилетие было достигнуто два рекорда абсолютного минимума площади арктического льда. По данным Национального центра снега и льда (National Snow and Ice Data Center, NSIDC, <http://nsidc.org>) в 2007 году минимальная площадь льда составила - 4,154 млн. км (18 сентября), в 2012 - 3,387 млн. км (17 сентября), 2016 - 4,137 млн. км.

Выделяют несколько причин, вызывающих напрямую или косвенно сокращение ледового покрова. В первую очередь это, конечно, тепловое воздействие со стороны атмосферы, температура которой последние десятилетия показывает устойчивый тренд на повышение. Усиление ветровой циркуляции в меридиональном направлении способствует выносу льда за пределы СЛО и, следовательно, уменьшению общей площади ледового покрова. Также нельзя не учитывать влияние со стороны океана. В работе [1] отмечается связь траектории распространения тихоокеанских и атлантических вод с регионами, свободными ото льда. В данном исследовании было проведено изучение изменчивости ледового покрова в СЛО, а также факторов, оказывающих влияние на эту изменчивость.

Численная модель и постановка эксперимента

Для исследования использовалась совместная региональная численная модель океан-лёд Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана, разработанная в ИВМиМГ СО РАН включающая в себя океаническую часть [2] и ледовую модель CICE 3.14 (<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE>). Численные эксперименты проводились на модельный период 1948-2012 с использованием данных реанализа атмосферы NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). В качестве начального состояния было использовано зимнее распределение массива климатических данных РНС. Массив РНС является комбинацией данных С. Левитуса и ряда океанографических данных, собранных в результате сенсорных исследований Арктики и прилегающих районов, и представляет собой ежемесячное трехмерное распределение температуры и солености в слое до 1 км глубины, а также сезонные (зима и лето) и среднегодовые данные для всего диапазона глубин.

Результаты исследования

Полученный в результате численного моделирования набор среднемесячных характеристик отражает климатическую изменчивость в течение указанного периода, в частности последних десятилетий.

Построенные по результатам численного моделирования графики сплоченности льда для 2010-2012 года выходят за пределы диапазона удвоенного стандартного отклонения для значений 1981-2008, что соответствует данным NSIDC (рис.1).

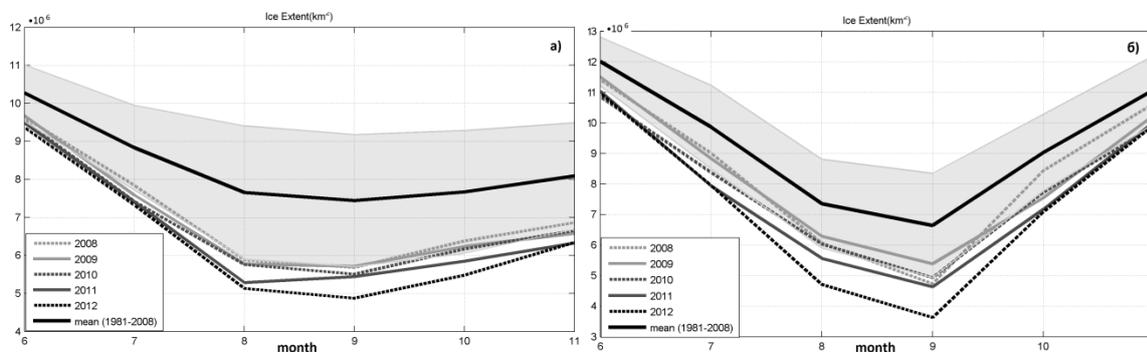


Рис. 1 – График изменений площади льда с июня по октябрь в период с 2008 по 2012, а также среднее значение а) полученные в результате работы численной модели б) по данным NSIDC. Область, выделенная серым цветом, отражает диапазон: среднее ± 2 *стандартное отклонение

Распределение ледового покрова, полученное в модели, также согласуется с данными наблюдений NSIDC (рис.2).

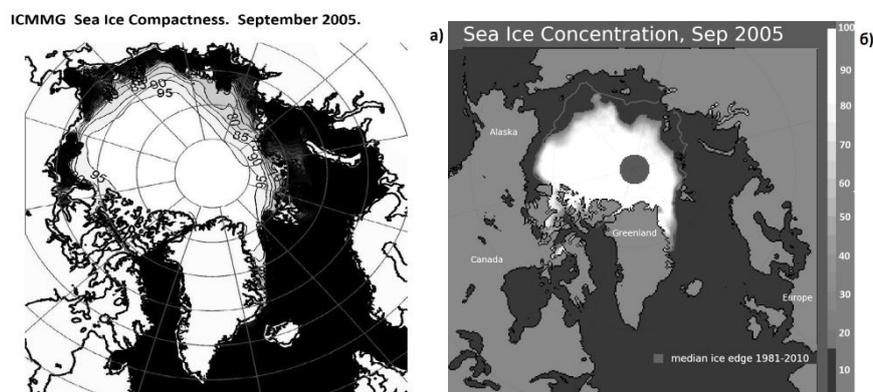


Рис. 2 – Сплоченность льда для сентября 2005 года. а) полученная в результате работы численной модели б) по данным NSIDC

Одной из основных задач являлось исследование влияния атлантических вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, на изменчивость ледового покрова. Теплые промежуточные воды атлантического происхождения являются основным источником тепла в Северном Ледовитом океане. Поступая в СЛО в виде двух ветвей, проходящих через пролив Фрама и Баренцево море, частично перемешиваясь по мере продвижения с холодными арктическими водами, атлантическая вода образует теплый промежуточный слой на глубине 150-900 метров [3].

По результатам модельных расчетов был построен временной ход вертикального распределения температуры, осредненной по регионам пролива Фрама и Баренцева моря.

Похожую картину мы получили в результате численного моделирования (рис.3). В проливе Фрама температура ядра атлантических вод составила 1-4 градуса, в Баренцевом море 3-6, что также соответствует данным наблюдений [4].

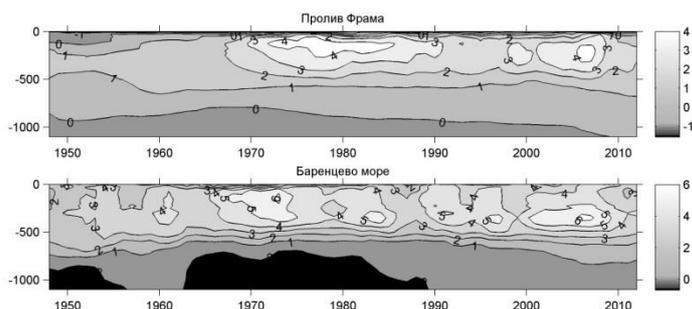


Рис. 3 – Временной ход среднегодового вертикального распределения температуры в проливе Фрама (вверху) и в Баренцевом море (внизу) для периода 1948-2012

В работе [5] приводятся данные о повышении температуры в проливе Фрама для двух периодов: 1998-2000 и 2003-2006, увеличение на протяжении последнего десятилетия составило 1° , что также получено с помощью численного моделирования. В работе [6] отмечено, что в середине 90-х гг. и в 2007 и происходило увеличение температуры на 1 градус, что наблюдается в наших результатах моделирования для баренцевоморской ветви (рис.3).

Известно, что таяние льдов происходит на нижней и верхней границах, и вызвано тепловыми потоками, подходящими ко льду со стороны океана и атмосферы, соответственно. Считается, что тепловые потоки, подходящие от океана к нижней границе ледового покрова и вызывающие таяние льда, обусловлены атлантическими промежуточными водами. Эта гипотеза не была подтверждена данными измерений, она наблюдается лишь в аналитических моделях [7,8].

Величина тепловых потоков, поступающих от океана, рассчитанных на основе численного моделирования, варьируется между регионами, в зависимости от траектории распространения атлантических вод. Для

удобства область СЛО была разделена на 20 регионов (рис. 4), по которым были рассчитаны средние и суммарные величины.

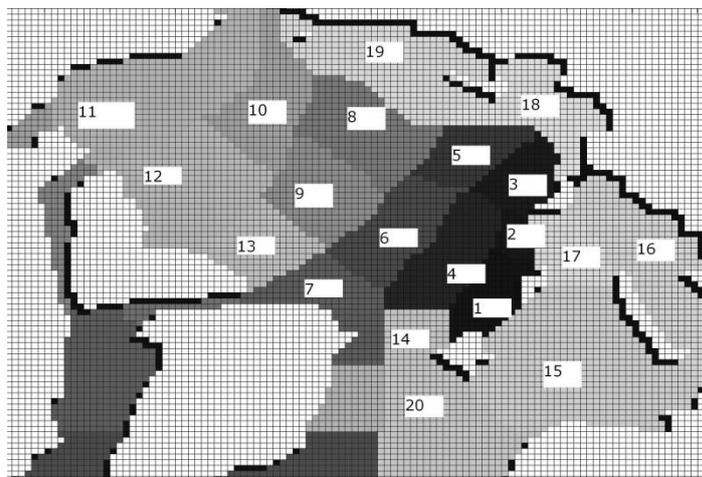


Рис. 4 – 20 регионов, на которые была поделена область СЛО для анализа результатов работы численной модели

Поток тепла на нижней границе льда пропорционален разнице температуры воды верхнего слоя океана и температуры ее точки замерзания и может быть аппроксимирован формулой [9]

$$F_{\text{ocn-ice}} = \rho c_p c_h u_* (T_{\text{frz}} - T_{\text{ocn}})$$

Здесь c_p - удельная теплоемкость морской воды ($=3,99 \cdot 10^3$ (Дж/кг/К)), c_h - коэффициент трансформации тепла, u_* - скорость трения на границе океан-лед, ρ - плотность воды

Для расчета теплового потока, действующего на лёд со стороны атмосферы, были суммированы три составляющих радиационного баланса: поток явного тепла (F_{sens}), поток скрытого тепла (F_{lat}) и поток длинноволнового излучения (F_{lwup}).

$$F_{\text{atm-ice}} = F_{\text{sens}} + F_{\text{lat}} + F_{\text{lwup}}$$

Были построены графики осредненных по каждому из 20 регионов потоков океан-лёд и атмосфера-лед, а также графики изменения объема льда в этих регионах для периода 1967-2012 (рис.5). Информация о коэффициентах корреляции по всем рассматриваемым регионам для потоков атмосфера-лёд и океан-лёд представлена в таблице 1. Корреляция между объемом льда и потоком океан-лёд наиболее высока в регионах 14,2,5,3,

объясняется это тем, что данные регионы расположены вдоль траектории фрамовской ветви поступления атлантических вод в Арктику. Особенно важно влияние океана в 14 регионе, где атлантическая вода имеет более высокую температуру.

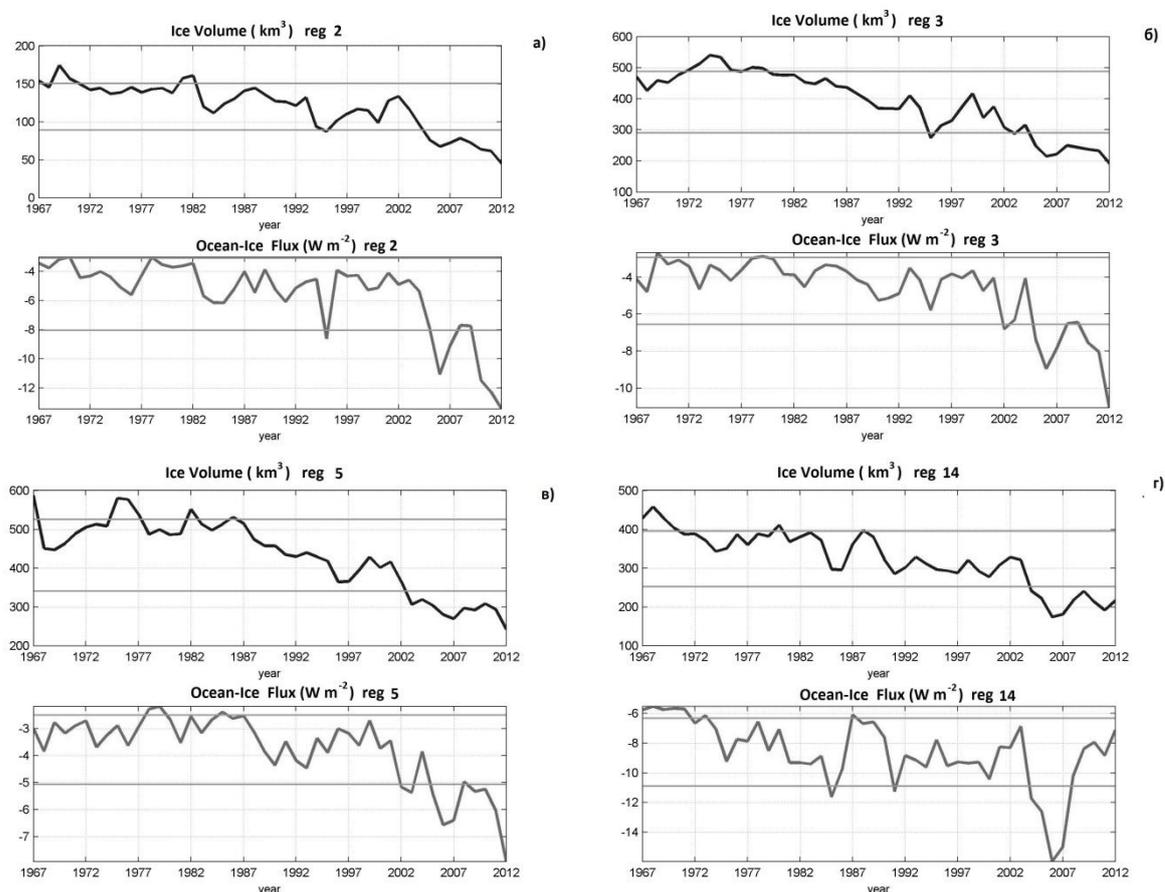


Рис. 5 – Графики объема льда (верхний) и потока океан-лёд (нижний) для регионов а) 2 б) 3, в) 5, г) 14, полученных в результате численного моделирования для периода 1967-2012. Две горизонтальные линии на каждом графике показывают диапазон среднего \pm стандартное отклонение

Коэффициенты корреляции между потоками атмосфера-лёд и объемом льда в основном меньше, но для регионов 16,17 они заметна выше. Эти регионы расположены в зоне Евразийского шельфа (Карское море), здесь влияние океана заметно слабее, так как к тому времени как слой атлантической воды доходит до этих регионов, он перемешивается с холодными вышележащими слоями, что в значительной степени снижает его температуру.

Немного неожиданными получились результаты для 6, 8, 10 регионов, где практически отсутствует связь между потоками тепла со стороны

атмосферы и объемом льда. Возможно это из-за того, что колебания температуры атмосферы здесь небольшие, но зато существенны течения, выносящие лёд за пределы Арктики, и состояние льда в основном определяется изменчивостью скорости этих течений.

Заключение

На основе региональной численной модели океан-лёд было изучено влияние атлантических вод на состояние ледового покрова в СЛО.

В рамках проведенного исследования были рассчитаны тепловые потоки на нижней границе льда, проанализировано их влияние на изменчивость состояния ледового покрова и проведена оценка их вклада в общий поток тепла, вызывающий таяние льда. Для этого также были рассчитаны потоки, действующие на лёд со стороны атмосферы.

Результаты исследования показали усиленное влияние со стороны океана на состояние ледового покрова в регионах Баренцева моря, пролива Фрама и склона Евразийского шельфа. Эти регионы соответствуют начальной траектории распространения атлантических вод в Арктике.

Таблица 1 – Коэффициенты корреляции между потоком Атмосфера-Лёд и Океан-Лёд и объемом льда, информация по различным регионам СЛО (рис.4).

Номер региона	Коэффициент корреляции между потоком Атмосфера-Лёд и объемом льда	Коэффициент корреляции между потоком Океан-Лёд и объемом льда
14	0,528	0,9159
1	0,6687	0,7867
2	0,9367	0,9626
3	0,6819	0,8864
5	0,8586	0,9169
15	0,7889	0,791
16	0,9176	0,64
17	0,9186	0,807
6	-0,1826	0,8518
8	-0,0887	0,6546
10	-0,2527	0,7179

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (16-35-00439, 16-05-00558, 17-05-00396, 17-05-00382)

Литература

1. Голубева Е. Н., Г. А. Платов, Д. Ф. Якшина, Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана. // Лёд и Снег, 2015 № 2 (130), с. 81-92

2. Golubeva E.N., and Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112. – C04S05. – doi:10.1029/2006JC003734
3. Beszczynska-Möller A., Fahrbach E., Schauer U., and Hansen E. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997-2010 // *ICES J. Mar. Sci.* – 2012. – V. 69. – P. 852-863.
4. Beszczynska-Möller A., Skagseth Ø., von Appen W.J., Walczowski W., Lien V. Splitting of Atlantic water transport towards the Arctic Ocean into the Fram Strait and Barents Sea Branches-mechanisms and consequences // *Geophysical Research Abstracts.* – 2016. – Vol. 18. – EGU2016-15059.
5. Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., and Hansen E. Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 / in *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*. R.R. Dickson, J. Meincke, and P. Rhines, eds, – Springer, Dordrecht, 2008. – Pp. 65-85.
6. Polyakov I., Timokhov L., Alexeev V., Bacon S., Dmitrenko I., Fortier L., et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap. // *J. Phys. Oceanogr.* – 2010. – V.40. – P.2743-2756. – doi: 10.1175/2010JPO4339.1
7. Rudels B., Anderson L.G., and Jones E.P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1996. – V.101. – P. 8807-8821.
8. Steele M., and Boyd T. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – P. 10 419-10 435.
9. McPhee Miles G. Turbulent Heat fluxes in the Upper Ocean Under Sea Ice // *Journal Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97. – N. C4. – P. 5365-5379.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Marszelewski V.....	149	Куимова Л.Н.....	222
Pius B.	149	Кураев А.В.	149
Przybylak R.....	149	Кураков С.А.	88
Rémy F.....	149	Лаптева Н.А.....	136, 142
Айдарханов А.О.	3	Леженин А.А.....	152
Актаев М.Р.....	3, 166	Ловцкая О.В.....	76, 214
Атавин А.А.....	8	Ловцов С.В.....	149
Бабошкина С.В.....	176	Лукашенко С.Н.....	3, 166
Балдаков Н.А.....	76, 214	Любимов Р.В.	187
Безуглова Н.Н.....	18	Ляхова О.Н.	3, 166
Буднев Н.М.	149	Марусин К.В.....	76, 101, 122
Быковская И.Н.	25	Надточий В.С.	161
Воистинова Е.С.....	33	Науменко М.А.....	149
Голубева Е.Н.....	152, 228	Никифоровская В.С.....	142
Горбачев И.В.	176	Постнова И.С.	25
Гузиватый В.В.....	149	Прокушкин А.С.....	114
Демиденко Н.А.	40	Пронин С.С.....	166
Донцов А.А.....	53	Пузанов А.В.....	176
Достовалова М.С.	187	Робертус Ю.В.	176, 187
Дьяченко А.В.....	76, 122	Рождественская Т.А.....	58, 176
Ельчи니нова О.А.	58, 176	Ряполова Н.Л.	161
Жданов Е.П.....	63	Саввичев А.С.	40
Заносова В.И.....	25	Салтыков А. В.	193
Захарова Е.А.....	149	Саттаров М.А.....	8, 199
Зиновьев А.Т.....	76, 122	Семчуков А.Н.....	8
Зуев В.В.....	88	Сизова Л.Н.....	222
Зырянова Т.А.	25	Синюкович В.Н.	222
Калинин В.Г.....	95	Сукнёв А.Я.....	149
Каретников С.Г.....	149	Суковатов К.Ю.....	18
Карпов В.В.	101	Суковатова А.Ю.....	18
Клименко Д.Е.	107	Суторихин И.А.....	53, 210
Ковригин А.О.....	176	Троицкая Е.С.	222
Ковязина И.А.....	95	Трошкова И.А.....	176
Коломейцев А.А.....	76	Уйманова В.А.....	88
Колосов Р.А.....	114	Филимонов В.Ю.....	214
Кормаков В.И.....	76	Харанжевская Ю.А.....	33
Кошелев К.Б.	76, 122	Харламова Н.Ф.....	210
Кошелева Е.Д.	129	Черепанова Е.С.....	107
Крайнева М.В.....	152	Шимараев М.Н.	149, 222
Краснова Е.Д.	40	Шкляев В.А.	107
Кудишин А.В.	76, 214	Яковченко С.Г.	25
Кузин В.И.	136, 142	Якшина Д.Ф.	228
Кузнецова О.В.	58	Ямских Г.Ю.....	101

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ 2. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ, ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ И НА ВОДОСБОРАХ СИБИРИ И ИХ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.....	3
<i>Актаев М.Р., Лукашенко С.Н., Ляхова О.Н., Айдарханов А.О.</i> Выявление механизмов и путей поступления техногенных радионуклидов в воды р. Шаган на территории Семипалатинского испытательного полигона .	3
<i>Атавин А.А., Саттаров М.А., Семчуков А.Н.</i> Влияние речных и подземных вод на режим Новосибирского водохранилища	8
<i>Безуглова Н.Н., Суковатов К.Ю., Суковатова А.Ю.</i> Временная динамика содержания метана в атмосфере отдельных территорий Западной Сибири	18
<i>Быковская И.Н., Заносова В.И., Зырянова Т.А., Постнова И.С., Яковченко С.Г.</i> Оценка процессов затопления и подтопления паводковыми водами для обоснования мероприятий по защите территорий от негативного воздействия вод	25
<i>Воистинова Е.С., Харанжевская Ю.А.</i> Факторный анализ формирования химического состава болотных вод Томской области	33
<i>Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Краснова Е.Д.</i> Гидролого-гидрохимические и микробиологические процессы в меромиктических водоемах губы Канда Белого моря, отделенных от моря фильтрующей дамбой.....	40
<i>Донцов А.А., Суторихин И.А.</i> Данные дистанционного зондирования земли в задачах регистрации гидрофизических параметров внутриконтинентальных водных объектов	53
<i>Ельчишникова О.А., Кузнецова О.В., Рождественская Т.А.</i> Элементный состав атмосферных и поверхностных вод бассейна р. Майма	588
<i>Жданов Е.П.</i> Проблемы планового двумерного моделирования речных сетей и пути их преодоления	633
<i>Зиновьев А.Т., Балдаков Н.А., Дьяченко А.В., Коломейцев А.А., Кормаков В.И., Кошелев К.Б., Кудышин А.В., Ловцкая О.В., Марусин К.В.</i> Прогнозирование и наблюдения экстремальных весенних половодий и дождевых паводков на Верхней Оби	766
<i>Зуев В.В., Кураков С.А., Уйманова В.А.</i> Мониторинг уровня режима р. Майма, Горный Алтай	88
<i>Калинин В.Г., Ковязина И.А.</i> К оценке осадконакопления на Камском водохранилище	955

<i>Карпов В.В., Ямских Г.Ю., Марусин К.В.</i> Оценка морфометрических характеристик залива Сыда Красноярского водохранилища с использованием ГИС-технологий	101
<i>Клименко Д.Е., Черепанова Е.С., Шкляев В.А.</i> Определение интенсивности паводкоформирующих ливней Зауралья на основе данных метеорологического радиолокатора	107
<i>Колосов Р.А., Прокушкин А.С.</i> Гидрохимический режим рек криолитозоны Среднесибирского плоскогорья	1144
<i>Кошелев К.Б., Зиновьев А.Т., Дьяченко А.В., Марусин К.В.</i> Трёхмерная гидроледотермическая модель Телецкого озера.....	1222
<i>Кошелева Е.Д.</i> Корреляционный анализ связей рядов наблюдений за ходом уровней воды в соседних створах Верхней Оби для целей моделирования и прогнозирования	129
<i>Кузин В.И., Лаптева Н.А.</i> Гидрологические процессы в Обь-Иртышском бассейне в XXI веке	136
<i>Кузин В.И., Никифоровская В.С., Лаптева Н.А.</i> Численное моделирование трансформации паводковых волн в сложных речных руслах.....	142
<i>Кураев А.В., Науменко М.А., Буднев Н.М., Шимараев М.Н., Гузиватый В.В., Каретников С.Г., Захарова Е.А., Rémy F., Ловцов С.В., Marszelewski V., Pius B., Przybylak R., Сукнёв А.Я.</i> Отлик гидрофизических процессов различных типов озёр евразии на экстремальные климатические условия (Проект ERALECC программы ERA.NET RUS PLUS S&T).....	149
<i>Леженин А.А., Голубева Е.Н., Крайнева М.В.</i> Применение численной модели для исследования гидротермического режима Беловского водохранилища	152
<i>Надточий В.С., Ряполова Н.Л.</i> Анализ качественных показателей воды реки Иртыш в створе города Омска	161
<i>Пронин С.С., Лукашенко С.Н., Ляхова О.Н., Актаев М.Р.</i> Исследование характера и механизма формирования радионуклидного загрязнения оз. Кишкенсор на площадке «Балапан».....	166
<i>Пузанов А.В., Ельчинова О.А., Бабошкина С.В., Робертус Ю.В., Рождественская Т.А., Горбачев И.В., Трошкова И.А., Ковригин А.О.</i> Эколого-геохимические и биогеохимические проблемы в бассейне Верхней Оби	176
<i>Робертус Ю.В., Достовалова М.С., Любимов Р.В.</i> Нетрадиционный подход к прогнозу весеннего паводка на реках Горного Алтая.....	187
<i>Салтыков А.В.</i> Баланс железа и марганца в педосфере под черневыми лесами Русского Алтая	193
<i>Саттаров М.А.</i> Замкнутые уравнения Рейнольдса и параболические модели Сен-Венана	199

<i>Суторихин И.А., Харламова Н.Ф.</i> Факторы изменчивости уровня режима малых бессточных пресноводных озер Алтайского края в весенний период.....	210
<i>Филимонов В.Ю., Балдаков Н.А., Кудышин А.В., Ловцкая О.В.</i> Оценка объемов стока периода половодья по ежегодным снегозапасам на участках водосбора реки Чарыш	214
<i>Шимараев М.Н., Синюкович В.Н., Сизова Л.Н., Троицкая Е.С., Куимова Л.Н.</i> Ледово-термический и водный режимы озера Байкал в 1950-2016 гг. и их возможные изменения в XXI веке	222
<i>Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н.</i> Исследование влияния Атлантических вод на состояние ледового покрова в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана с помощью численного моделирования	228
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	2366

Научное издание

**ВОДНЫЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ
СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**
(в четырех томах)
Т. II

Труды Всероссийской научной конференции с международным участием,
(28 августа – 1 сентября 2017 г., Барнаул)

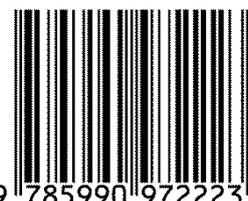
Подготовка оригинал-макета – Л.В. Ловцкая, Д.Н. Трошкин

Подписано в печать 01.08.2017. Формат 60x84/16.
Бумага офсетная. Усл.п.л. 13,95
Тираж 400 экз. Заказ __.

Институт водных и экологических проблем СО РАН
656038, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1

Отпечатано в типографии ООО «Пять плюс»
656049, г. Барнаул, пр. Красноармейский, 73
тел. (385-2) 62-85-57, e-mail: fiveplus07@mail.ru
www.five-plus.ru

ISBN 978-5-9909722-2-3



9 785990 972223